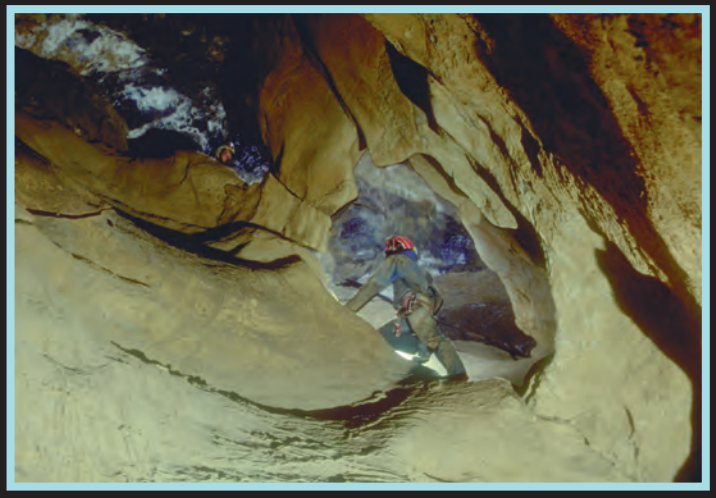
Le karst des Arbailles



Nathalie Vanara

Karstologia Mémoire n°8 - 2000

Association française de karstologie
Fédération française de spéléologie

Nathalie VANARA

LE KARST DES ARBAILLES

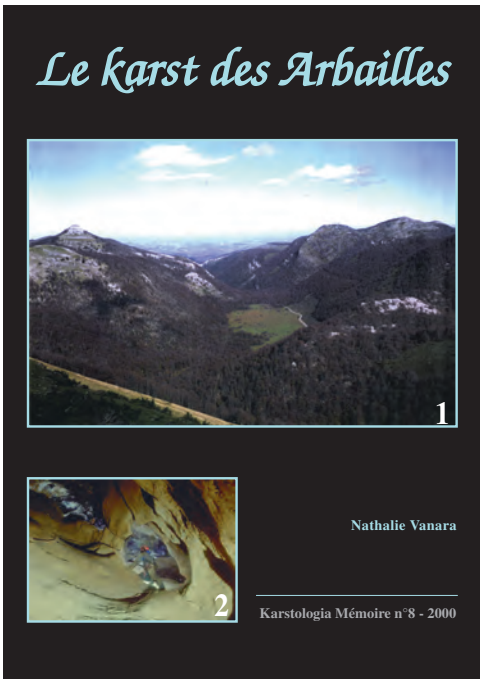
(Pyrénées occidentales, France)

Contrôles tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogenèse

Karstologia Mémoire n° 8 - 2000

Le présent ouvrage reproduit le contenu d'une thèse de géographie physique soutenue en janvier 1998 à l'Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, devant un jury présidé par M. le Professeur Jean-Jacques Delannoy et composé de :

AUDRA P.	Maître de Conférence à l'Université de Sophia Antipolis - Nice	Examinateur
CANEROT J.	Professeur à l'Université Paul Sabatier - Toulouse III	Examinateur
DELANNOY J.-J.	Professeur à l'Université de Savoie - Chambéry	Rapporteur
MAIRE R.	Directeur de Recherche au C.N.R.S. - Bordeaux	Examinateur
MUDRY J.	Professeur à l'Université de Franche Comté - Besançon	Examinateur
PEULVAST J.-P.	Professeur à l'Université de Paris IV - Sorbonne	Rapporteur
SALOMON J.-N.	Professeur à l'Université Michel de Montaigne - Bordeaux III	Directeur



Photographies de couverture
1- Le poljé d'Elsarré dominant la reculée de la Bidouze.
2- La salle du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola.

Photographies de quatrième de couverture
3- Le Béhorléguy et le synclinal d'Apanicé.
4- Rassemblement des brebis pour la traite au cayolar d'Apanicé.
5- Les roches d'Etchaltia.
6- Lame mince du dépôt argileux de la perte d'Istaurdy, débris ligneux brulés résultant des feux pastoraux.
7- Coloration de la source d'Uthurbietta à partir du réseau Nébélé (commune d'Aussurucq).
8- Salle abondamment concrétionnée dans la grotte Guillaminé.
9- Lapiés émoussés recouverts par un épais tapis de mousses sous une futaie de hêtres à Hasgagnia.

Sommaire

Préface

Résumé général

Avant-propos et remerciements

Introduction générale

Chapitre 1 : Le contrôle géologique
Un massif carbonaté jurassico-crétacé de la zone nord-pyrénéenne

I. Rappel sur la géologie générale des Pyrénées
II. Données lithostratigraphiques
III. Révision de la carte géologique et définition des grandes unités morphostructurales
IV. Les phases tectoniques et leurs conséquences paléogéographiques : distension jurassique et éocrétacée, compression tertiaire

Chapitre 2
Un paléoréseau fluviatile asséché par la surrection
Les indicateurs du relief fluvio-karstique, karstique et crypto-karstique

I. Rappel historique des recherches
II. Caractères du relief fluvio-karstique
III. Un relief karstique très évolué
IV. Le modelé crypto-karstique

Chapitre 3
Les paléokarsts et les paléocavités démantelées
Indicateurs des phases de karstification au Mésozoïque et au Cénozoïque

I. Les paléokarsts prétertiaires : indicateurs de l'évolution karstique avant l'orogenèse principale des Pyrénées
II. Les paléoréseaux démantelés d'altitude
III. Les anciennes pertes recoupées par l'érosion
IV. Les poches de paléoaltérites et les cuirasses associées

Chapitre 4
Les jalons morpho-sédimentaires souterrains
Indicateurs de l'évolution géomorphologique plio-quaternaire

I. Les anciennes pertes de la bordure sud asséchées par l'isolement du massif
II. Les cavités déconnectées des hauts vallons perchés : l'exemple du réseau de Landanoby (TH2)
III. Les cavités jalonnant la vallée sèche d'Ithé et d'Etchaltia

Chapitre 5
La dissolution karstique actuelle
Contrôle pédo-climatique, fonctionnement physico-chimique des sources et répartition spatiale de la dissolution

I. Le contrôle climatique
II. Le contrôle des sols et de la végétation
III. Variation des paramètres physiques contrôlant la dissolution
IV. Faciès hydrochimiques des sources
V. Variation des paramètres chimiques des sources
VI. Les eaux thermominérales
VII. Bilan de la dissolution karstique

Chapitre 6
Les systèmes karstiques et les bassins d'alimentation du karst des Arbailles

I. Etat des recherches spéléologiques sur les rivières souterraines et apports des traçages
II. Le fonctionnement hydrodynamique
III. Définition des différents aquifères karstiques
IV. L'étude des grands bassins d'alimentation karstiques

Chapitre 7
Les ressources en eau du massif des Arbailles : exploitation et vulnérabilité

I. La mise en valeur ancienne des ressources en eau
II. Les aménagements actuels
III. Les ressources en eau et leur protection

Chapitre 8
Mise en valeur d'une moyenne montagne calcaire et impact des actions humaines sur la morphogenèse récente

I. Adaptation de la société à un environnement karstique de moyenne montagne
II. Karst de montagne et aménagements
III. Conséquence de la mise en valeur sur les équilibres en montagne

Chapitre 9
Evolution géomorphologique générale
Relations entre la surrection, la morphogenèse et les paléoclimats quaternaires, essai de chronologie générale

I. La tectonique, un des principaux moteurs de la morphogenèse
II. Les relations entre la sédimentation détritique et la surrection plio-quaternaire
III. Le rôle du refroidissement quaternaire sur la morphogenèse des Arbailles
IV. Estimation de la tranche de calcaire dissoute
V. Essai de chronologie générale

Conclusion générale

Annexe

Bibliographie

Table des matières

Summary

Preface

General abstract

Avant-propos and acknowledgements

General introduction

Chapter 1
Geological control
A Jurassic and cretaceous carbonated massif in north pyrenean area

I. Recall of general pyrenean geology
II. Lithostratigraphic data
III. Comment on the geological map and definition of the main morphostructural units
IV. Tectonic periods and their paleogeographic consequences : jurassic and eocretaceous distension, tertiary compression

Chapter 2
A fluviatile paleosystem dried by surrection
Fluvio-karstic, karstic and crypto-karstic relief indicators

I. Historic recall of studies
II. Characteristics of fluvio-karstic relief
III. A very advanced karstic relief
IV. The crypto-karstic surface relief

Chapter 3
Paleokarsts and dismantled paleocavities
Mesozoïc and cenozoïc karstification indicators

I. Pretertiar paleokarsts : indicators of karstic evolution before the main pyrenean orogenesis
II. Dismantled paleosystems in altitude
III. Ancient leakages cut off by erosion
IV. Paleoalterites nests ans associated hardpans

Chapter 4
Morphosedimentary subterranean markers
Indicators of the plioquaternary geomorphologic evolution

I. Ancient leakages of the north border dried by the massif isolation
II. Disconnected cavities of perched upper small valleys : example of the Landanoby system
III. Cavities marking Ithé and Etchaltia dried valleys

Chapter 5
The karstic dissolving at the present time
Pedo-climatic control, physico chemical process of sources and location of dissolving

I. Climate description
II. Soils and vegetation
III. Variations of the physical parameters of dissolution
IV. Hydrochemical facies of sources
V. Variations of chemical parameters of sources
VI. Thermomineral waters
VII. Balance of kartic dissolution

Chapter 6
The karstic systems and their drainage basins in karstic Arbailles
I. Present state of speleologic explorations of subterranean rivers and tracings contribution

II. Hydrodynamic process
III. Definition of various karstic aquifers
IV. Studies of large karstic drainage basins

Chapter 7
Water resources : exploitation and vulnerability

I. Ancient equipments of water resources
II. Modern equipments
III. Water resources and their protection

Chapter 8
Land development and impact of human activities on recent morphogenesis

I. Social adaptation to a karstic environment of mid-high mountain
II. Mountain karst and equipments
III. Consequencies of equipments on equilibriums in the mountains

Chapter 9
Resulting geomorphologic evolution
Relations between surrection, morphogenesis and quaternary paleo-climates. Attempt at a global chronology

I. The tectonic, most important motor for morphogenesis
II. Connections between detritic sedimentation and plio-quaternary surrection
III. Role of quaternary coolings on Arbailles morphogenesis
IV. Estimation of dissolution
V. Attempt at general chronology

General conclusion

Annexes

Bibliography

Table of contents

Préface

La thèse de Nathalie Vanara s'impose d'emblée par la qualité de sa présentation, la variété des méthodologies appliquées, l'utilisation optimisée de l'outil informatique et l'importance des résultats scientifiques. D'une ampleur remarquable pour une thèse nouvelle formule réalisée en quatre ans, cette recherche représente une somme considérable de travail de terrain et de laboratoire, de recherche bibliographique, de traitement informatique des acquis spéléologiques (collaboration avec les clubs, le Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques). Sur le plan scientifique, l'auteur a obtenu l'appui des meilleurs laboratoires spécialisés : Universités de Bordeaux et de Pau, C.E.R.E.G.E. d'Aix-Marseille, Faculté Polytechnique de Mons, C.N.R.S. de Meudon, Centre de Préhistoire de Périgueux.

Il convient de bien situer l'étude dans son contexte scientifique. Les thèses d'Etat régionales, classiques en géologie et géomorphologie, ont disparu ; elles ont permis d'établir les bases de la recherche fondamentale. Aujourd'hui les thèses en sciences de la terre et en géomorphologie sont thématiques, donc spécialisées, voire hyper-spécialisées. Ces thèses permettent des avancées substantielles et pointues surtout quand elles reposent sur des problématiques multidisciplinaires ; en karstologie, par exemple, l'étude du signal climatique et saisonnier dans les concrétionnements souterrains.

La recherche de l'auteur s'inscrit dans ce courant thématique puisqu'elle repose sur la mise en oeuvre des nouveaux concepts de la karstologie, tels que la notion d'enregistreurs, reconnue aux jalons morpho-sédimentaires souterrains. En outre, une conception systémique prenant en compte l'évolution dans le temps long (échelle géologique) et l'évolution dans le temps court (échelle humaine) permet de proposer un schéma cohérent de l'histoire géomorphologique du massif. A la fois thématique et régionale, la thèse tire son unité d'une ligne directrice fondamentale : l'enregistrement des étapes de la morphogenèse et de la tectonique dans un massif carbonaté remarquable par sa morphologie karstique et son domaine spéléologique exceptionnel.

Ainsi, à partir d'un massif exemplaire, qui n'avait pas été l'objet d'études de synthèse récentes et d'une problématique située à cheval sur la géologie et la géomorphologie, l'auteur s'est attachée à découvrir les indicateurs sédimentaires et morphologiques de l'histoire du relief. Comme disait Pierre Birot, l'histoire du relief se résume finalement à une compétition permanente entre la tectonique et l'érosion. En partant des idées simples, base de la géomorphologie -la tectonique est le moteur de l'érosion normale et karstique- on peut progresser notablement à condition de disposer de découvrir et faire parler des jalons pertinents ; or le massif des Arbailles offre ces jalons et ils sont de nature karstique : grandes vallées sèches perchées, niveaux souterrains étagés, dépôts endokarstiques, autant de témoins de l'évolution du massif correspondant à différents stades de surrection au cours de la fin du Tertiaire et du Quaternaire.

L'étude est pluridisciplinaire et met en jeu des méthodes variées et complémentaires : cartographie géologique et géomorphologique, cartographie spéléologique, sédimentologie et micromorphologie, analyses géochimiques, géochimie isotopique (U/Th), paléomagnétisme, palynologie, etc. Cette haute tenue scientifique assure une moisson de résultats et d'informations nouvelles : révision des affleurements géologiques, synthèse des traçages et de l'organisation des systèmes karstiques, datations isotopiques... Des données nouvelles en néotectonique alpine (taux de surrection) sont obtenues par croisement des méthodes karstologiques, géomorphologiques et géologiques. Enfin cette thèse montre à quel point l'alliance entre la géologie de terrain, l'hydrogéologie, la spéléologie et la géomorphologie est porteuse de découvertes. Spéléologues et scientifiques auront du plaisir à parcourir ces pages bien illustrées et il faut féliciter l'auteur d'avoir su valoriser une recherche de cette qualité par sa publication dans la collection Karstologia Mémoires.

Richard Maire
Directeur de Recherche du C.N.R.S.

Résumé général

Le massif basque des Arbailles, d'une superficie de 165 km², forme un bastion calcaire qui domine le piémont pyrénéen de 1 000 m. Il forme l'unité géologique et géomorphologique la mieux individualisée de toute la zone nord-pyrénéenne.

L'évolution géomorphologique depuis le Miocène est contrôlée étroitement par les phases de surrection et par des facteurs bioclimatiques favorables à la karstification (climat océanique humide, couverture forestière).

Au cours de l'Holocène et de la période historique, l'impact de l'homme a joué un rôle sensible sur la morphogenèse, notamment sur le décapage des crypto-lapiés et probablement sur l'intensité de la dissolution en raison de la déforestation.

Le contrôle géologique

Le massif des Arbailles forme une structure plissée de calcaires du Jurassique et du Crétacé débutant par les faciès calcaréo-dolomitiques du Lias inférieur. Les calcaires du Dogger (100-150 m), les calcaires urgo-aptiens de l'Aptien supérieur (250 m) et les calcaires marneux albiens (100-300 m) forment une ossature carbonatée de plus de 500 mètres de puissance favorable au développement de la karstification.

Les plis, orientés WNW-ESE, sont structurés en quatre unités, avec, du nord au sud :

1/ le brachyanticlinal de la Haute Bidouze entaillé jusqu'au Stéphanien dans la boutonnière d'Hosta et la reculée de la Bidouze ;

2/ les structures plicatives intermédiaires représentées par le haut karst central à buttes résiduelles et vallées sèches ;

3/ le synclinal d'Apanicé entaillé profondément par les vallées de l'Apoura et de l'Ilhounatzé ;

4/ le karst cizain, terminaison périclinale ouest du synclinal d'Apanicé, au modelé karstique modéré.

Le contrôle géodynamique est sous la dépendance de plusieurs phases tectoniques, globalement distensives au Mésozoïque et essentiellement compressives au Cénozoïque. Au Crétacé inférieur, suite à l'ouverture de l'Atlantique, un mouvement de distension N-S (*rifting*) provoque un découpage en blocs du socle hercynien avec un basculement vers le sud et l'apparition de rides diapiriques. Au Lutétien moyen, lors de la compression pyrénéenne, la zone des Arbailles se plisse et les anciennes failles normales fonctionnent en failles inverses plus ou moins chevauchantes à vergence nord. Dans le même temps, une grande phase d'érosion décape la couverture de flysch. Mais ce n'est qu'à partir du Néogène et au Pléistocène que le massif des Arbailles s'individualise sous sa forme actuelle à la suite d'une puissante tectonique de surrection, de nature épirogénique.

Un paléoréseau fluviatile asséché par la surrection

Les Arbailles présentent un relief polygénique complexe associant des formes d'érosion fluviatile asséchées et désorganisées par l'infiltration des eaux (fluvio-karst) et des formes liées uniquement à la dissolution (karst).

Les profils en long des vallées soulignent les stades d'enfoncement successifs liés à la surrection du massif. On observe plusieurs niveaux étagés de vallées sèches. Le niveau de 700 m, représenté par les grandes vallées d'Ithé et d'Elsarré, est le plus caractéristique ; il correspond, en première hypothèse, à un stationnement du niveau de base entre les deux grandes phases de surrection.

Le relief karstique proprement dit est remarquable par son haut degré d'évolution symbolisé par l'ampleur des formes. Ainsi la haute surface est caractérisée par des fragments de plateaux défoncés par des champs de profondes dolines (Guillembero) et des interfluves résiduels constituant le champ de buttes du haut karst central.

Les formes «négatives» ayant permis l'individualisation des interfluves sont les mégadolines qui peuvent atteindre plus de 1 000 m de diamètre (Sihigue, Belchou, Zabozé) et les vallées dolinaires. Une grande partie de la corrosion chimique est de nature crypto-karstique en raison d'une couverture d'altérites provenant essentiellement de l'altération des calcaires marneux albiens.

Les paléokarsts et les paléocavités démantelées

Les phases de karstification mésozoïques témoignent d'une instabilité de la région pendant le Jurassique et le Crétacé à la suite de l'ouverture de l'Atlantique : karst des bauxites de la fin du Jurassique, brèches d'Arhansus indiquant une émersion au cours de l'Aptien (Gargasien supérieur) et discordance intra-aptienne visible dans le puits de 330 m du gouffre d'Apanicé, confirmant l'existence d'une phase d'émersion *(rifting)* sur la bordure sud de la plate-forme carbonatée.

Les phases de karstification tertiaires sont attestées par des paléocavités démantelées, situées sur la haute surface, et par des remplissages anciens associés indiquant un climat chaud à saisons contrastées (cuirasses, spéléothèmes) et une paléotopographie aujourd'hui disparue. Les concrétionnements stalagmitiques, les brèches et les dépôts fluviatiles indurés attestent une relation directe avec la Haute Chaîne au cours du Néogène.

L'étude des poches d'altérites et des cuirasses permet de préciser les modalités de la pédogenèse au cours de l'évolution géomorphologique mio-plio-quaternaire : climat chaud et régime en surrection.

Les jalons morpho-sédimentaires souterrains

L'étude de la distribution spatiale et altitudinale des 600 cavités, de leurs morphologies et de leurs remplissages permet de distinguer : 1/ les anciennes pertes de la bordure sud asséchées par l'isolement du massif (Yéti, Apanicé, Otxolatzé et Bienvenu) ; 2/ les cavités déconnectées des hauts vallons perchés (Landanoby) ; 3/ les réseaux jalonnant les vallées sèches d'Ithé et d'Etchaltia (Azaléguy, Etxanko Zola et Nébélé). L'étude des formes, des niveaux et des remplissages de ces réseaux permet de mettre en évidence les stades d'enfoncement successifs du réseau hydrographique (niveau de 675 m d'Etxanko Zola jalonnant le niveau d'Ithé de 700 m) soulignant ainsi la part majeure jouée par la surrection plio-quaternaire.

La dissolution karstique actuelle

Le massif calcaire des Arbailles est soumis à un climat océanique montagnard (1 500- 2 000 mm/an) favorable à la végétation et à la pédogenèse, donc à la dissolution (CO_2 biogénique). Huit grandes sources karstiques ont été choisies pour l'étude du fonctionnement hydrochimique. Les analyses chimiques montrent l'existence de trois familles de sources : les eaux bicarbonatées calciques, les eaux bicarbonatées calciques légèrement sulfatées et les eaux bicarbonatées calciques et sulfatées.

La minéralisation des émergences montre une évolution inverse à celle du débit (fonctionnement en dilution), classique pour un karst montagnard. Les eaux sont agressives durant l'été en période d'étiage (CO_2 biogénique) et à l'équilibre ou légèrement sous saturées pendant le reste de l'année (hautes eaux).

La dissolution spécifique actuelle, de l'ordre de 94 $m^3/km^2/an$, est typique d'un karst humide de moyenne montagne. Comme près de 90 % de la dissolution s'exerce entre 0 et 100 m de profondeur, cela signifie que la tranche de roche dissoute (dénudation karstique), sur le long terme, tend à se rapprocher de la dissolution globale.

Les systèmes karstiques et les bassins d'alimentation

Les bassins d'alimentation des systèmes karstiques des Arbailles sont difficiles à délimiter en raison de la complexité de la structure géologique. Les recherches spéléologiques et dix huit traçages prouvent l'existence d'une dizaine de grands systèmes karstiques dont certains demeurent peu connus (Garaybie, Camou). Une carte hydrogéologique de synthèse au 1/50 000, sur fond géologique mis à jour, montre les grandes émergences, les petites sources et les pertes (plus de 200), les traçages, le tracé des grands réseaux souterrains, enfin la situation des 600 cavités recensées.

On discerne quatre types d'aquifères karstiques séparés par les écrans marneux du Bédoulien et de l'Oxfordien : les aquifères des calcaires marneux albiens, des calcaires de l'Urgo-Aptien, des calcaires du Dogger, des calcaires marneux du Dogger. Le fonctionnement hydrodynamique des sources est caractérisé par un transfert rapide des crues (quelques heures) et une zone noyée tampon relativement réduite. Les réserves dynamiques sont faibles (quelques dizaines de milliers de m^3), sauf dans la grande émergence des Cent Sources qui doit drainer un quart du massif.

Les treize principaux bassins karstiques sont regroupés en six types géologiques : 1/ les systèmes synclinaux des calcaires marneux albiens au sud (Arhanzéta) et au sud-ouest (Etcheberriborda), 2/ le système anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta au nord-nord-est (Garaybie), 3/ les systèmes perchés des calcaires urgo-aptiens au centre (Grande et Petite Bidouze), 4/ les systèmes faillés de l'Urgo-Aptien de la retombée périclinale sud-est (Camou et Cent Sources), 5/ les systèmes synclinaux de la terminaison ouest (Abotecoborda et Espila), 6/ les systèmes du Jurassique (Zahagui, Urondoa, Ur Belcha, Uthurbietta).

Les ressources en eau : exploitation et vulnérabilité

Le massif des Arbailles représente un château d'eau naturel dont les ressources abondantes sont situées à la périphérie du massif. Les aménagements actuels visent essentiellement à alimenter en eau potable les villages et à desservir les cayolars et abreuvoirs d'altitude. Comme tout massif calcaire, les Arbailles sont sensibles aux aménagements routiers, agricoles, forestiers ou touristiques. La qualité bactériologique des eaux des émergences n'est pas suffisante, d'où la mise en service de stations de traitement pour toutes les sources captées du massif. La difficulté de trouver des ressources en eau fiables, le constat d'une dégradation relativement récente (augmentation de la turbidité), la pollution accrue des cours d'eau et l'assèchement de rivières, montrent la fragilité du milieu. Seule une concertation entre les différents utilisateurs permettra de trouver un compromis durable entre l'exploitation économique de la montagne et le respect des équilibres naturels.

L'impact anthropique sur la morphogenèse récente

Actuellement, des aménagements de grande ampleur sont menés à bien par les commissions syndicales pour éviter l'abandon de la montagne : constructions de routes, de bergeries, dessertes en eau courante, aides diverses. Mais le karst est un milieu fragile. Le surpâturage, les feux pastoraux encore intensément pratiqués et les coupes forestières sont responsables d'une érosion des sols. En de nombreux endroits, la roche apparaît sous la forme de crypto-lapiés qui attestent d'une récente déstabilisation du milieu. Les eaux karstiques sont sensibles aux aménagements comme le prouve l'augmentation des charges turbides de certaines sources. Cependant, comparée à celle du domaine méditerranéen, l'érosion des sols sur les Arbailles reste modérée et ne compromet pas la réinstallation de la végétation dès que la pression pastorale se fait moins forte. Une prise de conscience de la fragilité du milieu karstique existe maintenant au niveau des différentes administrations, mais la concrétisation des mesures à prendre reste difficile.

Synthèse de l'évolution géomorphologique et chronologie générale

1/ Au Crétacé, les premiers mouvements orogéniques sont accompagnés de diapirisme provoquant une karstification particulière par dissolution des gypses ;
2/ A l'Eocène moyen, la phase orogénique principale des Pyrénées s'accompagne d'une grande phase d'érosion et de décapage des couvertures géologiques (flyschs) qui se poursuit jusqu'au milieu du Tertiaire ;
3/ Au Miocène moyen et supérieur s'établit une période de stabilité ou de faible surrection. Les anciens spéléothèmes recoupés par l'érosion sur la haute surface sont attribués à cette phase miocène sous ambiance tropicale. Un système fluviatile se met progressivement en place en relation avec l'alimentation de la haute chaîne (Igountze-Mendibelza) ;
4/ A partir de la fin du Miocène supérieur et du Pliocène la chaîne pyrénéenne connaît une grande phase de surrection. Mais ce n'est qu'au Pléistocène inférieur, à la suite de la deuxième grande phase de surrection, que le système de grandes vallées (Ithé, Elsarré) se déconnecte définitivement de son amont imperméable en raison de l'érosion régressive des vallées périphériques (Apoura, Ilhounatzé) ;
5/ Au Pléistocène, les vallées sèches portées en altitude évoluent en vallées dolinaires par défoncement karstique ;
6/ Actuellement, l'essentiel du drainage s'effectue par des systèmes souterrains qui n'ont aucune liaison avec la topographie «fossile».

General abstract

Basque Arbailles mountains, of 165 km^2 in superficy constitute a calcareous bastion, which rises 1 000 metres above pyrenean piedmont. They form the best individualized geologic and geomorphologic unit of all the north pyrenean zone.

Since the Miocene, the morphologic evolution is under dependance of surrection periods and bioclimatic factors directly propitious to karstification (wet oceanic climate, forest cover).

During the Holocene and historic period, the human impact has had a notable role on morphogenesis, especially on scouring of crypto-lapiés and probably on dissolution intensity as a consequence of deforestation.

Geological control

Arbailles mounts form a folded structure of Jurassic and cretaceous limestone beginning with the calcareo-dolomitic facies of lower Lias. Limestones of Dogger (100 - 150 m), urgo-aptian of upper Aptian (250 m), marly albian (100 - 300 m) form a carbonated ossature thicker than 500 m, appropriate to karstification.

There are four WNW-ESE folds :

1/ the brachyanticlinal of Haute-Bidouze notched down to Stephanian in Hosta weald and Bidouze blind valley ;

2/ the intermediary folds of the high central karst subsisting in residual outliers and dried valleys ;

3/ the Apanicé synclinal strongly notched by the Apoura and Ilhounatzé valleys ;

4/ the cizean karst, west periclinal and of Apanicé synclinal with its smooth karstic forms.

The geodynamic evolution depends on several tectonic periods, roughly distensive in the Mesozoïc and essentially compressive in the Cenozoïc. During the lower cretaceous and following the opening of Atlantic, a distensive N-S move (rifting) induces cutting blocks out of the hercinian substratum with a rocking toward the south and generation of diapiric wrinkles. During the middle Lutecian, a compressive period for the Pyrenees, the Arbailles area is folded and the ancient normal faults turn into reverse faults more or less overthrusting with a north vergency. At the same time a long period of erosion scours the flysch cover. But it is only from the Neogene and Pleistocene on, that Arbailles mounts find their present individuality thanks to a powerful epirogenic surrection.

A fluviatile paleosystem dried by uplift.

Arbailles have a complex polygenic relief associating dried fluviatile erosion forms disorganized by water infitration (fluviokarst) and forms only due to dissolution (karst).

Longitudinal profiles of valleys clearly show the successive stages of depression corresponding to the surrections of the massif. There are several stages of levels of dried valleys. The 700 m level characterized by the big Ithé and Elsarré valleys is the most obvious. It is supposed to correspond to a halt of base level between two important phases of surrection.

The karstic relief itself is remarkable for its high degree of evolution discernable in the fullness of figures. For instance, the upper surface shows fragments of plateaus hollowed by series of deep dolines (Guillembero) and residual interfluves which constitute the field of butts of the high central karst.

The megadolines, up to 1 000 m diameter (Sihigue, Belchou, Zaboze) and the dolinary valleys are the "negative" forms which individualized the interfluves. A large part of chemical corrosion is of a crypto-karstic nature due to the alterites cover resulting from the deterioration of marly albian limestones.

Paleokarsts and dismantled paleocavities.

The mesozoïc karstification phases give us proof of a local instability during the Jurassic and Cretaceous after formation of the Atlantic : karstifield bauxites of the end of the Jurassic and breccia d'Arhansus indicating an emersion during the aptian period (upper Gargasian) and an intra-aptian discordance detected in the 300 m pit of Apanice swallowhole confirming a emersion phase (rifting) at the south border of the carbonated plateform.

The tertiary karstification periods are witnessed by dismantled paleocavities located on the upper surface and by associated ancient fillings which indicate a hot climate with contrasted seasons (hardpans, speleothems) and a paleotopography which is no more existing. The stalagmitic concretions, the breccia and indurated fluviatile deposits attest to a direct relation with the High Range during the Neogene.

The studies of alterites pockets and hardpans give precisions about the pedogenesis during the mio-plio-quaternary geomorphologic evolution : hot climate and surrective regime.

The morphosedimentary subterranean markers

The studies of the distribution in space and altitude of 600 cavities and of their morphologies and filling offer a classification : 1/ the ancient leakages of the south border dried following the isolation of the massif (Yéti, Apanicé, Otxolatzé and Bienvenu) ; 2/ the disconnected cavities of upper perched small valleys (Landanoby) ; 3/ the watering systems marking the dried valleys of Ithé and Etchaltia (Azaléguy, Etxanko Zola and Nébélé).The studies of forms, of levels and of fillings of these systems give precisions about the sucessive stages of the hydrographic system driving in, underlining the major role of the plioquaternary surrection.

The karstic dissolving at the present time

The calcareous Arbailles mounts are under oceanic mountainous climate (1 500 - 2 000 mm/year) propitious to vegetation and pedogenesis, i.e. to dissolving (biogenic CO_2). Eight big karstic sources have been selected for studies of the hydrochemical process. Chemical analyses show three families of sources : calcic bicarbonated, calcic bicarbonated lightly sulfated and calcic bicarbonated and sulfated waters. The mineralization is in opposition to yield, common rule for a mountaneous karst (by dissolution process). Waters are agressive in summers with lowest water levels (biogenic CO_2) and at equilibrium or lightly undersaturated the rest of the year (high waters).

The present specific dissolution rate, about 94 m^3/km^2/year is typical of a wet karst of mid high mountains. As 90 % of dissolution happen at a depth of 0 to 100 m, the section of concerned rocks (karstic denudation) tends to be global in the long time.

The karstic systems and their drainage basins

The drainage basins of karstic systems of Arbailles are difficult to delimitate because of their complex geologic structure. Speleological explorations and eighteen tracings bring proof of the

existence of more than 10 karstic systems, some of them still hardly known (Garaybie, Camou). A synthetical hydrogeologic map on a scale of 1/50 000e adapted from the geologic view indicates big and small sources, leakages (more than 200), tracings, main underground stream systems and locates the 600 known cavities.

Four main types of karstic aquifers separated by Bedoulian and Oxfordian marly screens can be discerned : aquifers of marly albian limestones, of urgo-aptian, of Dogger and of Dogger marly limestones. The hydrodynamic functionning of the sources is characterized by a quick transfer of flood waters (few hours) and a rather small buffer accumulation. Dynamic reserves are scanty (some tens of thousands m^3) except at the big Cent Sources emergency which probably drains a quarter of the massif.

Thirteen big karstic basins can be classified into six geologic types : 1/ the synclinal systems of albian mearly limestones in the south (Arhanzéta) and south-west (Etcheberriborda), 2/ the anticlinal system of Haute Bidouze - Hosta north-north-east (Garaybie), 3/ the perched systems of urgo-aptian limestone in center (Grande and Petite Bidouze), 4/ the faulted urgo-aptian systems of the periclinal versant south-east, 5/ the synclinal systems of the west border (Abotecoborda and Espila), 6/ the jurassic systems (Zahagui, Urondoa, Ur Belcha, Uthurbietta).

Water resources : exploitation and vulnerability

Arbailles mounts are a natural water tower of which abundant resources only appear at the massif periphery. The modern equipments aim essentially at supplying villages with drinking water and providing cayolars and thoughs in altitude. As all calcareous massifs, Arbailles are sensitive to the development of roads, agriculture, forest and touristic industries. The bacteriologic quality of water of emergencies is not satisfying for what treatment stations are put in service for all tappings in the whole massif.The difficulties to find more reliable resources, a recent deterioration as turbidity increases, pollution and drying of rivers show the fragility of the environnement. Only an agreement among the different customers will allow a lasting arrangement to find an equilibrium between the necessities of economic exploitation and the respect of nature.

Anthropic impact on recent morphogenesis.

Recently important developments are carried out by local "Comices" to avoid desertification of the mountain. Development of the various resources of karstic Arbailles by men is ancient. There is an exceptionnal concentration of remains of different human sociological integration which shows a permanent occupation from middle Paleolithic up to this day. But with time, the use of possibilities offered by nature has varied diversely and originally. Nowadays large investments made by the local syndicates have avoided abandonning these mountains and succeeded in keeping the Basque farmers : roads building, sheep-folds building, running water distribution and various helps. But karst is a fragile environment. Over-pasture, burn-beats still frequent and deforestation are at the origin of slopes erosion. In many places, rocks appear in the form of crypto-lapiés, which shows a recent destabilization of the environment. Karstic waters are very sensitive to equipment as shown by the increasing turbidity of some sources. Nevertheless, in comparison with the mediterranean regions, ground erosion is still moderate in Arbailles, and vegetation can recover as soon as pastoral pressure decreases. In most administrations the awareness of karstic fragility to environment is now present, but concretization in facts remains difficult.

Synthesis of geomorphology and general chronology.

1/ During the cretaceous period, first orogenic moves come with diapirism and formation of a special karstification with gypsum dissolution ;
2/ The main Pyrenean orogenesis takes place during the mid Eocene. It comes with a long period of erosion and scouring of geologic covers (flyschs) which goes on up to the Middle Tertiary ;
3/ Middle and upper Miocene was a period of stability and of feeble surrection. Ancient speleothems cut through by erosion of the upper surface are attribuated to this period under tropical climate. A fluviatile system originally traced on the flyschs cover becomes encrusted into limestones being in hydrologic relation with the help of upper water from Mendibelza impermeable area ;
4/ At the end of the upper Miocene, the pyrenean range goes through a long period of surrection which puts upright the karstic system and emphasizes karstic and fluviokarstic forms (perched upper valleys) ;
5/ During the lower Pleïstocene, a second surrection definitely isolates the large dried valleys of Ithé and Elsarré from upper Mendibelza by capture of the heads of valleys by regressive erosion (Apoura, Ilhounatze). These large dried valleys become dolinary valleys during the quaternary ;
6/ At the present time, drainage is made by new underground systems without any connection to the fossile topography.

Avant-propos

A partir des années 1970, les concepts de la karstologie ont été renouvelés par le croisement et la confrontation des méthodes sédimentologiques (analyse séquentielle, micromorphologie, palynologie), géochimiques (datations radiométriques), géophysiques (paléomagnétisme) et géomorphologiques (cartographie morphologique et spéléologique) [Maire, 1976 et 1990 ; Callot, 1978 ; Delannoy, 1981 et 1997 ; Rodet, 1981, Audra, 1994].

C'est ce contexte d'une science très dynamique qui nous a déterminés il y a quatre ans a entreprendre une thèse de karstologie, bien que nous n'étions pas à l'époque à vraiment parler une spéléologue. En effet lors de notre maîtrise dans les Grands Causses, nous avions entrevu les possibilités que pouvaient apporter les terrains calcaires dans la compréhension des évolutions géomorphologiques, possibilités souvent expliquées par les auteurs et qu'il serait inutiles de reprendre ici [Delannoy, 1997]. Ces terrains calcaires, nous souhaitions les étudier dans des paysages aussi «naturels» que possible par goût personnel.

Tout de suite, nous avons pensé qu'il était raisonnable de choisir un terrain situé en France. Il nous semblait difficile de lancer une étude de trois ans sur un terrain de recherche localisé à l'étranger, où aux difficultés du sujet s'ajouteraient les obstacles de la langue et des contacts scientifiques.

Parmi les régions françaises, notre choix s'est porté sur les Pyrénées que nous avions déjà beaucoup fréquentées et aussi parce que cette chaîne avait suscité en comparaison à d'autres régions, comme le Vercors ou les Grands Causses, peu d'études de karstologie. Nous avons pensé au domaine de moyenne montagne en voyant plusieurs avantages par rapport au domaine de la haute montagne calcaire :
- c elui-ci avait déjà suscité l'intérêt assidu de R. Maire [1990] avec la publication de son bel ouvrage «*La haute montagne calcaire*». La moyenne montagne calcaire devait permettre de multiples comparaisons entre les deux domaines ;
- ces moyennes montagnes ont été ou sont utilisées intensivement par l'homme et il a semblé que les interactions homme - milieu pouvaient offrir d'intéressantes perspectives de recherche ;
- ces montagnes tout en demeurant préservées étaient plus facilement accessibles que la haute montagne. Elles présentaient notamment l'avantage certain d'être accessibles toute l'année en raison de leur enneigement limité. On peut s'y loger à demeure. Cet aspect nous paraissait essentiel et nous n'avons jamais eu à regretter notre choix d'habiter sur le lieu même de notre étude. Combien de phénomènes nous auraient échappé dans le cas contraire. En étant sur place, nous pouvions adapter nos sorties de terrain aux conditions météorologiques : les évènements rares, comme les violents orages, pouvaient être l'objet d'une observation immédiate des manifestations de l'érosion ; les périodes de temps lumineux favorisent les sorties consacrées aux photographies ; les journées maussades, aux explorations spéléologiques.

Parmi les chaînons nord-pyrénéens, les Pyrénées occidentales paraissaient offrir un domaine de recherche particulièrement prometteur. Au départ, nous avions eu l'idée de comparer plusieurs massifs afin de dégager de grandes tendances générales d'évolution. Pendant deux mois, nous avons parcouru l'ensemble de la région. Il a fallu nous rendre à l'évidence qu'une telle ambition pour une recherche de trois ans était impossible.

Nous avons donc sélectionné parmi tous les massifs visités celui qui nous semblait pouvoir permettre d'aller le plus loin possible dans la compréhension de ses paysages. Parvenu à ce point, le choix du massif des Arbailles s'imposait. En effet, ce massif présente plusieurs avantages :
- une superficie d'environ 165 km^2 raisonnable pour une thèse nouvelle formule ;
- une altitude allant de 200 m à 1 200 m, ce qui permettait d'aborder l'étude de différents domaines climatiques. L'influence de la pluie, quasi exclusive sur les premières pentes du relief laisse progressivement la place à une influence importante de la neige sur les hauts sommets ;
- les Arbailles sont un massif particulièrement bien individualisé, ce qui permet de contrôler à la fois les flux à l'entrée du système et à la sortie ;
- des formes exokarstiques intéressantes, voire exceptionnelles par leur netteté. Nous citerons pour exemple

* la haute surface d'Otxolatzé-Apanicé en partie démantelée ;

* des pitons calcaires rappelant les karsts à buttes de type «mogotes» similaires à ceux des régions tropicales. Ce qui laissait présager l'importance des formes héritées ;

* des dépressions particulièrement caractéristiques : mégadolines et niveaux de vallées sèches remarquablement marqués dans le paysage ;
- les recherches spéléologiques étaient avancées et de nombreux réseaux étaient directement accessibles pour une spéléologue, au départ, peu expérimentée. Les réseaux endokarstiques laissaient espérer des possibilités de calages avec les grands niveaux exokarstiques utiles pour situer dans le temps l'histoire des paysages de ce karst ;
- enfin, une forte occupation pastorale, ce qui laissait entrevoir un champ d'observation prometteur des relations homme / milieu.

Notre but est la compréhension des paysages karstiques, les Arbailles en raison de leur unité et de leur individualité pouvant être comparées à un géosystème. Restaient à trouver les entrées pertinentes permettant une meilleure connaissance de ce milieu karstique (fig. 0-1).

La méthodologie générale repose sur la recherche et l'analyse des indicateurs de l'évolution du géosystème à savoir les indicateurs morphologiques superficiels (ex : niveaux de vallées sèches), les indicateurs sédimentaires endokarstiques anciens et récents (ex : paléospéléothèmes à l'affleurement, séquences détritiques et chimiques souterraines), les indicateurs spéléomorphologiques (ex : niveaux de galeries sèches), les indicateurs hydrogéologiques (ex : régime chimique des sources) et les indicateurs anthropiques (ex : érosion des sols).

Nous pensons que seule la prise en compte de tous les indicateurs permet d'avoir une vision globale et peut-être une compréhension globale *in fine*.

Nous avons pris le soin de ne sélectionner, pour chaque type d'indicateurs, que ceux qui -sur notre terrain- nous sont parus les plus représentatifs pour l'illustration de notre propos. Il nous a donc souvent fallu travailler par élimination. Prenons quelques exemples :
- dans le choix des indicateurs spéléomorphologiques, et bien que de nombreuses cavités présentent des évolutions intéressantes, nous avons choisi d'axer essentiellement notre réflexion sur les réseaux dépendants de la vallée d'Ithé. Ce système nous a semblé exemplaire pour

la reconstitution des grandes phases d'encaissement du massif et pour la détermination, puis la datation des phases successives du soulèvement. Le modèle d'étude proposé pourra facilement être transposé à l'autre grand axe important des Arbailles : le poljé d'Elsarré et éventuellement à des organisations similaires dans d'autres massifs karstiques ;
- en ce qui concerne l'hydrologie, l'étude de toutes les grandes sources du massif était impossible. Nous avons suivi celles qui étaient représentatives de situations types selon deux critères : les types de terrains drainés (crétacés, jurassiques…) et les types d'aquifères (perchés, à nappes noyées importantes…).

Pour la compréhension de ces indicateurs, il nous a fallu faire appel à différentes techniques de terrain, de laboratoire et informatiques que la figure 0-1 récapitule pour chaque chapitre. La prise en compte de nombreuses techniques ne permet pas de maîtriser pour chacune d'elles toutes les finesses ni toutes les innovations. Nous avons veillé à rester dans le domaine des méthodes éprouvées avec l'aide d'excellents spécialistes, les techniques sont restées des outils au service de notre problématique. Un de nos soins a été de garder notre spécificité de géographe (vision globale) et d'obtenir de chacune des spécialités ce qu'elle pouvait apporter à notre propos. Certaines analyses ont été laissées aux mains de spécialistes (U/Th notamment). Cependant, pour beaucoup d'autres, nous avons dû nous initier aux techniques de base. Nos dépenses de recherches à 95 % sont restées à notre charge. Aussi avons nous appris à réaliser les analyses d'eau, à effectuer les datations paléomagnétiques, à interpréter des lames minces. Nous ne le regrettons pas. Les analyses prennent du temps, mais nous ont obligés à suivre d'un œil critique nos échantillons depuis le prélèvement jusqu'à l'interprétation. De plus, cela nous a permis de mieux comprendre les limites et avantages de chaque méthode en nous donnant l'occasion de contacts au combien enrichissants avec les chercheurs, professeurs, ingénieurs qui nous ont guidés dans des disciplines qu'ils maîtrisent parfaitement.

Nous avons considéré notre brève étude comme une étape dans la compréhension des Arbailles. Nous espérons qu'elle sera (nous avons tout fait pour) une base pour aller plus loin dans la connaissance de ce massif. Cette vision des choses explique bien des choix :
- choix de toujours replacer nos observations dans un contexte plus général. Nous avons sans cesse pensé au lecteur qui ne connaît pas ce terrain, mais qui pourrait être intéressé par nos problématiques. D'où le souci de replacer les Arbailles au sein d'un cadre plus large, d'insister tout particulièrement et d'emblée sur les grands types de paysages, d'insister aussi et cela nous a paru particulièrement important, sur les aspects géologiques (chapitre 1) et bioclimatiques (chapitre 5) qui conditionnent toute l'évolution du massif ;
- tout au long de notre étude, nous avons pris soin de localiser les faits étudiés le plus précisément possible : cartes, coordonnées Lambert. Cette minutie dans la description permettra éventuellement de retrouver sur le terrain le phénomène décrit ;
- choix de restituer exactement les observations et si possible de toujours accompagner notre raisonnement par une abondante illustration afin de permettre une visualisation rapide des phénomènes décrits et interprétés. La cartographie assistée par ordinateur permet à ce point de vue des synthèses intéressantes. Les croquis, coupes et schémas permettent quant à eux d'insister sur tel ou tel phénomène en parlant mieux qu'un long discours. Enfin les photographies restent un appoint indispensable. Le lecteur pourra suivre le cheminement de notre pensée, mais aussi se faire sa propre idée de la question puisque nous avons fourni les données ;
- choix d'expliquer à chaque chapitre comment nous avons obtenu nos résultats afin de permettre à d'autres de reprendre les données de base et de peut-être et pourquoi pas les interpréter différemment. Nous avons trop souvent regretté de ne pouvoir exploiter des résultats d'autres chercheurs faute de savoir où, quand, comment ils avaient été obtenus, pour ne pas en tenir compte. Cela explique la place tenue par les tableaux de données brutes et les méthodologies. Afin de ne pas alourdir le texte, nous avons mis ces informations en annexe ;
- nous avons jugé nécessaire de parfois livrer des informations même si les études en cours ne permettent pas d'expliquer le phénomène décrit. Nous espérons que l'avenir nous permettra de poursuivre nos recherches, mais si tel n'était pas le cas, nous osons espérer que l'information pourra servir à d'autres chercheurs.

Nous n'avons pas du tout jugé notre thèse comme indigne d'applications pratiques. Les commissions syndicales qui gèrent le vaste domaine des Arbailles se trouvent aujourd'hui confrontées à des choix difficiles. Face à leurs responsabilités, elles se doivent de prendre des décisions qui seront lourdes de conséquences pour l'évolution du massif et des villages qui l'entourent. Peut-être aurons nous pu aider à une prise de conscience de la spécificité de ce milieu fragile. Nous avons jugé utile, et même nécessaire de souligner les conséquences de l'utilisation du territoire par les hommes. Cet objectif a suscité nos chapitres 7 (ressources en eau) et 8 (impacts des actions humaines sur la morphogenèse).

Remerciements

L'université de Paris IV-Sorbonne m'a offert l'occasion d'un premier contact de terrain avec le karst par un stage dans les Grands Causses qui m'ont séduite par la beauté typique des paysages et la mystérieuse alchimie des eaux. Ainsi, sans hésitation, j'ai saisi l'opportunité offerte quand J.-P. Peulvast proposa la vallée de la Jonte comme terrain de recherche pour une maîtrise. Ensuite, chaque fois que cela m'a été possible aux cours des années consacrées à l'Agrégation, je suis retournée aux calcaires des Pyrénées Orientales, de l'Aude et du Massif Central que je connaissais déjà depuis mon enfance pour les avoir parcourus à pied et à cheval. Enfin, quand J.-N. Salomon et R. Maire me parlèrent avec enthousiasme d'un massif particulièrement intéressant au Pays Basque, mon sort s'est trouvé réglé pour quatre années ininterrompues d'exploration. Le présent compte-rendu est le résultat d'un travail assidu soutenu par l'intérêt même du sujet.

Pourtant les Arbailles sont loin de m'avoir livré tous leurs secrets, bien que tant de personnes m'aient heureusement fait bénéficier de leurs encouragements et de leur savoir.

Remerciements aux membres du jury

P. Audra, Maître de Conférence à l'Université de Nice - Sophia Antipolis, m'a conseillée pour la pratique de l'échantillonnage paléomagnétique, m'amenant ainsi à réaliser une collecte en milieu souterrain d'échantillons spécifiques. La bonne adaptation des prélèvements consolide certainement la valeur des datations obtenues.

J. Canérot, Professeur à l'Université de Paul Sabatier - Toulouse, que j'ai consulté dès le début de mon étude m'a toujours accueillie très chaleureusement. Passionné par sa discipline, il m'a expliqué l'état des recherches géologiques pour le massif des Arbailles. Dans le cadre de son université, il m'a donné d'abord les fondements de la stratigraphie séquentielle puis, directement sur le terrain, son expérience a permis de recaler certaines séries. C'est un bonheur, que j'espère pouvoir renouveler, que de croiser des observations géologiques et géomorphologiques.

J.-J. Delannoy, Professeur à l'Université de Savoie - Chambéry, vient de contribuer largement à mon intégration rapide en tant qu'A.T.E.R. dans son ancienne équipe de Grenoble. Son assistance m'a permis un gain de temps considérable plus qu'utile pour rédiger cette thèse dont il a bien voulu être rapporteur.

R. Maire, Directeur de Recherche au C.N.R.S. - Bordeaux me fait un grand honneur en participant à ce jury entre deux voyages vers de lointains horizons. Grand passionné, il m'a fait comprendre l'importance du travail de terrain et l'intérêt des informations contenues dans l'endokarst pour la compréhension des paysages. Il m'a insufflé une conception élevée de ce que doit être la Recherche. Son soutien efficace ne s'est jamais démenti au fil de ces quatre années. Qu'il me permette de lui exprimer ma gratitude pour sa patience.

J. Mudry, Professeur à l'Université de Franche Comté - Besançon, m'a fait profiter de sa haute compétence en hydrologie. Ses remarques m'ont permis d'affiner mes analyses et de nuancer certaines conclusions.

J.-P. Peulvast, Professeur à l'Université de Paris IV - Sorbonne m'a fait découvrir la géomorphologie et le travail de terrain qui conviennent à mes goût. Je garde le meilleur souvenir des journées initiatiques de Mantes-la-Jolie qui ont déterminé mon orientation et je le remercie d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse.

J.-N. Salomon, Professeur à l'Université Michel de Montaigne - Bordeaux III a accepté de diriger mes travaux.

Aux professeurs qui ont marqué mon cursus scolaire et universitaire

A. Mesplier, Professeur à l'hippokhâgne de Chaptal m'a fait découvrir la vraie géographie qui ouvre des fenêtres dans le confinement étouffant des lycées. Je garde un excellent souvenir de ses cours passionnants.

J. Schiebling et J.-L. Mathieu, Professeurs de khâgne à Fenelon ont complété ma formation élémentaire : commentaires de cartes, dissertations sur la logique du domaine organisé qu'est la Terre qui m'ont conduit à renoncer à l'Histoire des hommes, vouée à trouver quelque logique à leurs désordres.

J.-J. Dufaure, Professeur à l'Université de Paris IV, m'a fait découvrir la Géomorphologie durant la licence et la Maîtrise précisant mon orientation vers cette belle discipline d'observation.

V. Balland, Maître de Conférence à l'Université de Paris I a l'art de donner vie aux cartes par ses commentaires. Je lui dois sans doute quelque note favorable au concours de l'Agrégation.

Y. Battiau-Queney, Professeur à l'Université de Lille I m'a guidée pour la traversée de la forêt de l'organisation universitaire tout en orientant mes choix par ses conseils affectueux.

Aux laboratoires et universités

Une part importante de ma thèse reflète la collaboration active des laboratoires et de leur personnel le mieux qualifié.

L'équipe de D.Y.M.S.E.T. (directeur F. Bart) m'a accueillie cordialement et a reçu avec bonne humeur mes 600 échantillons plus qu'encombrants. J'ai pu effectuer les analyses sédimentologiques et aussi, avec R. Maire, m'initier à la micromorphologie des dépôts, ce qui m'a permis de participer au G.D.R. 440 sur le sujet des dépôts laminés karstiques, belle occasion d'échange de vues entre spécialistes. C'est là aussi, qu'avec J. Blot, ont été traités les échantillons pour étude palynologique.

Y. Quinif, de la Faculté Polytechnique de Mons a daté dans son laboratoire du C.E.R.A.K. de nombreux spéléothèmes. Ses résultats ont été primordiaux pour le calage chronologique des phases de surrection récentes des Arbailles. L'observation menée ensemble sur le terrain a généré une réflexion sur la formation locale et générale des reculées.

Au Laboratoire de Géographie Physique Appliquée de Bordeaux III (directeur J.–N. Salomon) j'ai pu, avec M. Courrège, pratiquer la préparation des échantillons : sciage des prélèvements cohérents, minéraux lourds. J.-C. Pellegrin et F. Hoffmann, quant à eux, m'ont initiée à l'hydrogéologie, aux dosages multiples et délicats. J'ai pu apprécier leur indulgente patience et leur persévérance.

Le Laboratoire de Géologie de Pau m'a aussi constamment réservé le meilleur accueil. Y. Hervoüet, m'a montré, et ce jusque sur le terrain assez peu favorable des Arbailles, les données offertes par la microfracturation. Sans la mise à disposition du matériel de Pau —je remercie R. Sabrier pour la confiance qu'il m'a accordée— je n'aurais pas pu mener à bien les analyses des eaux et les mesures de calcimétrie. S. Klarica, doctorante, a été mon recours permanent pour l'utilisation des appareils.

M.-F. Diot, du Centre National de la Préhistoire et de l'U.M.R. 9933 du C.N.R.S. a effectué plusieurs tests de palynologie sur des concrétions des Arbailles. D'autres secteurs du massif, notamment le site de Jagui, mériteraient un examen palynologique plus poussé. On souhaiterait un développement à des débuts fort prometteurs.

P. Rochette m'a ouvert généreusement son Laboratoire d'Etude Magnétique des Roches, C.E.R.E.G.E. à Aix-en-Provence. Je lui dois ainsi qu'à D. Vandamme et F. Levêque l'interprétation des résultats. Les réponses claires données par l'analyse des concrétions ont permis de caler dans le temps les grands niveaux de vallées sèches. On ne peut que souhaiter poursuivre en si bon chemin.

D. Genty du Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique, U.R.A. 723 du C.N.R.S. a traité avec compétence la stalagmite 413 d'Etxanko Zola : niveaux de gris et alternances de lamines. La forme originale de cette concrétion, sûrement en rapport avec un changement climatique, serait intéressante à comparer à d'autres concrétionnements, ce qui laisse présager un suivi de la collaboration dans l'avenir.

P. Masse a eu la gentillesse de déterminer à mon intention plusieurs échantillons de roches, puis de m'accompagner sur le terrain pour la difficile interprétation, en particulier au vallon de Thartassu.

J. Lacroix du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon (directeur T. Muxart) a répondu à mes analyses RX avec compétence et une obligeante rapidité hautement appréciée.

Je dois à A. Souriau, Directeur de recherche au C.N.R.S. - Observatoire du Midi les données relatives aux séismes des Pyrénées-Atlantiques.

J.-P. Fortuné du Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie de l'Université Paul Sabatier - U.R.A. 067 du C.N.R.S. a réalisé à mon intention des analyses de carbonates.

Le D.E.A. de Géomorphologie (directeur A. Godard) a appuyé mon choix d'une étude sur le karst.

Enfin, je dois remercier le corps enseignant de l'université de Grenoble qui me reçoit en son sein en s'attachant à me permettre de terminer ma thèse dans les meilleures conditions possibles.

Aux organismes et administrations

Le Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques m'a permis de consulter sa base de données qui coiffe l'ensemble des cavités des Arbailles. Son aide matérielle a été déterminante pour la réalisation des colorations parfois difficiles à coordonner et l'assistance de ses membres ne m'a pas fait défaut même pour les tâches ingrates.

Grâce à la Société de Spéléologie et de Préhistoire des Pyrénées Occidentales j'ai pu disposer d'un important matériel et apprendre les gestes du parfait (?) spéléologue. L'Office National des Forêts et tout particulièrement S. Baffalio, G. Rivet et J.-J. Vicedo-Choques m'a beaucoup aidée à faire connaissance avec le massif : sols, végétations, sources… Un précieux débroussaillage !

M. Castan, M.-F. Lapreses et M. Oillarburu des Commissions Syndicales de Soule, Ostabaret et Cize m'ont expliqué longuement la gestion des indivis des Arbailles, objets de leurs soins.

La Compagnie Générale des Eaux, en particulier par l'intermédiaire de D. Cavally m'a fourni des informations concernant la turbidité des sources. J'ai reçu une indulgente absolution pour ma coloration trop bien réussie à la grotte Arhex.

La D.D.A.F. de Bayonne en la personne d'A. Gruaud m'a décrit et expliqué l'organisation des adductions d'eau dans l'ouest des Arbailles.

Les D.D.A.S.S. de Pau et de Bayonne (G. Dulin, G. Oller et G. Sassoubre) m'ont fourni l'ensemble des résultats d'analyses en leur possession pour les sources des Arbailles.

La S.I.A.E.P. du Pays de Soule (M. Dubosq) et le Conseil Général (J. Robert) m'ont donné communication de documents non publiés relatifs au fonctionnement de certaines sources.

Le Centre ovin (B. Courgues et V. Hérou) m'a permis de consulter une étude en cours relative aux estives dans les Arbailles.

Avec les maires de Camou, J.-B. Aguer, d'Alçay, A. Dascon et d'Aussurucq (où j'ai résidé quatre ans), J.-B. Queheille, j'ai pu discuter des problèmes d'actualité.

Aux scientifiques, spéléologues et gens de terrain

D. André m'a initiée aux joies de la spéléologie, du côté de Meyrueis. Quel souvenir que la descente de mon premier puits… et sa remontée.

B. Ellie a la passion de tout ce qui concerne la spéléologie des Arbailles au point de m'aider parfois pour mes fastidieux rapports informatiques et en rêvant toujours d'un premier - 1 000 m dans le massif.

J. Bauer m'a fait découvrir avec passion les Pyrénées occidentales. Le stage qu'il encadrait à la Pierre Saint-Martin reste pour moi mémorable et exemplaire.

A tous les spéléologues et amis qui m'ont aidée dans mes travaux de recherches sur le terrain : M. Douat, P.-A. Acquier, M.-C. Bernes-Delmasure, J.-P. Besson, J.-M. Bouetard, M. Bouillon, H. Camus, H. Camy, G. Cazenave, J.-P. Caricaburue, E. Delaitre, J. Duplantier, E. Durand, D. Ebrard, G. Enaud, M. Faucher, J.-F. Godard, R. Gomez, F. Ichas, S. Jaillet, J. et C. Labat, H. Laborde, H. Lalanne, A. Languille, M. Lauga, P. Masse, C. Meynier, A. Perre, C. Philippe, J. Ravier, J. Roy, P. Segu, J. Sigalas, F. Swierczynski, J. Tauram, C. Tourron, E. de Valicourt, I. Vasse, S. Vogrig.

Aux parents et amis

Mes parents et mes trois soeurs ont été mes indispensables soutiens à tous les plans et je dois à S. Vogrig de n'avoir jamais perdu courage même devant un ordinateur.

Bien que je ne chante pas (encore) en basque, la famille Aguerret, tous les voisins et les jeunes d'Aussurucq sont venus se joindre aux amis d'ailleurs : E. Amar, Y. Chiciak, F. Guillot, L. Perritaz, Y. Stuart.

A ceux qui ont accepté de lire et de critiquer mes manuscrits

Je dois aux remerciements ajouter mes excuses pour les brouillons que je leur ai souvent soumis : P. Audra, S. Baffalio, J. Bauer, J.-P. Besson, J. Canérot, E. Delaitre, J.-J. Delannoy, M. Douat, D. Ebrard, Y. Hervoüet, F. Hoffmann, J.-C. Pellegrin, J.-P. Peulvast, Y. Quinif, R. Maire, J. Mudry, J., M., I., C. et A. Vanara, J.-N. Salomon, S. Vogrig.

Introduction générale

Problématique, méthodologie et historique des recherches

Cette thèse de géomorphologie a pour but de retracer l'évolution du relief (morphogenèse, karstogenèse, spéléogenèse), en particulier depuis le Néogène quand le massif a été porté en altitude par la surrection pyrénéenne. L'objectif général est donc de caractériser les étapes successives conjointes de la surrection et de la morphogenèse en étudiant les indicateurs morphologiques et sédimentaires de cette évolution, y compris les indicateurs anthropiques pour la période holocène et historique, et le fonctionnement hydrogéologique.

Une étude géologique préalable a été entreprise avec J. Canérot (Université de Toulouse) car les données litho-stratigraphiques et structurales sont des données de base pour l'étude géomorphologique et hydrogéologique. Dans le même temps, cette étude a permis de faire le point des connaissances et de proposer une carte géologique du massif reprenant les données anciennes et nouvelles.

L'approche systémique dans l'étude historique et fonctionnelle du karst des Arbailles a permis une prise en compte globale des modelés et dépôts exo et endokarstiques, à partir de l'étude des indicateurs morpho-sédimentaires de l'évolution (chap. 1, 2, 3, 4) (fig. 0-1).

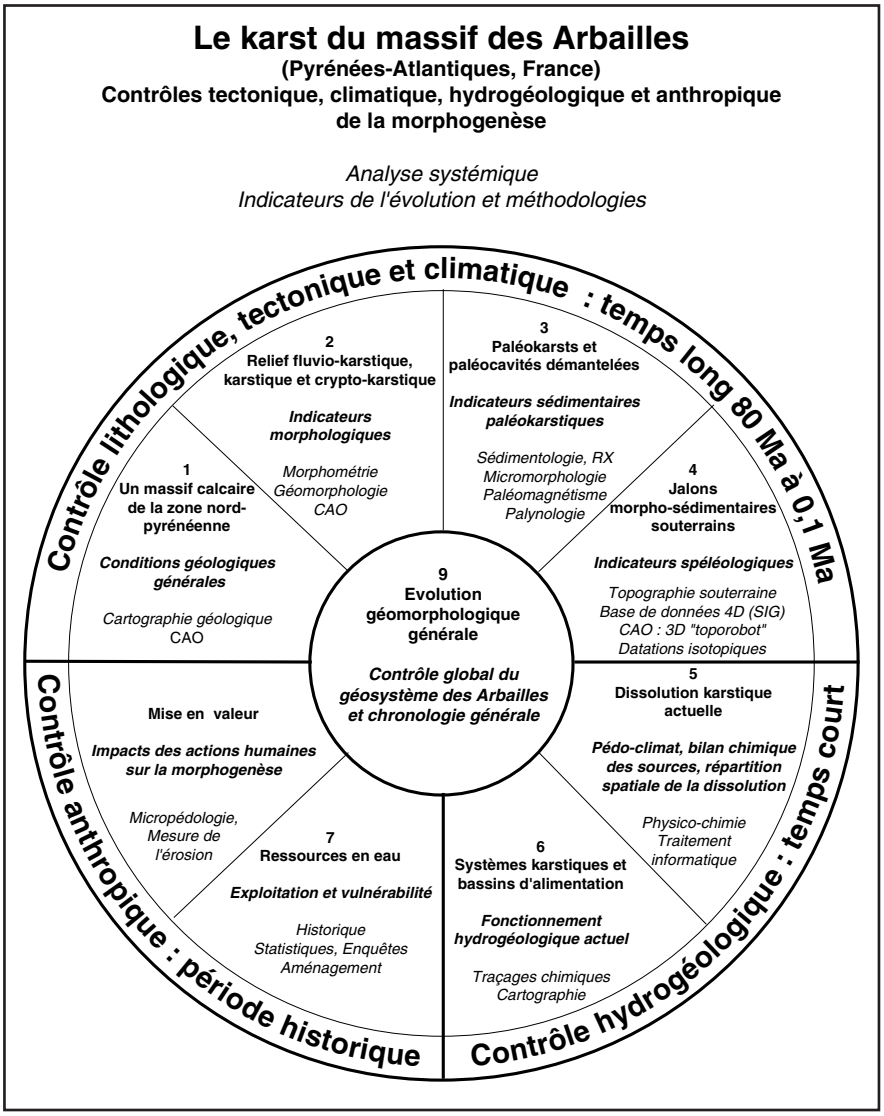


Figure 0-1 : Organigramme de la thèse.

Cette approche systémique a été complétée par l'étude du fonctionnement actuel : hydrochimie, hydrologie et rôle de l'homme dans l'utilisation des eaux et la morphogenèse récente (chap. 5, 6, 7, 8). Le chapitre 9 fait la synthèse de l'évolution géologique et géomorphologique, en insistant sur quelques directions de recherche, comme les évènements sismo-tectoniques enregistrés dans les galeries et remplissages endokarstiques et les relations avec les dépôts de piémont (terrasses fluviatiles) (fig. 0-1).

Les outils et l'apport complémentaire de l'informatique

Cette recherche est d'abord un travail de terrain et de laboratoire : explorations, observations et mesures en surface et en profondeur, cinq traçages à la fluorescéine, échantillonnage de roches, de remplissages endokarstiques et d'altérites (554 éch.), analyses physico-chimiques des eaux (1 300), mesures de fracturation en surface et dans des cavités (2 000).

Cependant, nous avons complété nos observations et mesures *in situ* par le choix d'outils de laboratoire au service de notre problématique. Certaines méthodes comme la granulométrie, la calcimétrie, l'examen de frottis, les analyses hydrochimique permettent d'apporter une première réponse. Puis, nous avons fait appel à des méthodes plus complexes, avec d'autres laboratoires, comme les datations U/Th (Y. Quinif), le paléomagnétisme (P. Rochette), la micromorphologie (Dymset, R. Maire), la palynologie (M.–F. Diot), le traitement d'images de spéléothèmes (D. Genty) (aspect qui sera exploité ultérieurement), afin d'apporter des réponses à des problèmes précis d'interprétation.

Enfin l'outil informatique a été utilisé largement pour l'exploitation des données météorologiques, spéléologiques, géologiques (fracturation), hydrochimiques, mais aussi pour l'élaboration de cartes de synthèse (géologie, cavités, hydrogéologie…), documents en couleurs qui ont l'avantage de pouvoir être complétés ou corrigés à tout moment.

Des programmes spécifiques ont été élaborés pour la transformation des bases de données numériques en cartes de synthèse (entrées de cavités, mesures de fracturation) et pour des calculs spécifiques (collaboration avec S. Vogrig). Enfin l'utilisation du logiciel 3D Toporobot (M. Heller) a permis de synthétiser les données des principales cavités en réalisant de nouvelles synthèses topographiques.

Rappel sur l'évolution des concepts de la karstologie

Nous ne retracerons pas un historique complet de l'évolution de la karstologie et ses concepts, car cet aspect a été déjà traité de nombreuses fois dans différents articles ou ouvrages [Renault, 1992 ; Delannoy, 1997]. Nous rappellerons simplement les grands tournants ayant marqué l'évolution de cette discipline.

La spécificité des modelés que l'on observe dans les terrains carbonatés est reconnue à la fin du XIXe siècle avec le travail de J. Cvijic [1893] qui se réfère à la région du Karst slovène et introduit la notion d'érosion chimique. Ce concept sera véhiculé en France par le Traité de géographie physique de E. de Martonne [1909]. A partir de 1925, la description et l'explication des phénomènes karstiques apparaissent dans les travaux des géographes. Citons quelques thèses à titre d'exemples : A. Cholley [1925] sur les Préalpes de Savoie, G. Chabot [1927] sur les plateaux du Jura central, P. Marres [1932] sur les Grand Causses, P. Birot [1937] sur la Catalogne franco-espagnole, P. Fénelon [1951] sur le Périgord…

Les interprétations de ces auteurs restent très imprégnées des notions de pénéplaine [Davis, 1899] et de cycle d'érosion [Baulig, 1949]. La période de l'après-guerre jusqu'aux années 1970 est marquée par la découverte des spécificités morphogénétiques des actions climatiques et orogéniques (P. Birot, A. Cailleux, J. Tricart et J. Corbel). D'une façon générale les travaux géomorphologiques sur le karst s'intéressent essentiellement aux formes de surface et très peu au monde souterrain, à l'exception de J. Corbel [1957] comme le rappelle P. Renault [1992].

A partir des années 1970, une nouvelle génération de karstologues-spéléologues apparaît. Ces chercheurs renouvellent l'étude du karst par la pratique de la spéléologie scientifique comme l'attestent les premières thèses de spéléo-karstologie de R. Maire [1976] sur le Haut-Giffre, Y. Callot [1978] sur l'Ardèche, J.–J. Delannoy [1981] sur le Vercors, J. Rodet [1981] sur la Normandie…

Depuis une dizaine d'années, la démarche inductive fait la place à une démarche plus thématique [Maire, 1990 ; Audra, 1994] et systémique [Delannoy, 1997]. On observe notamment une ouverture de la karstologie et de la géomorphologie en général vers les autres sciences connexes [Derruau *et al*., 1996].

Etat des recherches sur les Arbailles

Un seul travail de géomorphologie s'est intéressé au massif des Arbailles : la thèse de G. Viers [1960] sur le «*Relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont*». Ce travail s'inscrit dans les courants d'idées de l'après-guerre ; il intègre la géomorphologie climatique à la géomorphologie structurale et des cycles d'érosion. L'auteur s'intéresse à un vaste domaine d'étude comprenant l'ensemble des reliefs du Pays Basque français et du Barétous par une *«étude combinée, sur le plan régional, des formes structurales majeures et des témoignages de l'évolution climato-morphologique»*.

L'auteur consacre le chapitre 9 à l'étude du *«massif calcaire des Arbailles»*. En introduction, il souligne à juste titre l'individualité des Arbailles et leur unité structurale. Durant sa démonstration, l'auteur s'intéresse tout particulièrement aux relations entre le relief et la structure. Il aborde successivement différents secteurs morphologiques : les reculées de la marge septentrionale et la retombée orientale, le secteur méridional des Arbailles et en dernier lieu les grands reliefs calcaires karstifiés des Arbailles.

Nous ne pouvons reprendre toutes les informations contenues dans ce travail. Nous nous contenterons de reprendre deux idées-clés qui ont retenu notre attention :

1/ L'auteur souligne l'ancienneté probable des formes observables sur le massif : *«il ne reste que des témoins disloqués, défoncés ou lacérés de ce qui fut peut-être un causse miocène»*.

2/ G. Viers montre aussi que *«l'intérêt des Arbailles réside dans la variété de ses formes karstiques, variété qui nous permet de reprendre le problème de l'évolution des reliefs calcaires»*.

D'autres travaux réalisés dans des domaines proches de la géomorphologie sont aussi effectués dans les Arbailles. Les cartes géologiques au 1/ 50 000 sont levées et publiées dans les années 1971 pour la feuille de Tardets-Sorholus et 1978 pour celle de St-Jean-Pied-de-Port. Ces cartes permettent une première approche satisfaisante du terrain, même si dans le détail elles se révèlent insuffisantes. Par la suite, les travaux des géologues s'intéressent à des secteurs particuliers et notamment la bordure sud : thèses de M. Hogrel-Made [1988] et de J.-L. Lenoble [1992], travaux de J. Canérot [1996] et de plusieurs de ses étudiants [Fabre et Navarre, 1992 ; Gory et Ribot, 1993 ; Bossuet et Striebel, 1994 ; Serrano, 1995].

Par ailleurs, les travaux des spéléologues permettent une importante avancée dans la connaissance des réseaux souterrains des Arbailles [Delaitre, 1995 et C.D.S. 64]. La découverte de grands gouffres (ex : Apanicé, -505 m) et de grands réseaux (ex : Nébélé, développement 15 km) prouve que le massif possède un potentiel spéléologique important. La découverte de plusieurs rivières souterraines (Etxanko Zola, Sinhikole, EX25) permet d'envisager la réalisation de colorations et une première synthèse hydrogéologique du massif. [Bauer, Bramoullé et Douat, 1991].

Situation et caractères généraux du massif des Arbailles

Les montagnes basques des Arbailles forment un massif de 165 km², fortement individualisé, constitué de terrains carbonatés secondaires plissés.

Ce massif des Arbailles (fig. 0-2) appartient aux chaînons de la zone nord-pyrénéenne qui forment un premier étage montagneux permettant d'atteindre la ligne des puissants sommets de la chaîne centrale correspondant à la zone axiale (fig. 0-3). Ces chaînons sont essentiellement constitués de terrains carbonatés, plissés selon une orientation W-E, d'où le développement d'un relief structural vigoureux armé par les calcaires à faciès urgonien (fig. 0-4) [Labouyrie, 1961 ; Godechot, 1962 ; Villanova, 1962 ; Canérot, 1964 ; Rey, 1970 ; Mediavilla, 1978].

Des ruisseaux se forment à la faveur des affleurements marneux : bandes déprimées des marnes de Sainte-Suzanne (Bédoulien) ; fonds des synclinaux des marnes schisteuses albiennes. Au contraire, l'eau s'infiltre immédiatement dans les calcaires et dolomies du Jurassique et du Crétacé inférieur générant un relief karstique caractéristique, avec son cortège de dépressions fermées, pertes, grottes et gouffres plus ou moins connus (grottes de Bétharram, du Loup) [Bidou et Favory, 1972 ; Favory, 1972 ; Begue, Benjamin et Calvet, 1976].

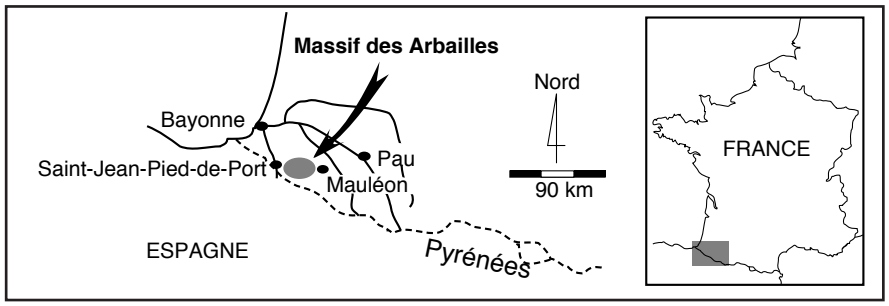


Figure 0-2 : Situation des Arbailles. Le massif est situé dans les Pyrénées-Atlantiques entre les villes de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Mauléon, à une soixantaine de kilomètres au sud-ouest de Pau.

Le modelé karstique est une des originalités des massifs calcaires de la zone nord-pyrénéenne. Les rivières du Saison, du gave d'Aspe, du gave d'Ossau, de l'Ouzom, du gave de Pau et de l'Adour, issues de la Haute Chaîne, franchissent ces massifs par des cluses (fig. 0-3).

Les grandes vallées transversales portent la marque des anciens glaciers qui ont emprunté leurs tracés pendant les périodes froides du Quaternaire : surcreusement, élargissement et dépôts morainiques [Taillefer, 1951 ; Alimen, 1964] et glacio-lacustres [Andrieu, 1987 et 1991 ; Jalut, 1990].

Le massif des Arbailles est cerné par de profondes coupures qui l'isolent des autres régions (fig. 0-5). Au nord, il domine les hautes collines du flysch (400-600 m d'altitude) (photo 0-1). Au sud, les

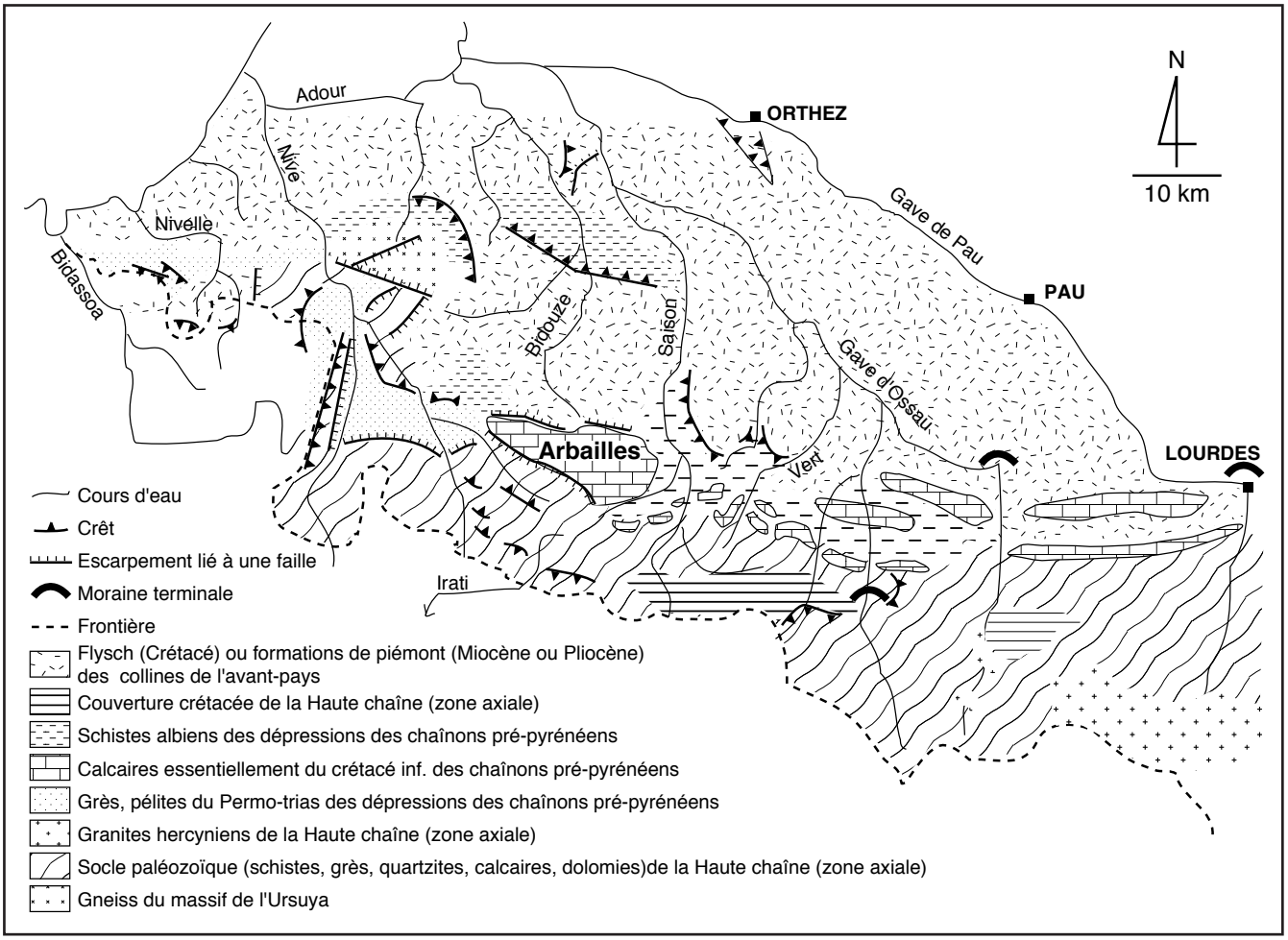


Figure 0-3 : Situation du karst des Arbailles dans les Pyrénées occidentales. Le massif appartient aux chaînons nord-pyrénéens occidentaux [Battiau-Quenay, 1993 ; figure modifiée].

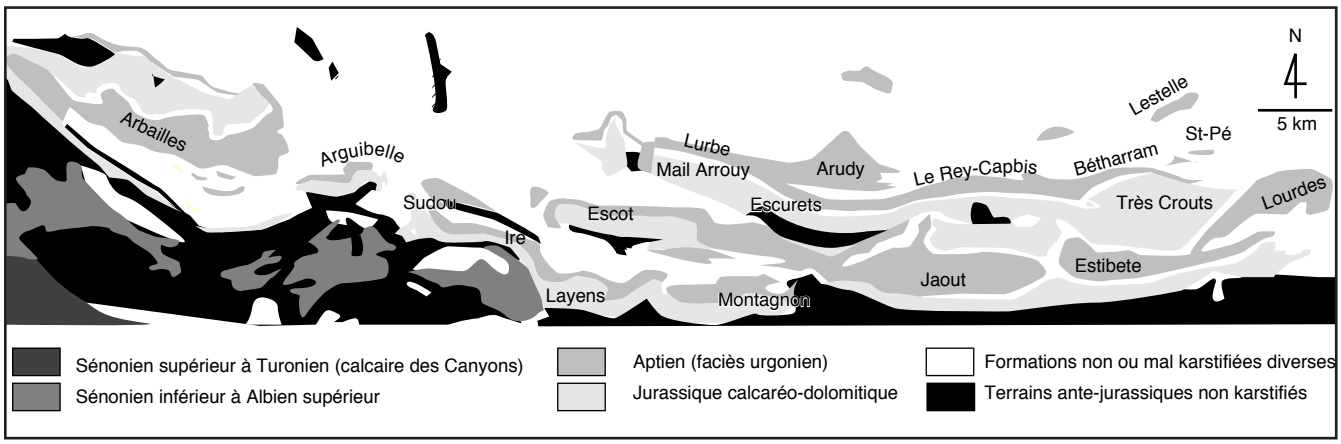


Figure 0-4 : Situation du karst des Arbailles dans les chaînons pré-pyrénéens. Ces chaînons essentiellement constitués de terrains carbonatés bien karstifiés sont plissés selon une orientation ouest-est.

montagnes d'Igountze et de Mendibelza culminent au pic d'Issarbe à 1 565 m (photo 0-2). A l'est, les Arbailles sont isolées des chaînons calcaires du Chapeau de Gendarme (572 m), de la Montagne Ahargou (672 m), du Begousse (767 m) et du pic Arguibelle (795 m) par le large couloir des marnes albiennes du bassin de Tardets (photo 0-3). La partie ouest du massif domine la dépression de Cize (photo 0-4), large de 3 à 6 km et longue de 20 km, aux contours sinueux et dans le fond de laquelle affleurent les argiles gypsifères, les ophites du Keuper et quelques lambeaux de calcaires liasiques.

Un karst remarquable

La forêt des Arbailles s'étend au sud-ouest du village d'Aussurucq. Elle couvre une petite partie du massif calcaire, sans toponyme local, qui s'étend sur 165 km² de la Soule à la Cize. *«Massif des Arbailles»* est donc une désignation relativement récente qui a été définitivement adoptée suite à la thèse de G. Viers [1960]. L'auteur s'appuie sur des arguments géologiques et géomorphologiques pour définir les différentes unités qui constituent les paysages. Depuis, l'expression *«massif des Arbailles»* est passée dans le langage courant et elle est désormais fréquemment utilisée par les gens du pays.

Par ses altitudes, le massif des Arbailles doit être rattaché au domaine de la moyenne montagne (fig. 0-6). Les altitudes les plus fortes se trouvent dans la partie centrale : pic d'Etchecortia (1 206 m), Bohorcortia (1 214 m), Zabozé (1 178 m), Hauscoa (1 268 m), Béhorléguy (1 265 m).

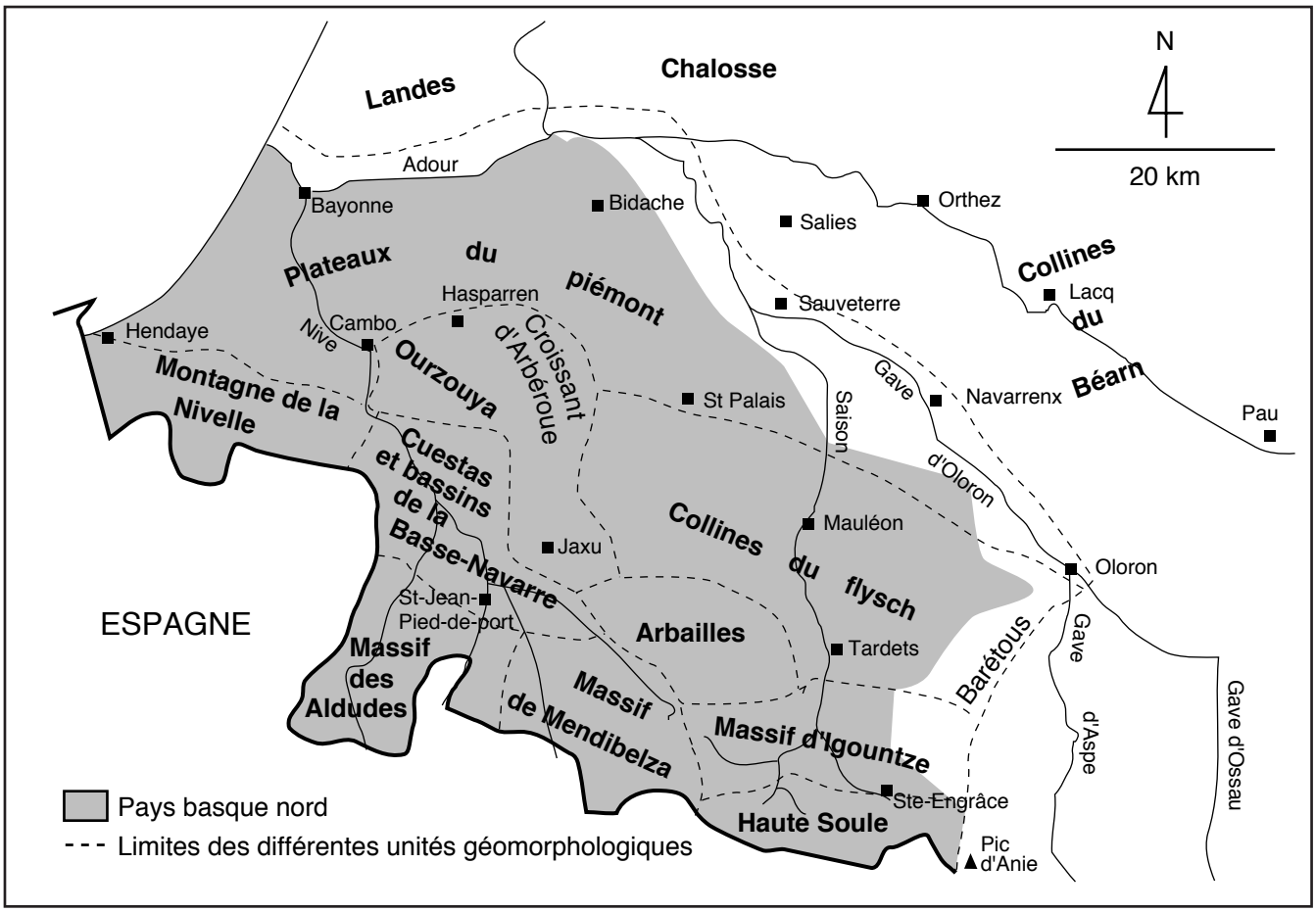


Figure 0-5 : Les différentes unités géomorphologiques du Pays Basque nord [Viers, 1960 ; figure modifiée]. Les Arbailles dominent les hautes collines du flysch au nord et sont dominées au sud par les montagnes de Mendibelza et d'Igountze.

Le point culminant, 1 286 m (C.L. : 327,88 - 3095,96), ne possède pas de nom car il s'inscrit dans le paysage sans s'en détacher nettement. Dans la partie occidentale (karst cizain), les altitudes s'amortissent rapidement à l'ouest d'Egurmendy et ne dépassent plus les 900 m : Arlotia (812 m), Gastelu (629 m), Lauhiburu (783 m). Le relief reste plus vigoureux dans la partie orientale : pic Belhygagne (1 072 m) et Hasgagnia (1 059 m).

Deux grands types de paysages s'opposent : un paysage doux dans les calcaires marneux albiens et un paysage typiquement karstique sur les calcaires purs jurassiques et crétacés, les plus belles formes étant générées par le faciès urgonien (chap. 2). La végétation souligne cette distinction. Les calcaires purs sont recouverts par la hêtraie, tandis que les calcaires marneux, aux sols plus profonds, ont été depuis longtemps déboisés pour en faire des pâturages (chap. 8).

Photo 0-1 : Les collines verdoyantes de Nassine se développent dans les flyschs du Crétacé supérieur. Au second plan, le bois d'Olhaberriette et le col de Napale de la bordure nord des Arbailles. A l'arrière plan, la haute surface des Arbailles dominée à droite par le pic du Belchou (1 129 m).

Photo 0-2 : Le massif de Mendibelza, qui domine au sud le karst des Arbailles, est armé par des blocs plus ou moins roulés de quartzites, grès et schistes du Dévonien supérieur ; de grès et schistes noirs du Namuro-Wesphalien ; de calcaires griottes et lydiennes du Carbonifère.

Dans les calcaires marneux albiens, les buttes présentent des versants réguliers comme la crête de Lecharra, 992 m (photo 0-5). L'entassement des colluvions dans le fond des vallons et vallées sèches contribue à l'adoucissement du relief (Ibar Naba). Entre Otxolatzé et Apanicé subsistent les lambeaux d'une haute surface vallonnée située à plus de 1 000 m d'altitude, progressivement entaillée par l'érosion régressive. La vigueur des pentes (40°) et l'importance des dénivelés (plus de 500 m) des versants méridionaux du ruisseau d'Azaléguy, affluent de l'Apoura, soulignent la vigueur de l'érosion linéaire dans les calcaires marneux. Les dolines et les mégadolines présentent des flancs adoucis en raison de l'abondance du résidu argileux. Des gouffres importants s'ouvrent à la faveur de fractures majeures (Apanicé, Otxolatzé).

Photo 0-3: Vue aérienne de la vallée du Saison. Au premier plan, la dépression de Tardets ; au second plan les chaînons pré-pyrénéens, à gauche la Montagne d'Arhargou, à droite le Chapeau de Gendarme ; à l'arrière plan la haute chaîne enneigée (avril 1996).

Les paysages karstiques dans les calcaires purs diffèrent totalement (photo 0-6). La roche affleure partout sous la forme de lapiés aiguisés sur les sommets (Zabozé, 1 078 m). Ces derniers dominent de profondes dépressions forestières (Thartassu). Sous forêt (Guillembero), de grands lapiés émoussés sont recouverts par un tapis de mousses (photo 0-7). Les versants sont souvent accidentés par des escarpements (roches d'Haspia). Le profil en long des vallées sèches est généralement perturbé par l'existence de nombreuses dolines (Ithé). C'est *«l'enfer des lapiaz»* comme le souligne P. Lamare [1941]. L'infiltration des eaux est immédiate et l'ensemble du drainage s'effectue en profondeur par l'intermédiaire de rivières souterraines bien hiérarchisées comme les réseaux de l'EX25-Etxanko Zola-Sinhikole et du Nébélé (chap. 4).

Mais l'originalité du karst des Arbailles vient de l'existence de grandes vallées sèches (Ithé et Elsarré) longues de plusieurs kilomètres et plus encore de mégadolines (Belchou et Sihigue) de taille comparable à celles de Slovénie ou de Croatie (massif du Vélébit). Par leur ampleur (> 1 000 m de diamètre et 120 m de profondeur minimum), ces dernières sont déjà un argument en faveur de l'ancienneté de la karstification, du climat humide et du rôle de la surrection (chap. 2).

Au cours de cette étude, des précisions seront apportées à cette description générale qui a seulement pour but de montrer déjà la diversité des reliefs et des modelés. Les premiers éléments d'explication géomorphologique sont fournis par les considérations structurales qui reflètent une histoire géologique longue et complexe.

Photo 0-4 : La vallée de Béhorléguy au niveau de la retombée occidentale du massif des Arbailles. A l'arrière plan, la dépression de Cize.

Photo 0-5 : Les reliefs doux du replat d'Eltzegagnia (928 m) et de la crête de Lacharra (992 m) se développent dans les calcaires marneux albiens. La photo est prise de la route qui monte au cayolar d'Héguilloré, Ibar Naba, haute vallée d'Ithé.

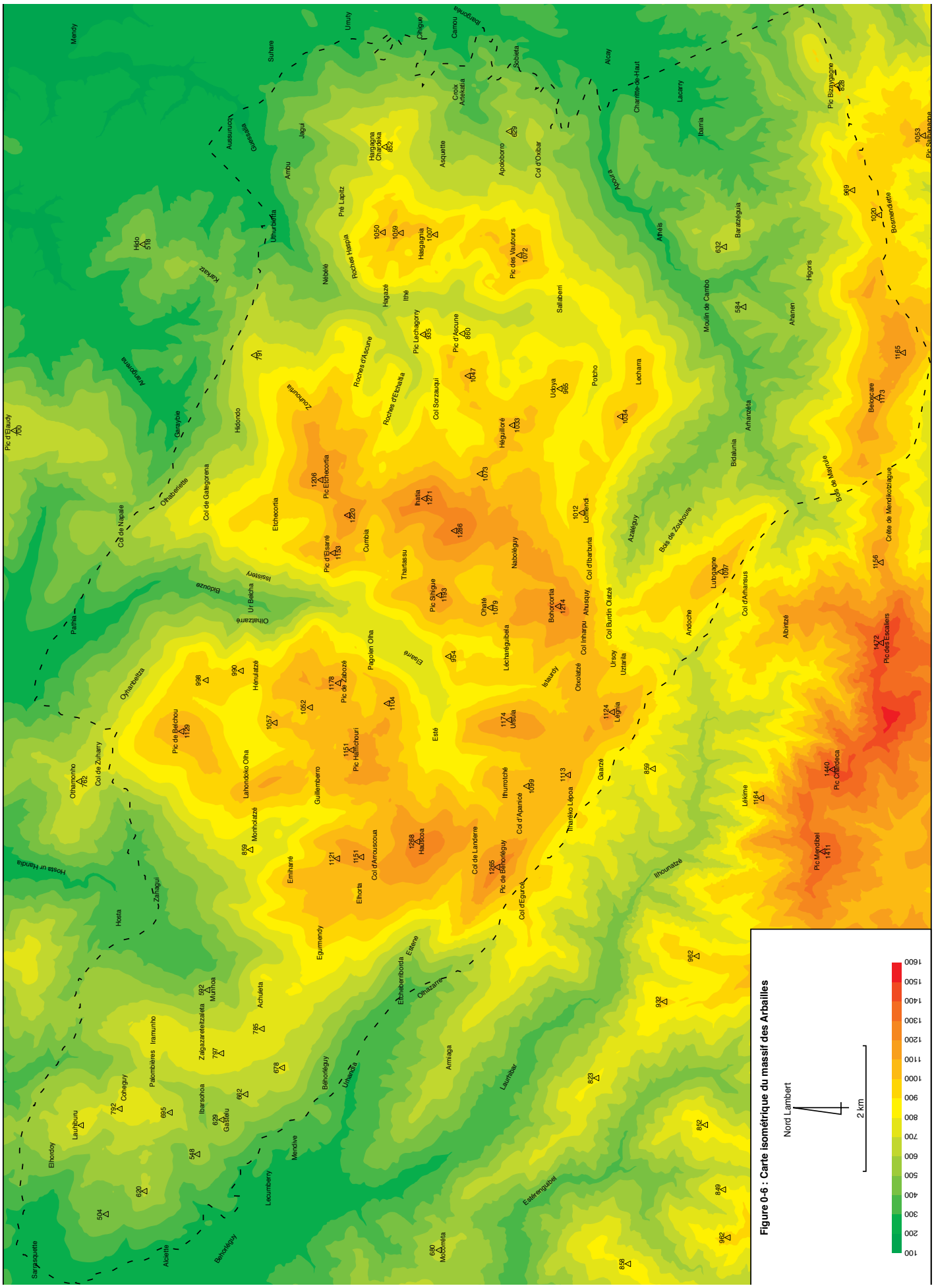


Figure 0-6 : Carte isométrique du massif des Arbailles

Photo 0-6 : Vue d'avion des roches d'Etchaltia dans la partie orientale du massif. Les roches d'Ascune sont situées au second plan. Ces deux crêtes rocheuses, armées par les calcaires urgo-aptiens, dominent la vallée sèche d'Etchaltia, affluent de rive gauche de la grande vallée sèche d'Ithé.

Photo 0-7 : Lapiés émoussés recouverts par un épais tapis de mousses sous une futaie de hêtres à Hasgagnia. La forêt se renouvelle naturellement par la chute des vieux arbres fragilisés par le pourrissement à cœur du tronc et des racines.

Chapitre 1
Le contrôle géologique
Un massif carbonaté jurassico-crétacé de la zone nord-pyrénéenne

Résumé

L'unité carbonatée des Arbailles forme le massif karstifié le plus remarquable et le mieux individualisé de toute la zone nord-pyrénéenne. Il correspond à une structure plissée de calcaires du Jurassique et du Crétacé. La série carbonatée débute par les faciès calcaréo-dolomitiques du Lias inférieur. Le Lias moyen et supérieur calcaréo-marneux est surmonté par les calcaires micritiques noirs d'Aussurucq (Callovien-Bathonien supérieur), épais de 200 m. Le Malm est représenté par les marnes gréseuses d'Hosta (Oxfordien supérieur), puissantes de 100 à 350 m et par les calcaires fins en petits bancs du Kimméridgien (0-80 m). Les calcaires argileux et les marnes de l'Aptien supérieur (70-100 m) surmontent le Jurassique en discordance ravinante. Les calcaires urgo-aptiens de l'Aptien supérieur, qui affleurent largement au centre du massif, forment l'ossature carbonatée principale (250 m).

Les plis, orientés WNW-ESE, sont à l'origine d'un relief structural vigoureux armé par les calcaires du Dogger et de l'Urgo-Aptien. On distingue quatre unités morphostructurales du nord au sud : 1/ le brachyanticlinal de la Haute Bidouze entaillé jusqu'au Stéphanien (boutonnière d'Hosta et reculée de la Bidouze), 2/ les structures plicatives intermédiaires du haut karst central à buttes résiduelles, 3/ le synclinal d'Apanicé à la haute surface démantelée, 4/ le karst cizain, terminaison périclinale ouest du synclinal d'Apanicé, aux formes karstiques plus discrètes.

Les phases tectoniques sont globalement distensives au Mésozoïque et essentiellement compressives au Cénozoïque. Au Crétacé inférieur, un mouvement de distension nord-sud provoque un découpage en blocs du socle hercynien avec basculement vers le sud et apparition de rides diapiriques de sel triasique. Au Lutétien moyen, lors de la compression pyrénéenne, les anciennes failles normales fonctionnent en failles inverses plus ou moins chevauchantes à vergence nord ; le massif subit une grande phase d'érosion qui est sans doute à l'origine du décapage partiel ou total de la couverture de flysch. Au Néogène et au Pléistocène, l'ensemble de la région se soulève fortement, portant en altitude un relief karstique limité au nord par des escarpements de failles normales.

Mots-clés : Zone nord-pyrénéenne, stratigraphie, Jurassique, Crétacé, Urgonien, phases tectoniques.

Chapter 1
Geological control

A jurassic and cretaceous carbonated massif in the north pyrenean area

Abstract

The Arbailles carbonated unit is the most typical karstified range of all the north pyrenean area. It shows a folded structure of jurassic and cretaceous calcareous rocks. The carbonated serie opens with calcareous dolomitic facies of lower Lias. The calcareous marls of middle and upper Lias is covered by black micritic limestone (Callovian and upper Bathovien, 200 metres thick). Malm is present with Hosta gritty marls (upper Oxfordian, 100 to 350 m thick) and with Kimmeridgian carbonates in small layers (0 to 80 m). Argilaceous calcareous rocks and marls of upper Aptien (70 to 100 m) are found, hollowing out, above the jurassic in unconformable strata. Urgo-aptien carbonates of upper Aptien, which abundantly outcrop in the center of the range, constitute the main carbonated ossature (250 m) of the mountain mass.

A strong structural relief strengthened by calcareous rocks of Dogger and Aptien owes its birth to WNW-ESE folds. Four morphostructuaral units can be discerned from north to south : 1/ the brachyanticlinal of Haute Bidouze notched down to Stephanian (Hosta weald and Bidouze blind valley), 2/ the intermediary folds of the central karst subsisting in residual ouliers, 3/ the Apanicé synclinal with its upper crumbled surface, 4/ the Cizean karst, which is the west periclinal end of Apanicé synclinal, with its smoother karstic forms.

Tectonic periods are roughly distensive in Mesozoïc and compressive in Cenozoïc time. During lower Cretaceous, a distending north-south move induces blocks cut out of the hercinian base rocking down to the south and giving birth to diapiric folds of triasic salt. During the Lutecian, a compressive period for the Pyrenees, the previous normal faults turn into reverse faults, occasionally overthrusting with a north vergency ; the mass was eroded for a long period which is probably responsible of an incomplete or total scouring of the flysch cover. During Neogene and Pleistocene, the whole area was strongly raised, creating a karstic relief limited in the north by scarps of normal faults.

Key-words : north pyrenean area, stratigraphy, Jurassic, Creataceous, Urgonian, tectonic periods.

Introduction

Les données géologiques sont indispensables pour la compréhension de l'évolution géomorphologique et spéléologique du massif des Arbailles. L'étude détaillée du terrain, en surface comme dans les réseaux souterrains, montre qu'il est nécessaire de faire le point des connaissances actuelles à la lumière des observations nouvelles car les deux cartes géologiques (Tardets-Sorholus et St-Jean-Pied-de-Port) présentent des imprécisions.

Le massif des Arbailles appartient à la zone nord-pyrénéenne (fig. 1-1). Il est formé par une structure plissée de calcaires et de calcaires marneux allant du Lias (Hettangien) au Crétacé inférieur (Albien) qui recouvrent le Paléozoïque et son revêtement permo-triasique. On observe deux plis principaux d'orientation WNW-ESE déjetés vers le nord : l'anticlinal de la Haute Bidouze au nord et le synclinal d'Apanicé au sud (fig. 1-2).

Le brachyanticlinal de la Haute Bidouze est une voûte dissymétrique à ennoyage périclinal vers l'est. Au nord-ouest, le coeur du pli est entaillé jusqu'au Stéphanien (schistes et grès) : boutonnière d'Hosta et reculée de la Bidouze. Au–dessus du Trias gréseux, la série carbonatée débute par les faciès calcaréo-dolomitiques du Lias inférieur. Le Lias moyen et supérieur calcaréo-marneux est surmonté par les calcaires micritiques noirs d'Aussurucq (Bathonien supérieur-Callovien), épais de 200 m. Le Malm est représenté par les marnes gréseuses d'Hosta (Oxfordien supérieur), puissantes de 100 à 350 m, par les calcaires du Barrémien et par les calcaires fins en petits bancs du Kimméridgien inférieur (0 à 80 m). Les calcaires argileux et les marnes de l'Aptien inférieur (70-100 m) surmontent le Jurassique par une discordance de

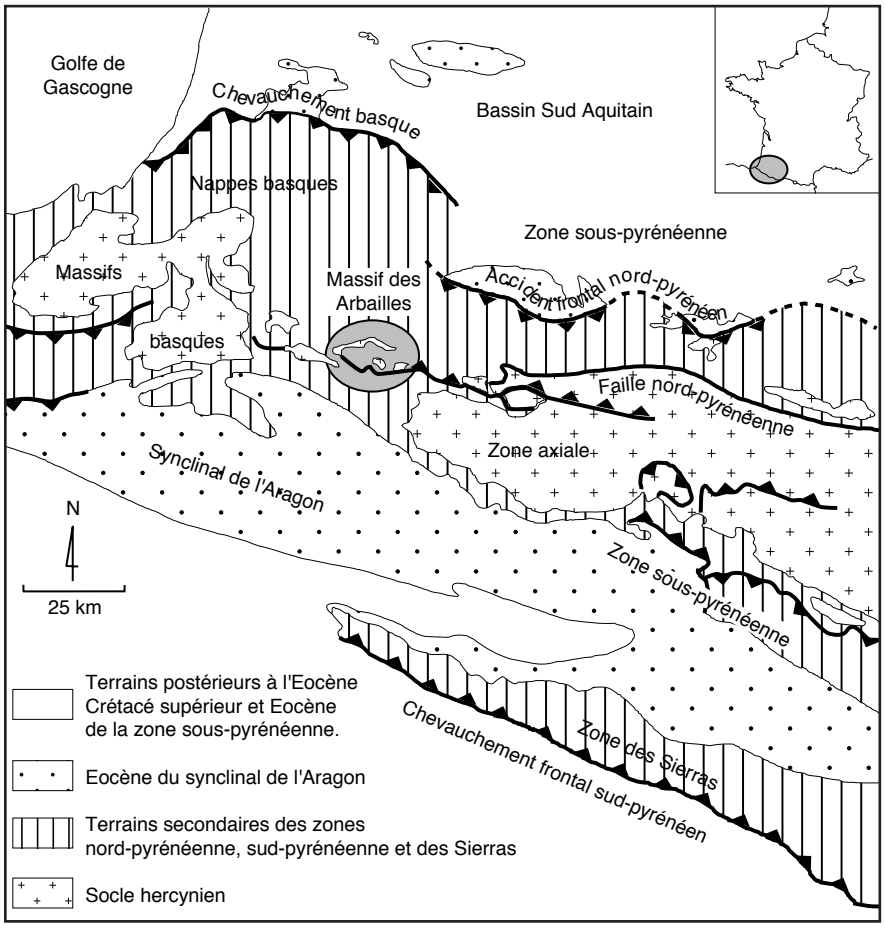


Figure 1-1 : Situation géologique des Arbailles. Le massif appartient à la zone nord-pyrénéenne [d'après Castéras, 1975, in *Debelmas, 1975 ; Henry, 1987].*

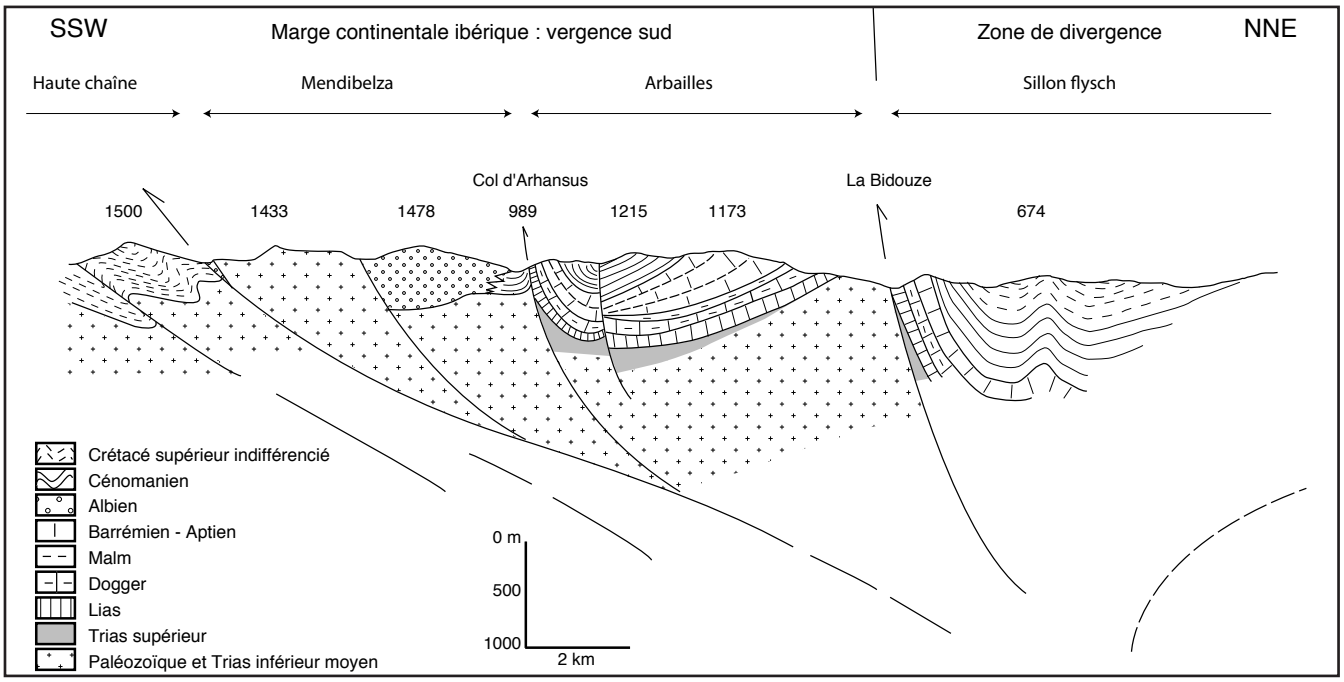


Figure 1-2 : Coupe structurale des Pyrénées occidentales d'après J. Canérot [1996].

ravinement. Les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur, qui affleurent largement au centre du massif, forment l'ossature carbonatée principale (250 m).

Le synclinal d'Apanicé est fortement dissymétrique dans sa partie orientale avec un plan axial plongeant vers le sud. Les réductions d'épaisseurs sont importantes et certaines séries disparaissent localement. Le coeur du synclinal est constitué de calcaires marneux albiens de 300 m d'épaisseur au maximum.

Au sein de cette structure plissée et érodée, certains terrains, comme les calcaires du Dogger et de l'Urgo-Aptien, sont particulièrement favorables à la karstification d'où l'existence de grandes cavités éventrées par l'érosion, donc très anciennes, localisées sur le sommet ou le flanc des buttes (chap. 3 et 4). L'histoire géologique, relativement complexe, ne sera pas reprise par la suite sauf en ce qui concerne les principales périodes d'émersion car ces dernières sont susceptibles d'avoir permis la formation de reliefs karstiques (chap. 3). Au cours de l'étude, les informations fournies par la carte géologique seront précisées dans certains secteurs plus particulièrement étudiés (chap. 2 et 4).

I. Rappel sur la géologie générale des Pyrénées

Avant d'étudier les données litho-stratigraphiques et structurales du massif des Arbailles, il est indispensable de replacer cette unité plissée de la zone nord-pyrénéenne dans le contexte de la chaîne et de faire un bref rappel de la géologie générale, notamment à la lumière récente du profil E.C.O.R.S.

A. Existence de cinq zones structurales majeures

Les Pyrénées appartiennent à une zone orogénique de plus 1 000 km de long, incluant le plateau nord espagnol et le massif des Asturies à l'ouest, la chaîne côtière catalane et la Provence à l'est. Les déformations pyrénéennes débordent même dans des domaines réputés stables comme le bassin d'Aquitaine au nord ou la chaîne ibérique et le bassin de l'Ebre au sud [Malod, 1982].

On distingue classiquement cinq grandes zones structurales, séparées par des accidents majeurs reconnus en surface et en subsurface (fig. 1-3) :

1/ L'avant pays septentrional, occupé en surface essentiellement par des sédiments du Crétacé supérieur et du Tertiaire, est limité au sud par le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Cet accident chevauchant fait remonter à la surface des terrains du Paléozoïque, Trias, Jurassique et Crétacé inférieur.

2/ La zone nord-pyrénéenne, à laquelle appartient le massif calcaire des Arbailles, peut se subdiviser en deux parties distinctes.

La première est la zone des flyschs comprenant tout le Crétacé supérieur ainsi que du Paléogène. Elle montre en surface un flysch schisteux, des remplissages détritiques et conglomératiques percés de pointements éruptifs.

La seconde est la zone des chaînons calcaires qui constituent les premiers reliefs plissés. Elle est formée essentiellement de matériel jurassique et crétacé inférieur. Une étroite bande est-ouest de terrains intensément déformés et métamorphisés (métamorphisme basse pression - basse température de l'Albien supérieur / Santonien), située à la limite méridionale de la zone nord-pyrénéenne, est considérée comme l'axe tectonique de la chaîne [Henry, 1987]. A l'aplomb de cet axe, un décalage relativement brutal du Moho d'une dizaine de kilomètres vers le sud a été mis en évidence [Daignières *et al*., 1982 ; Grandjean, 1994].

3/ La zone axiale (bâti central ou haute chaîne primaire) est marquée au nord par un accident majeur : la faille nord-pyrénéenne. Cette faille inverse plus ou moins discontinue, jalonnée de terrains triasiques, fait remonter le Paléozoïque de la zone axiale sur le Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne. Le matériel hercynien de la haute chaîne primaire est impliqué dans une succession de chevauchements de type alpin à vergence sud expliquant une culmination antiforme et l'épaississement de la croûte sous cette zone [Muller et Roger, 1977 ; Deramond *et al*., 1989].

4/ La zone sud-pyrénéenne, large unité tectonique composite, intéresse une couverture méso-cénozoïque décollée, dont des éléments du substratum se retrouvent en bordure méridionale de la zone axiale, impliqués dans des nappes de recouvrement et dans de petites unités déracinées. Cet ensemble s'est déplacé vers le sud et chevauche l'avant pays méridional par l'intermédiaire de nappes emboitées, décollées sur une semelle argilo-salifère du Keuper. Sa limite méridionale est marquée par le chevauchement frontal sud-pyrénéen.

5/ L'avant pays méridional est représenté par une série oligo-miocène autochtone reposant sur une série mésozoïque réduite de plate-forme, qui est la couverture du socle du bassin de l'Ebre.

B. Formation de la chaîne pyrénéenne

Les levées géologiques à grande échelle et les sondages pétroliers effectués dans l'avant pays permettent une compréhension globale de la chaîne pyrénéenne. De leur côté, les profils E.C.O.R.S. ont apporté des données sur la structure profonde des Pyrénées [E.C.O.R.S, 1988 ; Grandjean, 1982]

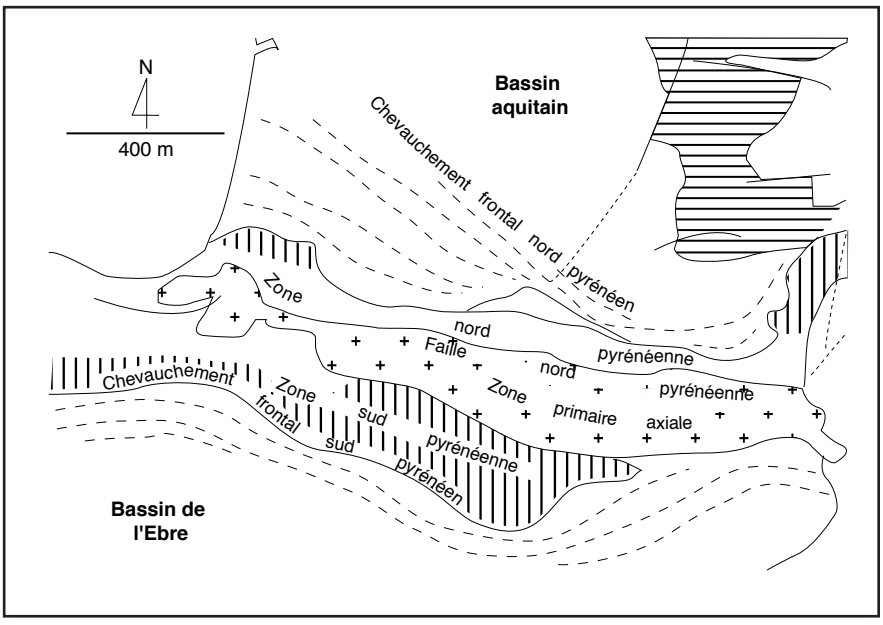


Figure 1-3 : Les grandes zones structurales de la chaîne pyrénéenne [d'après Choukroune, 1976].

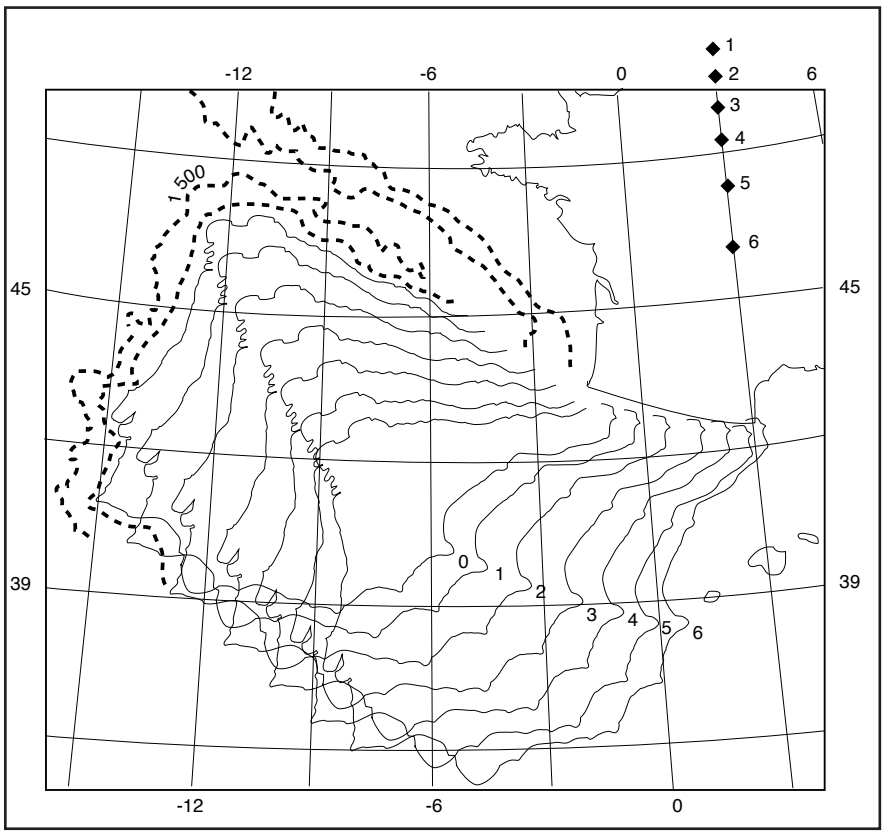


Figure 1-4 : Modèle cinématique d'ouverture du Golfe de Gascogne avec rotation d'un pôle migrant vers le sud.(La position 0 est la position initiale). En domaine continental, cette suite de rotations explique les zones en distension jusqu'à la collision des plaques Ibérie et Europe ainsi que la collision localisée à la fin du Crétacé (modèle dressé par A. Goldeano). [D'après Choukroune, 1976 ; Choukroune, Séguret et Goldeano, 1973].

(*infra*). On peut distinguer trois grandes périodes dans la formation de la chaîne : l'orogène hercynien dont témoigne la zone axiale, la phase de distension mésozoïque liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne et la phase de convergence cénozoïque entre les plaques ibérique et européenne conduisant à la surrection de la chaîne.

1. L'orogène hercynien

Nous ne détaillerons pas les séries paléozoïques [Debourle et Deloffre, 1976] ni les déformations hercyniennes [Casteras, 1975]. Rappelons simplement que les terrains hérités de cet orogène constituent l'ossature géographique actuelle des Pyrénées (zone axiale) et qu'ils sont caractérisés par un métamorphisme haute pression-basse température et par des intrusions granitiques et mafiques. Les auteurs admettent l'existence d'un décrochement de grande amplitude entre les domaines varisque et armoricain. Ce méga-accident, fossilisé de façon progressive par une sédimentation conglomératique stéphano-permienne [Muller et Roger, 1977 ; Nijman et Savage, 1989] serait en liaison avec la future faille nord-pyrénéenne et conditionnerait d'une certaine façon la mise en place de la chaîne.

2. La phase d'ouverture

Au Trias, une première phase de distension crustale dans le domaine aquitano-pyrénéen et le futur Golfe de Gascogne est à l'origine de la création d'un bassin d'axe WNW-ESE. Ce bassin a été progressivement comblé par des sédiments détritiques granodécroissants puis par une sédimentation carbonatée évoluant vers des faciès argilo-évaporitiques. Les émissions éruptives fissurales témoignent de l'importance des fractures de distension, à la fin du Trias notamment.

Durant la période jurassique, le domaine pyrénéen est soumis à une distension NW-SE en relation avec la formation du rift ligure (Lias-Dogger) puis atlantique (Malm) [Canérot, 1987 ; 1989]. Une sédimentation de plate-forme s'installe. Elle n'est cependant pas indemne d'accidents locaux générateurs de différenciations, comme le prouvent par exemple les anomalies de sédimentation de la zone de Tardets [Hogrel-Made, 1988].

A partir du Jurassique terminal et durant le Crétacé, l'écartement des plaques européenne et ibérique conditionne un processus complexe de rifting. A l'Aptien-Albien, cette distension aboutit, sur une croûte continentale amincie, à la création de bassins d'orientation W-E qui ont connu une accumulation sédimentaire rapide (flysch), sur la période de - 100 à - 60 millions d'années [Feuillée *et al.*, 1973 ; Souquet et Debroas, 1980]. Pour la première fois, les futures Pyrénées se dessinent dans la géométrie des dépôts.

3. L'orogène alpin

Les effets de la distension crétacée sur la croûte et la couverture ont des répercussions lors de l'orogenèse pyrénéenne [Henry, 1987].

Le rapprochement entre le bloc ibérique et la plaque européenne, amorcé dès le Sénonien, est responsable des premières structures en compression ; il va s'amplifier pendant l'Eocène et aboutir à une collision entre les deux masses

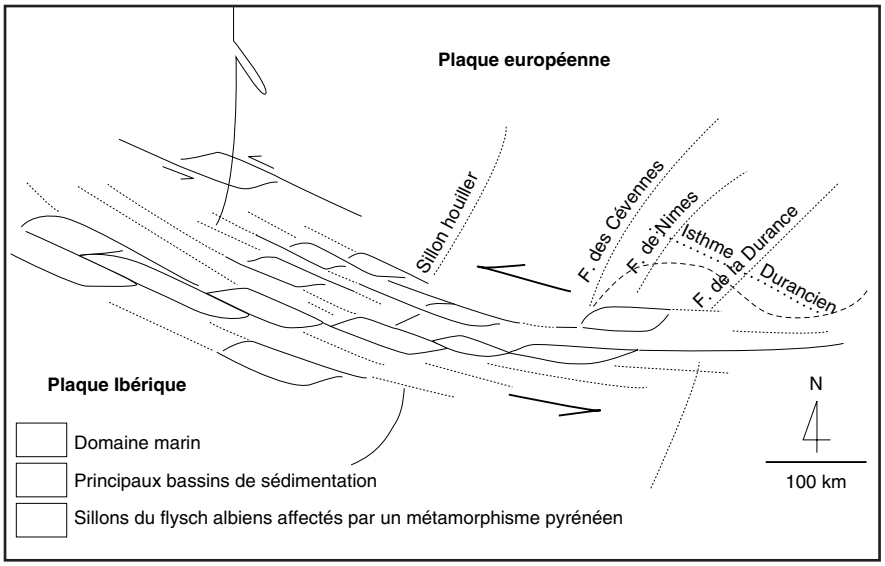


Figure 1-5 : Essai de reconstitution des Pyrénées à l'Albien avec l'allure possible de la faille transformante nord-pyrénéenne. (La zone losangique des bassins est schématisée). Les auteurs invoquent un couloir de décrochement senestre entraînant la formation de multiples bassins de type pull-apart. *[Choukroune et Mattauer, 1978 ; figure redessinée].*

continentales. Quatre conséquences principales résultent de cette compression :
1/ la fermeture rapide des principaux bassins sédimentaires mésozoïques qui occupaient le domaine pyrénéen et ses abords ;
2/ la mise en place de plis, de chevauchements, de nappes et, à une autre échelle, de la schistosité ;
3/ l'accumulation de puissantes masses de sédiments détritiques continentaux, grès et conglomérats de type molasse ;
4/ la création de reliefs de plus en plus accusés.

C. Les modèles d'évolution géodynamique

De nombreux modèles d'évolution ont été imaginés, mais aucun n'est parfaitement satisfaisant : des contradictions demeurent entre les données géophysiques et géologiques ; en outre les spécificités de certains segments de la chaîne sont difficilement intégrables dans les modèles d'évolution structurale proposés. Les principales théories s'organisent autour de trois débats majeurs.

1. Le mécanisme d'ouverture du Golfe de Gascogne et des bassins au Crétacé

Plusieurs modèles cinématiques ont été proposés. Tous s'accordent à reconnaître l'origine des bouleversements dans les mouvements relatifs de la plaque Ibérie par rapport à la plaque Europe. Mais les interprétations diffèrent quant aux époques et mécanismes d'ouverture. Le modèle de X. Le Pichon *et al*. [1971], précisé par P. Choukroune, M. Séguret et A. Goldeano [1973], envisage une rotation antihoraire de l'Ibérie selon des pôles de rotation de plus en plus méridionaux au cours du temps ayant pour conséquence un coulissage senestre d'une amplitude de 400 km de la plaque ibérique le long de la faille nord-pyrénéenne (fig. 1-4).

Cette faille prend valeur de transformante intracontinentale placée sur un ancien accident hercynien dextre. P. Choukroune et M. Mattauer [1978] renoncent à l'existence d'un accident unique et préfèrent invoquer un couloir de décrochement senestre entraînant la formation de multiples bassins de type *pull-apart* (fig. 1-5).

Cependant, ces hypothèses suscitent des objections. On leur reproche notamment de ne pas prendre en compte la paléogéographie mésozoïque pyrénéenne, où les limites du toit des séries jurassique et crétacée empêchent d'envisager un décrochement de grande ampleur de part et d'autre de la zone axiale [Peybernes, 1978].

C'est pourquoi, plusieurs auteurs interprètent plutôt la création des bassins crétacés comme le résultat d'une distension crustale N-S, liée à l'écartement des deux plaques continentales [Souquet *et al*., 1977, 1980 ; Ducasse *et al*., 1986 ; Claude, 1990]. L'axe de ce rift correspond à la zone interne métamorphique. Il est décalé par des accidents transformants NE-SW et se poursuit dans le Golfe de Gascogne dont l'ouverture océanique au Crétacé inférieur s'explique par la rotation antihoraire de l'Ibérie (fig. 1-6) [Carey, 1958 ; Schoeffler, 1965 ; Montabert *et al*., 1971 ; Souquet et Médiavilla, 1976 ; Ducasse, 1986].

B. Peybernes [1978], P. Souquet [1984] et E.-J. Debroas [1987], s'ils refusent l'hypothèse d'un coulissage important entre les deux plaques, admettent dans la zone nord-pyrénéenne, à partir de l'Albien, un décrochement senestre recoupant le rift crétacé inférieur le long de failles E-W. Ce modèle est refusé par L. Ducasse et P.–C. Velasque [1988] qui nient l'existence de décrochements. Un compromis a été proposé par certains auteurs par la suggestion d'un lieu de coulissage crétacé situé au sud des Pyrénées : failles de l'Ebre, de Bilbao, de Calamo [Malod, 1982] et non dans l'axe de la chaîne (fig. 1-7). P. Razin [1989] remarque cependant que cette théorie ne peut expliquer la rotation des zones axiale et sud-pyrénéenne par rapport à l'Europe, attestée par le paléomagnétisme [Boillot, 1984].

En conclusion, cet auteur suggère que les bassins pyrénéens pourraient constituer, au moins jusqu'au Sénonien inférieur, une entité structurale complexe, indépendante du domaine océanique du Golfe de Gascogne, bien que les processus tectoniques d'ordre global (liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord) leur imposent d'évoluer conjointement. Le domaine océanique du Golfe de Gascogne trouverait, quant à lui, son prolongement en domaine continental, dans le bassin de Parentis à croûte amincie. Un tel schéma invite à une reconsidération ou du moins à un élargissement de la notion de limites de plaques.

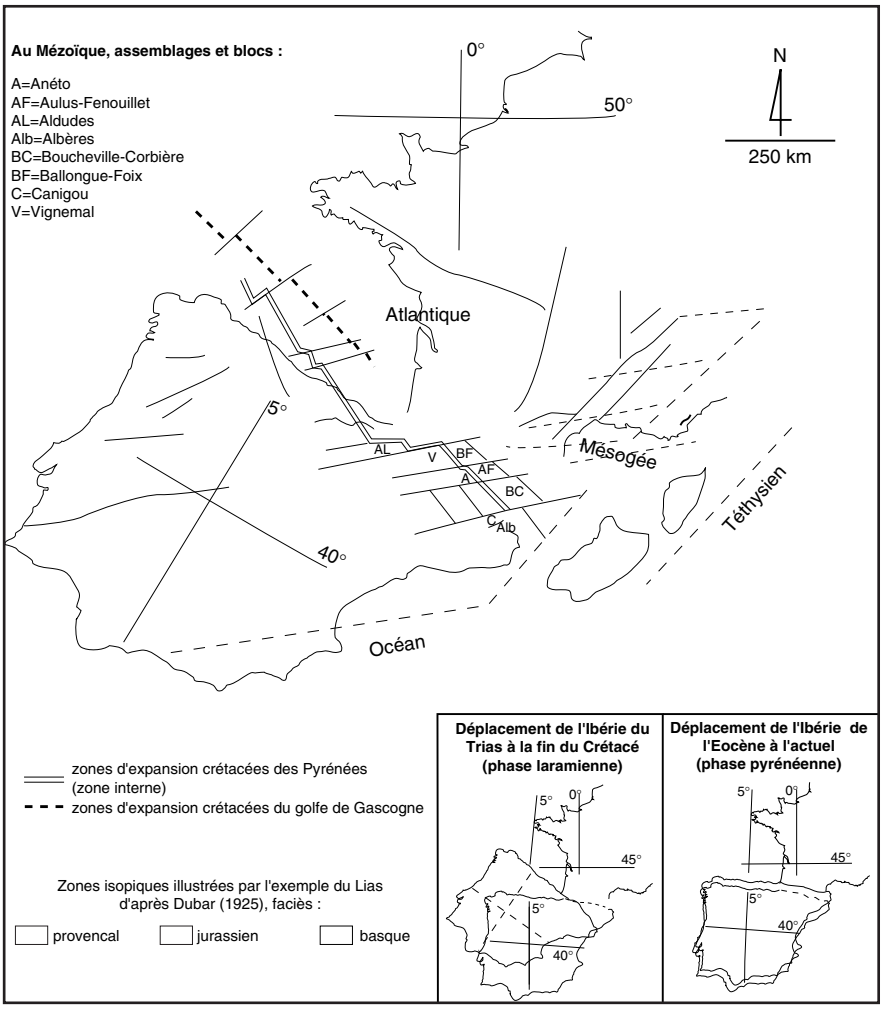


Figure 1-6 : Place des Pyrénées dans le système alpin de la Méditerranée occidentale (en respectant l'hypothèse d'une rotation antihoraire de l'Ibérie de 30° par rapport à l'Europe).Les structures au nord de la Méditerranée n'ont pas été dépliées.[Souquet et Médiavilla, 1976 ; figure redessinée].

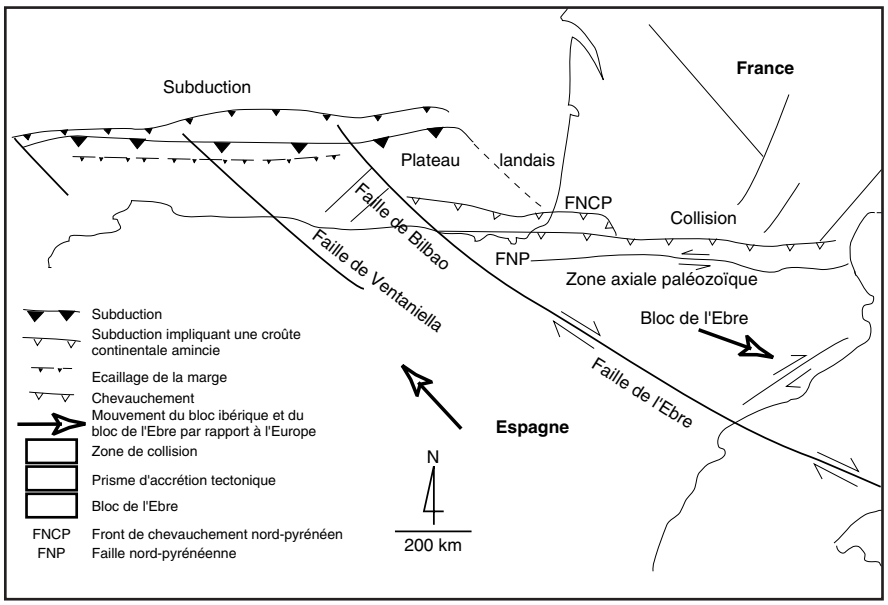


Figure 1-7 : Mouvement possible de l'Ibérie par rapport à l'Europe au Paléocène et à l'Eocène. L'Ibérie a glissé en direction du nord-ouest de la faille de l'Ebre, tandis que le bloc crustal en forme de coin, limité par les structures nord-pyrénéennes et le bassin de l'Ebre, se déplaçait vers l'est [Malod, 1982 ; figure redessinée].

2. L'épisode de convergences des plaques

Entre la fin du Crétacé (vers 90 Ma) et le Miocène inférieur (vers 20 Ma), la plaque ibérique s'est rapprochée de l'Europe de 150 km environ (distance mesurée au milieu des Pyrénées) en plusieurs phases distinctes [Olivet, 1996]. La collision entre l'Europe et l'Ibérie se produit suivant une trajectoire oblique, ce qui explique la propagation de la phase majeure du plissement vers l'ouest à partir de la région où les plaques sont en contact, selon P. Choukroune *et al*.[1973, 1978].

D'autres théories évoquent un mouvement en ciseau de l'Ibérie autour d'un pôle situé dans l'axe de la chaîne définissant un domaine pyrénéen oriental en compression (avec un raccourcissement plus ou moins prononcé selon les auteurs) et un domaine occidental en voie d'océanisation [Carey, 1958 ; Schoeffler, 1965 ; Souquet *et al*., 1977 ; Ducasse *et al*., 1986].

J.-A. Malod [1986] évoque un coulissage dextre de l'Ibérie le long des failles de l'Ebre et de Bilbao, lors de la convergence de la fin du Crétacé et à l'Eocène, hypothèse reprise récemment par P. Razin [1989]. G. Boillot [1984] refuse ces interprétations et évoque plutôt à partir du Crétacé terminal le déplacement, vers le NNW, de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne. Dans cette hypothèse une subduction de la croûte océanique du Golfe de Gascogne sous la marge ibérique accompagne ce mouvement. Puis, les marges continentales entrent en collision, d'abord dans la partie orientale des Pyrénées, avant de se généraliser à l'ensemble du système pyrénéen [Boillot et Capdeville, 1977].

Cette interprétation semble contredite par les données géologiques et géophysiques (fig. 1-8) [Souquet et Debroas, 1980 ; Ecors Pyrenees Team, 1988]. La prise en compte de ces données a amené certains auteurs à conclure à l'existence d'un sous charriage continental nord dans les Pyrénées [Mattauer, 1985 ; Ducasse, 1986, 1988].

3. Les structures profondes de la chaîne

Les modèles d'interprétation sont donc nombreux et en désaccord. Retenons simplement que grâce aux apports récents des données géophysiques et gravimétriques, les membres de l'équipe Ecors Pyrénées ont apporté certaines précisions sur la coupe géologique issue du profil sismique [Roure *et al*., 1989]. Les auteurs privilégient actuellement l'hypothèse (fig. 1-8) :

- d'un empilement de la croûte inférieure ibérique à l'aplomb de la zone axiale (pendage nord) tandis que les réflecteurs à pendage sud, sous la faille nord-pyrénéenne, sont attribués à la croûte européenne ;
- d'un dispositif en éventail avec un double déversement de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne (vers le sud au sud et vers le nord au nord). Cette dernière, intensément déformée en profondeur, dénivelle fortement le Moho.

Le profil E.C.O.R.S. Arzacq-Pyrénées concerne plus spécifiquement notre terrain d'étude. La ligne sismique, longue de 100 km, est orientée NNE-SSW d'Audignon au sommet Occabe à la frontière espagnole. Elle traverse le sous-bassin d'Arzacq, l'unité de Saint-Palais, le sous-bassin de Mauléon, les Arbailles, pour finir sur le complexe de Mendibelza. Les données et modèles résultant du profil apportent des idées nouvelles ou des confirmations sur la connaissance de cette portion de la chaîne [Grandjean, 1994] :

- les variations d'épaisseur crustale, du sud vers le nord, sont vérifiées [Daignières *et al*., 1982]. Un moho ibérique profond (40-50 km) passe à un moho européen normal (30 km) avec une transition «en coin» ;
- la présence d'un corps intra-crustal dense et à vitesse sismique élevée, situé à l'aplomb du sous-bassin de Mauléon est mis en évidence ;
- l'étude de la subsidence du sous-bassin d'Arzacq confirme la phase d'ouverture albo-aptienne [Brunet, 1984] ;
- des coefficients d'extension en régime *pull-apart* de l'ordre de 5 ou plus sont proposés.

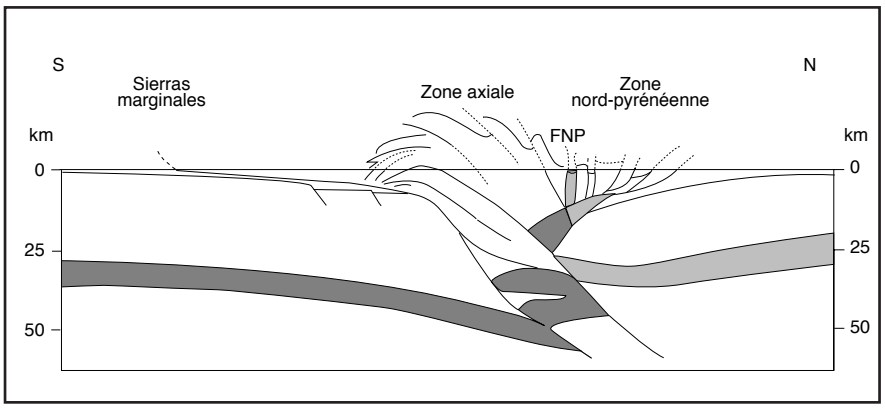


Figure 1-8 : Interprétation de la structure profonde des Pyrénées centrales au niveau du profil E.C.O.R.S. FNP : Faille nord-pyrénéenne. [E.C.O.R.S. Pyrenees Team, 1988 ; figure redessinée]

II. Données lithostratigraphiques

Il ne s'agit pas ici d'un historique des recherches géologiques effectuées dans le massif des Arbailles, mais d'une synthèse de l'état des connaissances actuelles. La litho-stratigraphie de la série mésozoïque (fig. 1-9, tabl. 1-1) explique les différences de modelés (érosion différentielle) et une partie de l'organisation des réseaux spéléologiques et des aquifères karstiques.

A. Le Paléozoïque

Le Paléozoïque ne joue pas un rôle morphologique important sur le massif des Arbailles. Les formations les plus anciennes à l'affleurement, appartiennent au Carbonifère. Le Namuro-wesphalien, constitué de schistes noirs et de grès psammitiques à débris végétaux, se rencontre de façon continue sur la bordure sud du secteur, depuis Bagozabalaga et Elgoyhen à l'ouest jusqu'au flanc sud de Bosmendiette.

Le Stéphanien, représenté par un ensemble de schistes noirs et de grès bruns à flore d'Hosta *(annularia, asterophyllites, nevropteris, alethopteris, sigillaria)*, apparaît en deux endroits : dans le coeur de l'anticlinal d'Hosta et dans la boutonnière de la Haute Bidouze. Sans argument paléontologique, les grès, poudingues et pélites de couleur lie de vin, qui reposent en discordance sur les terrains carbonifères, sont attribués au Permo-Trias [Casteras, 1971].

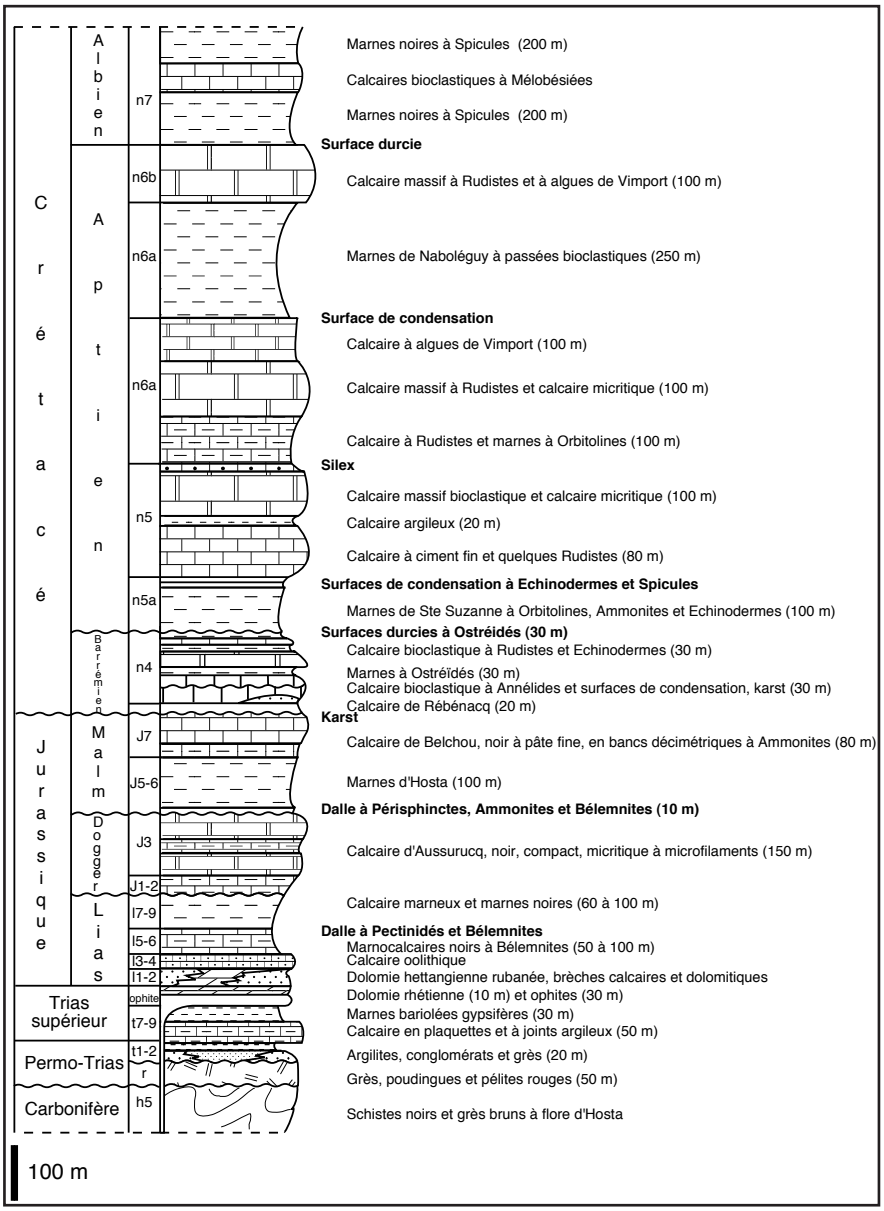


Figure 1-9 : Echelle stratigraphique synthétique du massif des Arbailles [Fabre et Navarre, 1992 ; figure modifiée].

B. Le Mésozoïque

La série mésozoïque des Arbailles, relativement épaisse et latéralement variable, va du Trias au Crétacé inférieur. Elle est marquée par plusieurs discordances d'érosion, en particulier celle de la fin du Jurassique (karst des bauxites). La série carbonatée principale, soumise à la karstification, est représentée essentiellement par les calcaires du Dogger, les calcaires urgo-aptiens et les calcaires marneux albiens, sur une épaisseur pouvant dépasser 500 m (ex : gouffre d'Apanicé).

1. Le Trias

Il présente les faciès typés du Trias germanique. Leur stratigraphie est difficile à établir par suite des phénomènes tectoniques propres à de telles séries plastiques et de la dissolution des sels qu'elles ont pu contenir [Debourle et Deloffre, 1976]. C'est pourquoi les épaisseurs et parfois même les successions ne peuvent être restituées.

Au Trias inférieur, bien que de vastes zones soient restées à l'abri de la sédimentation, les bassins vont montrer une tendance à l'étalement comme le prouve le complexe des grès bigarrés (marqués par un ressaut dans la topographie), des argilites et des psammites rougeâtres ou violacées datées du Buntsandstein.

Au Trias moyen, la transgression marine du Muschelkalk ne s'avance que timidement. Les affleurements restent ponctuels [Lenoble, 1992]. Sont classiquement rapportés à cet étage, tous les horizons carbonatés se développant au–dessus des grès bigarrès et pouvant contenir, sans que puisse se dégager un ordre de succession général, des calcaires à grains fins (10 à 20 cm d'épaisseur), des calcaires marneux en plaquettes alternant avec de fins lits marneux, des calcaires durs en bancs, des calcaires dolomitiques et des dolomies pulvérulentes.

L'épisode du Trias supérieur, en majeure partie lagunaire, va continuer le comblement progressif des zones basses. Les marnes bariolées plus ou moins gypsifères de couleur verte et lie de vin, sont typiques du Keuper pyrénéen (50 m d'épaisseur au maximum). On trouve parfois associés à la base, des brèches et des calcaires dolomitiques beiges. Ces dépôts sont accompagnés de massifs importants d'ophites (dolérites) non continus latéralement. Ces émissions éruptives seraient remontées par injection

le long des failles du socle au cours du rifting triasico-liasique [Y. Hervoüet, comm. écrite]. Ces massifs se rencontrent essentiellement sur les bordures nord et sud des Arbailles.

2. Le Jurassique

Le Jurassique, divisé classiquement par trois grandes unités, n'est pas totalement représenté dans le massif des Arbailles (Portlandien absent). Seuls les calcaires du Dogger jouent un rôle important pour le développement des aquifères karstiques et de certains grands réseaux souterrains (Nébélé).

a. Le groupe du Jurassique inférieur (Lias)

Le Lias, dont l'épaisseur varie entre 200 et 300 m, est interprété comme une mégaséquence d'ouverture. Elle se décompose en quatre séquences d'ordre inférieur [Delfaud, 1986] datées respectivement de l'Infralias, du Lias inférieur, du Lias moyen et du Lias supérieur. Constitué d'une succession de couches marneuses et calcaires, le Lias n'est pas favorable à la karstification d'autant plus qu'il se situe à la base du massif, mais il peut être traversé localement par les eaux souterraines à la faveur de fractures (source d'Ur Belcha dans la reculée de la Bidouze).

— L'Infralias (Rhétien et Hettangien inférieur)

Il passe progressivement à une sédimentation de type carbonaté, traduisant une transgression marine. Le Rhétien, épais de 20 m au maximum, est composé de dolomies calcareuses beiges, de cargneules et calcaires marno-dolomitiques finement cristallins, devenant plus marneux à la base. Epais d'une trentaine de mètres, l'Hettangien inférieur comprend des calcaires compacts gris bleuâtres à faciès plus ou moins marmoréens, surmontés du niveau dit de la «brèche hettangienne» ou du «tuf de Dubar» (2 à 3 m d'épaisseur).

Cette brèche, composée de roches argileuses rouges, vertes ou violacées, est reconnaissable par ses couleurs caractéristiques. Elle a été exploitée pour ses teneurs en fer. Ce niveau se rencontre plus ou moins en continu, sur la bordure sud du secteur, notamment sur le pourtour de Béloscare et à Bosmendiette. G. Dubar [1926] l'interprète comme l'expression d'un centre volcanique basque contemporain du centre volcanique ariégeois. Plus récemment M. Hogrel-Made [1988], en accord avec les âges actuellement admis (limite Rhétien-Hettangien), le relie aux mises en place des intrusions ophitiques du Trias supérieur. Le niveau repère des calcaires bleu-noir clôture l'épisode de l'Hettangien inférieur.

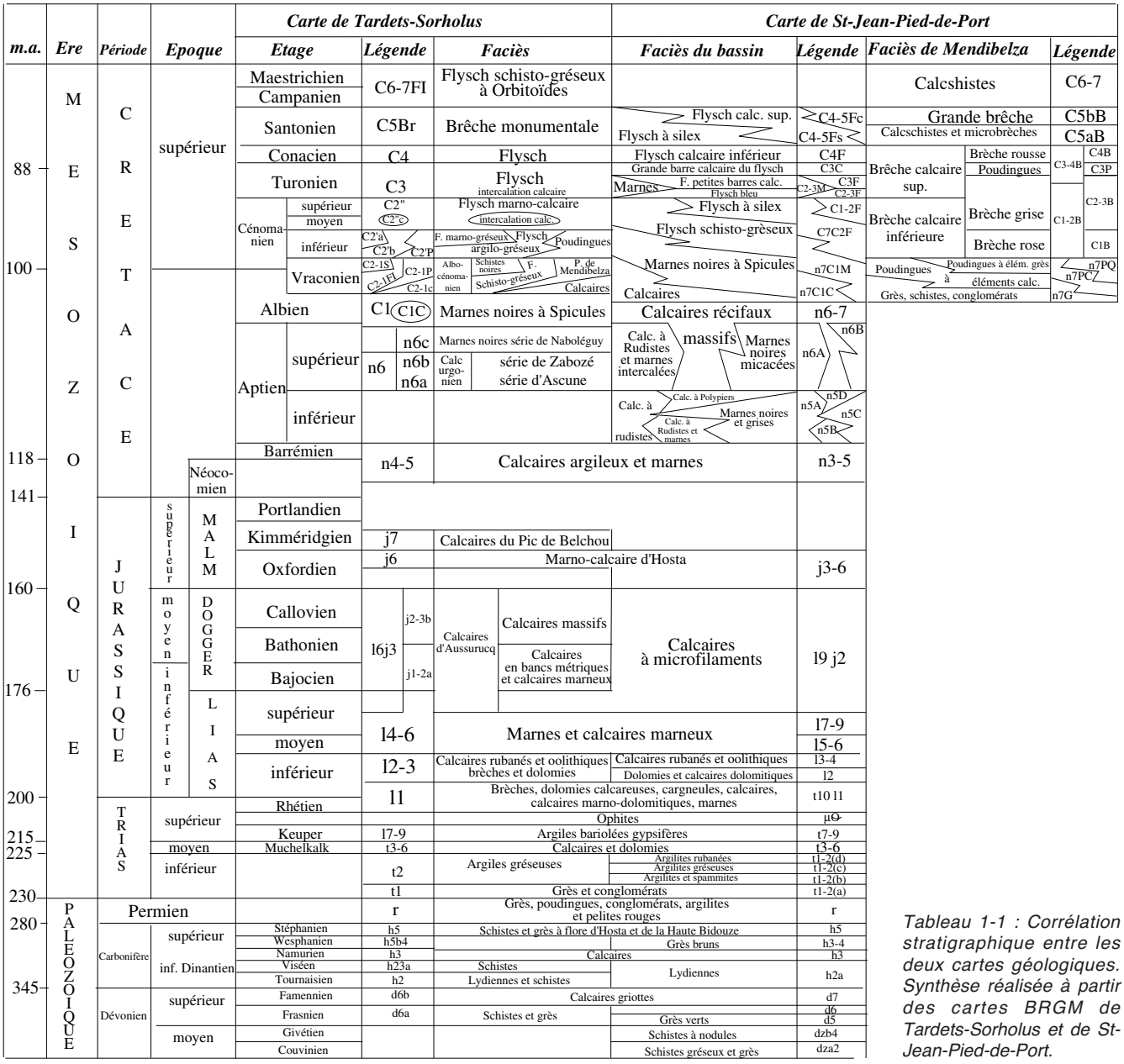


Tableau 1-1 : Corrélation stratigraphique entre les deux cartes géologiques. Synthèse réalisée à partir des cartes BRGM de Tardets-Sorholus et de St-Jean-Pied-de-Port.

— Le Lias inférieur (Hettangien supérieur et Sinémurien)

Il constitue une mégaséquence transgressive de 60 à 100 m dont les dépôts évoluent des domaines supratidaux à infratidaux. L'âge des différents faciès est admis en l'absence de fossiles caractéristiques. Les dolomies et calcaires compacts gris-bleuâtres ou noirs marquent l'installation d'un nouveau régime évaporitique à l'Hettangien supérieur et au Sinémurien inférieur. Au-dessus, apparaissent des brèches calcaires rouges ou versicolores dites pseudo-brèches rose-saumon ou brèches d'Echebar, exploitées comme marbre. J.-Y. Ribot et F. Gory [1993] estiment qu'elles sont issues d'une dissolution du matériel sous-jacent par circulation des eaux météoriques ayant engendré une karstification puis un phénomène de collapse-structure, datée par J. Canérot [1989] de l'Aptien supérieur - anté-Clansayésien. On peut les observer sur le plateau de Beloscare, à Lutogagne ou à Bosmendiette. Puis, l'épisode calcaréo-dolomitique à calcaires rubanés très cristallins correspond à un empilement de micrites dolomitiques déposées sous une faible profondeur d'eau et soumises à des rythmes climatiques très courts. Au-dessus, les calcaires oolithiques bleu foncé en gros bancs à faune benthique littorale, sont, comme l'épisode précédent, datés du Sinémurien supérieur.

La discontinuité entre le sommet du Sinémurien et le Lias moyen est marquée par une surface durcie d'extension régionale. Elle montre les critères d'une lithification précoce en domaine infratidal.

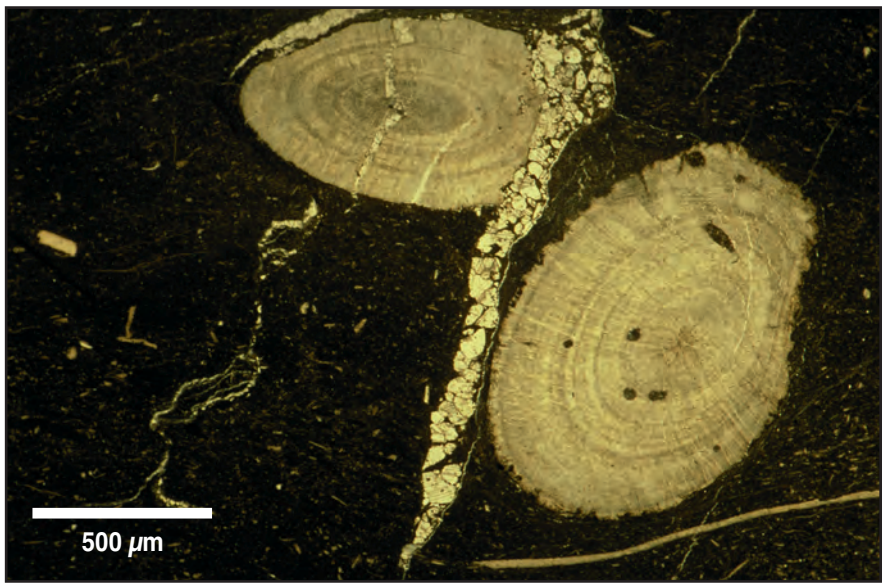


Photo 1-1 : Lame mince d'un calcaire d'Aussurucq (éch. 52). L'échantillon a été prélevé dans le réseau du Landanoby à - 135 m dans le diverticule situé en aval de la salle Martel (lum. pol. non analysée). On observe un wackestone-packstone à microfilaments et deux grandes sections de bélemnites (plate-forme externe) et de rares lenticulina sp. *et a*mmodicus sp. *(déterm. P. Masse).*

Localement, des zones sont ferruginisées [Hogrel-Made, 1988].

— Le Lias moyen et supérieur

Le Lias moyen montre à la base, en certains endroits (Erbinia), une couche de galets de calcaire sublithographique à passées de calcaire gris oolithique (100 m), surmontée par des calcaires marneux à entroques et bélemnites. Le toit de cette série montre parfois un niveau condensé : la dalle à pecten. Le Lias supérieur se compose d'une alternance de calcaires marneux et de marnes noires riches en faune. Il marque la fin du cycle d'ouverture.

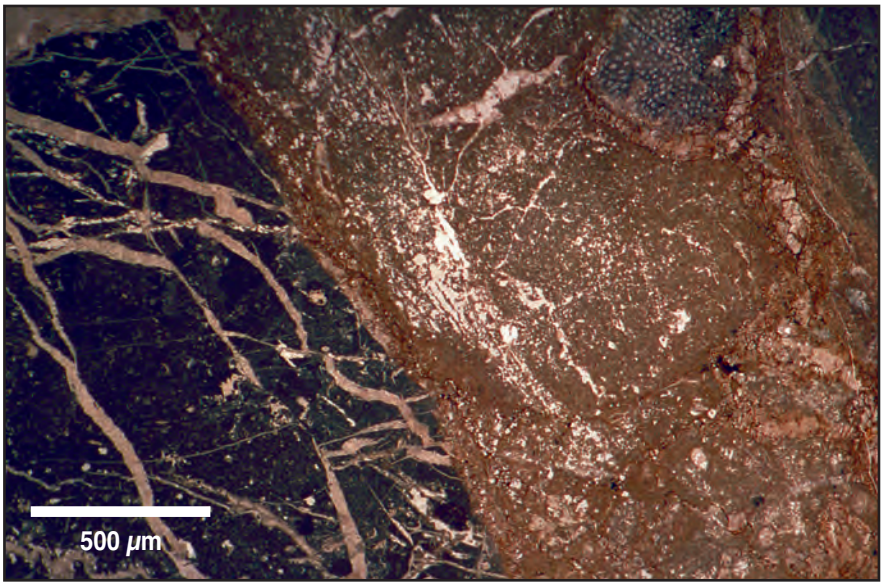


Photo 1-2 : Lame mince d'un calcaire d'Aussurucq (éch. 59). L'échantillon a été prélevé dans le réseau du Nébélé à –135 m dans le diverticule en aval de la salle Martel (lumière polarisée non analysée). On observe un packstone à microfilaments, lenticula sp.*, lithoclastes de type* «bacinella»*, bryozoaires rares, lamellibranches, échinodermes et rares sections de spicules. De fentes tardives à remplissage de sparite recoupent le dépôt (déterm. P. Masse).*

b. Le groupe du Jurassique moyen

Le Jurassique moyen voit l'installation d'une plate-forme carbonatée. Le puissant ensemble des «calcaires à microfilaments d'Aussurucq», jusqu'à 175 m d'épaisseur, est daté du Dogger. Il joue un rôle important pour la karstification souterraine. Il s'agit d'une couche calcaire gris-bleu foncé, bien délimitée entre les niveaux marneux du Lias supérieur et de l'Oxfordien supérieur. Il montre des faciès lithologiques variés dont le caractère commun est de renfermer de nombreux organismes filamenteux d'origine vraisemblablement algaire (photos 1-1 et 1-2). Les arguments paléontologiques manquent pour repérer les subdivisions stratigraphiques. On peut distinguer deux mégaséquences séparées par des niveaux de condensation :

— Aalénien-Bathonien inférieur

Cette première séquence se caractérise, notamment dans la partie moyenne de la formation, par l'abondance des microfilaments. A la base, l'Aalénien est constitué de calcaires argileux. Le Bajocien, calcaires noirs compacts à cassure conchoïdale, est surmonté de petits lits argileux riches en ammonites et bélemnites, puis de calcaires à spongiaires et foraminifères (Bathonien inférieur).

— Bathonien supérieur-Callovien

Cette deuxième séquence montre, à la base, des calcaires à ammonites du Bathonien supérieur. Ils sont surmontés par des niveaux plus argileux à rares

			Correspondance avec la carte géologique de la France à 1/50000 - **St-Jean-Pied-de-Port** publiée en 1978 par le BRGM		Correspondance avec la carte géologique de la France à 1/50000 - **Tardets-Sorholus** publiée en 1971 par le BRGM
QUATERNAIRE	Dépôts récents	E	Colluvions	E	Eboulis
		C			
	Wurm III			Fz	Alluvions subactuelles et du Wurm III
	Wurm II	Fxy	Galets graviers et sables	Fyb	Alluvions du Wurm II
	Wurm I			Fya	Alluvions du Wurm I
	Riss	Fwx	Galets, graviers	Fx	Alluvions anciennes du Riss
	Riss 3	Fw3	Galets, graviers, lentilles sablo argileuses		
	Riss 2	Fw2	Galets, graviers, gangue argilo-sableuse brun rouge		
	Riss 1	Fw1	Galets, graviers, parfois altérés, gangue sablo-argileuse brun rouge		
	Mindel	Fv	Galets altérés dans une gangue sablo-argileuse rouge	Fw	Alluvions anciennes du Mindel
SECONDAIRE	CRETACE — Turonien	C4-F	Flysch calcaire inférieur	C3	Flysch
		C3c	Grande barre calcaire du flysch	C3c	Intercalation calcaire à la base du flysch
	Cénomanien			C2,,	Flych marno-calcaire, type col d'Osquiche
				C2,b	Flysch argilo-gréseux, type "grès de Mixe"
		n7-C1M	Marnes noires à spicules	C1	Marnes noires à spicules
	Vraconien	n7-C1C	Calcaires à mélobésiées	C1c	Intercalations calcaires
		n7PQ	Poudingues à éléments de grès vert	C2-1S	Schistes noirs
		n7PC	Poudingues à éléments calcaires prédominants	C2-1F1	Flysch schisto gréseux
		n7Pt	Poudingues à éléments triasiques prédominants		
	Albien	n7G	Alternance de grés, de schistes et conglomérats	C2-1P	Poudingues de Mendibelza avec klippes sédimentaires
		n6-7	Calcaires récifaux massifs	C2-1c	Calcaires à caprines et lithothaminées
	Aptien — Gargasien	n6B	Marnes noires micacées		
		n6A	Calcaires à rudistes et marnes intercalées		
		n5D	Calcaires à polypiers silicifiés		
		n5C	Marnes grises et noires	n6c	Marnes noires : série de Naboléguy
		n5B	Calcaires à rudistes et marnes intercalées	n6b	Calcaires urgoniens : série de Zabozé
		n5A	Calcaires à rudistes (*Toucasia*)	n6a	Calcaires urgoniens : série d'Ascune
	Aptien — Bédoulien	n3-5	Calcaires argileux et marnes à orbitolines	n5-4	Marnes à orbitolines
	Barrémien			n5-4	Calcaires argileux
	JURASSIQUE — Kimméridgien			B	Bauxite, croûte ferrugineuse ou argile latéritique
					Bauxite et brèche d'Etchebar
				J7	Calcaire à pseudocyclamines du Pic de Belchou
	Callovo-Oxfordien	J3-6	Marno-calcaire d'Hosta	J6	Marno-calcaire d'Hosta surmontant la dalle à périsphinctes
	Bajocien-Bathonien	l9-J2	Calcaires à microfilaments	J3-2b	Calcaires d'Aussurucq à *macrocephalites macrocephalus*
	Aalénien			J3-l6	Calcaires à microfilaments
	Toarcien	l7-9	marnes et calcaires argileux	J2a-1	Calcaires et marnes
	Pliensbachien	l5-6	Calcaires argileux à bélemnites et à pecten	l6-4	Marneux
	Sinémurien	l3-4	Calcaires rubanés et oolithiques	l3-2	Calcaires rubanés et oolithiques brèches et dolomies
	Hettangien	l2	Dolomies et calcaires dolomitiques		
	TRIAS — Rhétien	t10-l1	Brèches, dolomies calcareuses et localement tuf	l1	Dalle à Diademopsis, brèches, dolomies calcareuses et marnes
	Keuper	t7-9	Argiles bariolées gypsifères	t9-7	Argiles bariolées gypsifères
	Muchelkalk	t3-6	Calcaires dolomitiques	t6-3	Calcaires dolomitiques
	Grès bigarré	t1-2b	Argilites et psammites	t2	grès argileux
		t1-2a	Grès et conglomérats	t1	Grès et conglomeroïdes
			Ophites triasiques		Ophites triasiques
PRIMAIRE	PERMIEN	r	Conglomérats, grès ou argilites	r	Grès poudingues et pélites rouge
	CARBONIFERE — Stéphanien	h5	Schistes et grès à flore d'Hosta et de la Haute Bidouze	h5	Schistes et grès à flore d'Hosta et de la Haute Bidouze
	Wesphanien	h3-4	Grès bruns	h4-3b	Schistes et grès psammitiques à débris de végétaux et à rares goniatites
	Namurien	h3	Calcaires	h3	Calcaires
	Dinantien	h2a	Lydiennes	h2a	Lydiennes et schistes à nodules phosphatés
	DEVONIEN — Famennien	d7	Calcaires griottes	d6b	Calcaires griottes à goniatites
		d6	Grauwackes à *spirifer verneuili*	d6a	Schistes et grès à *spirifer verneuili*
	Frasnien	d5	Grès verts		
	Givétien — Couvinien	d3b4	Schistes à nodules		

Légende de la carte géologique des Arbailles (fig. 1-10).

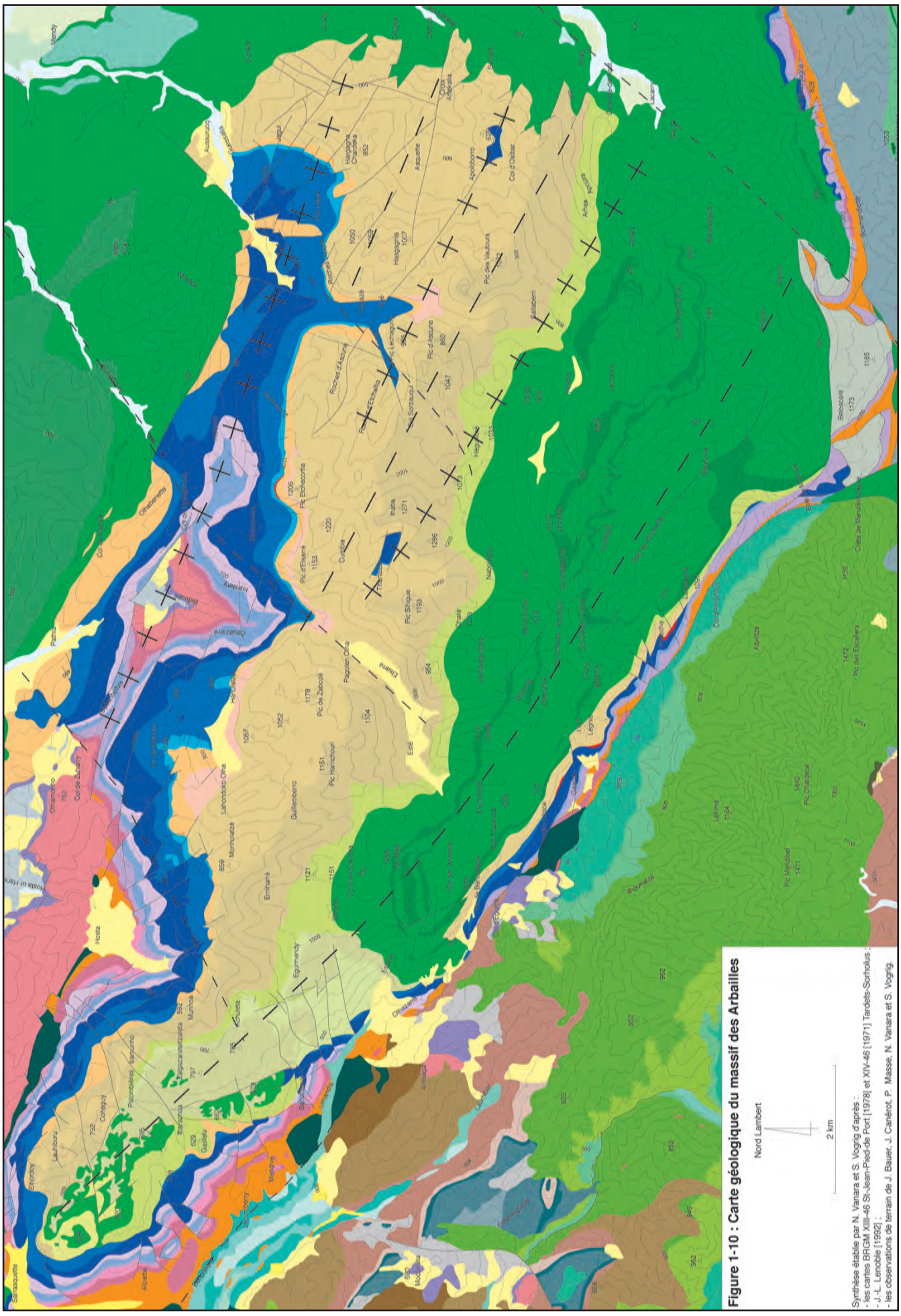


Figure 1-10 : Carte géologique du massif des Arbailles

microfilaments, riches en Trocholines. Une surface d'érosion, surmontée de bancs noduleux ainsi que de calcaires bioclastiques massifs, délimite au sommet les calcaires sublithographiques du Callovien.

Les calcaires argileux et leur faune témoignent d'un milieu de plate-forme ouverte, peu agité, de profondeur moyenne. Les calcaires bioclastiques indiquent une plate-forme externe plus proximale et moins profonde (présence de microfilaments).

c. Le groupe du Jurassique supérieur (Malm)

L'Oxfordien marneux joue un rôle hydrogéologique important car il constitue la semelle imperméable ou semi-imperméable des aquifères développés dans l'Urgo-Aptien. Il débute par une assise de 2 à 10 m, connue sous le nom de «dalle à périsphinctes», constituée d'oolithes ferrugineuses, d'alternances de petits niveaux calcaires et marneux à patine jaune et de surfaces durcies à ammonites, bélemnites et spongiaires. Elle marque une discontinuité régionale importante. En 1969, J. Delfaud y voyait le témoin d'une véritable «phase épirogénique» ; interprétation infirmée par les travaux ultérieurs [Carozzi *et al*., 1972 ; Peybernes, 1990 ; Canérot, 1989 ; Canérot *et al*., 1990]. Ces faciès sont caractéritiques pour J.-L. Lenoble [1992] d'une plate-forme externe (étage circalittoral à infralittoral externe) à l'articulation entre la plate-forme côtière et le bassin dans un milieu sensible aux variations eustatiques.

Les faciès deviennent de plus en plus souvent azoïques dans la partie supérieure. Des marnes noires finement gréseuses, micacées, schisteuses (100 à 350 m d'épaisseur) forment la série dite des «marnes d'Hosta». Elles correspondent à un milieu ouvert de plate-forme distale, soumis à d'importants apports terrigènes (le quartz détritique est abondant) [Lenoble, 1992].

Le Kimméridgien inférieur est peu représenté. En effet, l'érosion n'a conservé que quelques mètres (80 au maximum) de calcaires noirs à pseudocyclamines montrant à la base des intercalations marneuses (Pic de Belchou). Ces faciès traduisent un milieu de plate-forme externe (dépôt de faible énergie).

3. Le Crétacé inférieur

Le Malm terminal et le Crétacé basal ne sont pas présents. Un phénomène d'émersion marque la limite entre les terrains jurassiques et crétacés ; émersion soulignée localement par des argiles schistosées à pisolithes de fer («bauxite») et par l'existence de vides karstiques (cavités plurimétriques remplies d'argiles) (chap. 3). Les formations carbonatées du Crétacé inférieur, d'une épaisseur pouvant dépasser 500 m, jouent un rôle majeur dans la karstification des Arbailles : calcaires du Barrémien et de l'Aptien séparés par les marnes bédouliennes, calcaires marneux de l'Albien.

a. Le Barrémien

Les premiers dépôts du Crétacé inférieur des Arbailles sont datés du Barrémien. Deux formations caractéristiques, épaisses de 60 m environ, composent cet étage :
- les calcaires de Rébénacq, calcaires bioclastiques roux ferrugineux à algues devenant plus marneux vers le sommet. Ils sont caractéristiques d'un dépôt laguno-lacustre ;
- les calcaires à annélides, calcaires marins à passées dolomitiques et bréchiques. La présence des oolithes indique d'abord l'existence d'une lagune protégée. Puis, les dépôts de calcaires à échinodermes et à foraminifères, affectés par des périodes d'émersion (karst), sont caractéristiques d'une plate-forme interne instable. Ensuite les calcaires de haute énergie (grainstones, bioclastiques et oolithes) sont l'indice de la présence de barres sous-marines. Ils sont affectés par des surfaces durcies caractéristiques de fluctuations du niveau de la mer. L'épaisseur de la tranche d'eau augmente par la suite (ouverture générale) d'où l'installation d'une plate-forme à encrinites [Fabre et Navarre, 1992].

b. Le Bédoulien (marnes de Sainte-Suzanne)

Les marnes de Sainte-Suzanne, épaisses de 0 à 20-30 m environ, sont représentées par des calcaires argileux, graveleux ou conglomératiques roux et des termes riches en orbitolines et néotrocholines. Elles correspondent à une sédimentation relativement profonde de l'Aptien inférieur et du Néocomien. Elles constituent un écran semi-étanche pour les eaux karstiques.

c. La série aptienne de faciès urgonien

Cette série joue un rôle capital dans le développement du karst central des Arbailles. Elle montre une épaisseur qui varie considérablement du nord au sud du massif. Dans le domaine de développement maximum, on distingue d'après J. Delfaud [1969] :
1/ la série d'Ascune (100 m d'épaisseur), constituée de deux ensembles de calcaires massifs à polypiers, rudistes et *toucasies,* formant des escarpements dans le paysage, séparés par une passée marno-dolomitique ;
2/ la série du pic de Zabozé (Gargasien), formée d'une épaisse succession alternant calcaires en petits bancs à polypiers, rudistes, bryozoaires et marnes à orbitolines (250 m au maximum) ;
3/ la série de Naboléguy coiffe la série urgonienne par 200 m de marnes noires schisteuses avec quelques lentilles de calcaires à rudistes.

D'après les observations spéléologiques, les épaisseurs sont de l'ordre de 215 m au moins au droit du synclinal d'Apanicé (gouffre d'Apanicé).

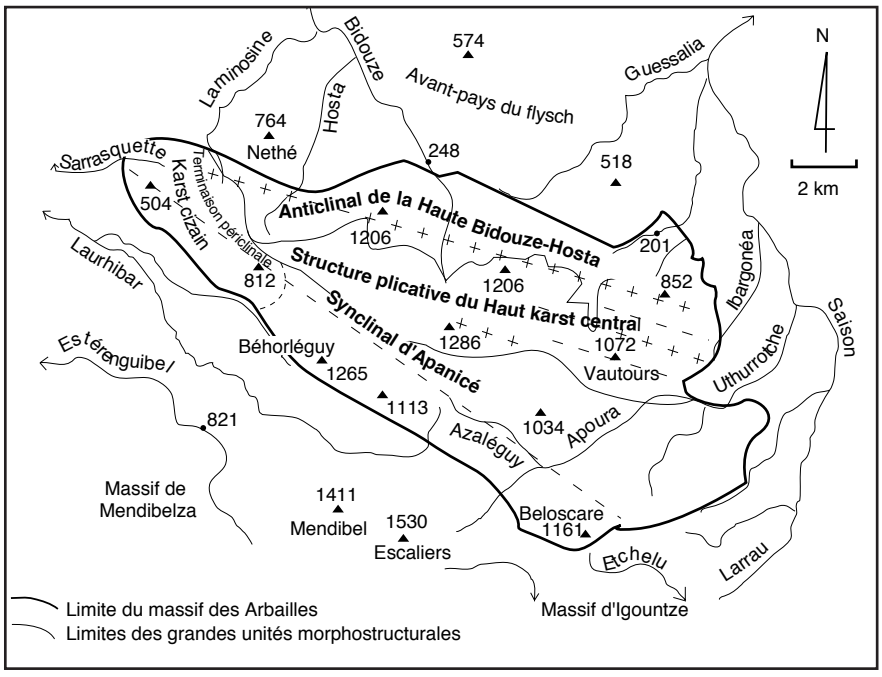


Figure 1-11 : Les grandes unités morphostructurales du massif des Arbailles.

d. L'Albien inférieur

Les marnes noires à pâte grise forment une puissante série datée de l'Albien inférieur. On rencontre en leur sein, à deux niveaux principaux, des cordons discontinus de calcaires massifs de type urgonien qui sont issus du démantèlement de la plate-forme urgonienne.

Le cordon inférieur, dit série d'Ispascoa (100 m), est daté du Clansayésien. Il est formé de calcaires à rudistes, polypiers silicifiés, bryozoaires et rares mélobésiées (algues de type Vimport) alternant avec des passées argileuses.

La transgression qui a débuté lors du dépôt de ces calcaires à rudistes se généralise et les marges carbonatées débordent sur les zones restées auparavant émergées. Les calcaires à polypiers et à algues du Vimport sont des ensembles récifaux mis en place sur des hauts fonds passant latéralement à des bassins subsidents où les marnes vont s'accumuler sur une grande épaisseur.

III. Révision de la carte géologique et définitions des grandes unités morphostructurales

Une carte géologique originale du massif des Arbailles a été dessinée sur Adobe Illustrator à l'échelle 1/50 000 à partir des deux feuilles géologiques, de divers travaux géologiques récents et des observations nouvelles effectuées au cours de la thèse (J. Canérot, N. Vanara, J. Bauer, S. Vogrig) (fig. 1-10). Les nouvelles précisions apportées sont :

- affleurement du Jurassique au cœur du massif (Thartassu) et sur la bordure orientale (Apoloborro) ;
- différenciation entre le Bédoulien et le Barrémien sur la partie nord-est du massif ;
- révision des affleurements dans la zone d'Ithé et de la reculée de la Bidouze avec la mise en évidence de l'importance des marnes oxfordiennes dans le compartimentage des aquifères ;
- mise en valeur de structures plicatives NW-SE et probablement de grands accidents majeurs SW-NE ;
- présence de bauxite sur le pic d'Etchécortia.

Cette carte numérisée, modifiable de façon simple et rapide, permet et permettra des mises à jour à toute échelle, d'établir des corrélations avec les cartes et les données hydrologiques, morphologiques, spéléométriques…

Les paysages du massif des Arbailles sont très dépendants des conditions lithostratigraphiques et tectoniques. Les quatre grandes unités morphostructurales (fig. 1-11) présentent des limites rarement tranchées et le plus souvent marquées par une modification progressive des paysages.

A. L'anticlinal majeur de la Haute Bidouze-Hosta et le grand escarpement bordier nord

1. Le brachyanticlinal de la Haute-Bidouze

L'anticlinal majeur de la Haute Bidouze - Hosta, échancré en profondes boutonnières, recoupe l'ensemble de la série jurassique. Le pli-faille dejeté vers le nord qui marque la bordure septentrionale du massif des Arbailles est appelé couramment anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta. C'est un accident complexe d'orientation N105°, que l'on peut suivre de Sarrasquette à Aussurucq. Il mériterait une révision stratigraphique complète car les informations données par la carte géologique sont souvent inexactes (J. Canérot, R. Maire et N. Vanara, étude en cours).

L'anticlinal est très étroit à l'ouest et s'élargit progressivement vers l'est pour atteindre son ampleur maximum à la hauteur d'Hosta. Dans le coeur anticlinal faillé (faille d'Hosta), le Paléozoïque et sa couverture permo-triasique (Néthé, col de Zuharry) affleurent. La faille d'Hosta, qui passe au nord du Néthé (764 m), est plutôt un accident à plongement nord [Ducasse et Velasque, 1988 ; Canérot, 1989 ; Lenoble, 1992] qu'un chevauchement vers le nord [Le Pochat et coll., 1978 ; Johnson et Hall, 1989] (fig. 1-12).

Au bord de la piste St Just Ibarre-col de Zuharry, le contact mécanique —entre au nord les calcaires à faciès urgonien (Arguimonho, 548 m) et au sud la série gréso-pélitique du Permo-trias— est marqué par une zone broyée de puissance décamétrique.

Au nord du col de Zuharry, le flanc septentrional de l'anticlinal comporte une série éo-crétacée faillée (non indiquée par la carte géologique). Entre le versant

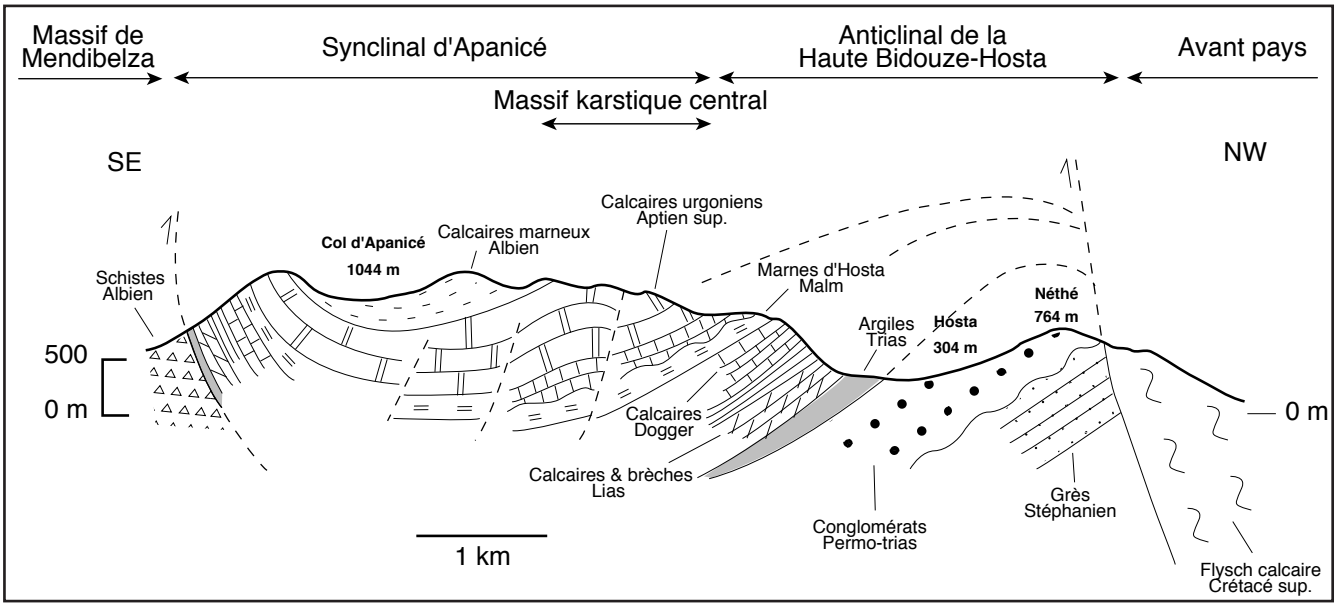


Figure 1-12 : Coupe géologique simplifiée des Arbailles. Le massif montre une structure plissée de calcaires, de calcaires marneux et brèches allant du Lias (Hettangien) au Crétacé inférieur (Albien).

Oyhanbeltza et le col de Gatégoréna, la faille d'Hosta devient un pli-faille anticlinal. Au sud-est de la borde d'Idondo, le long de la route Garaybie-Gatégoréna, un affleurement de Trias (argiles versicolores du Keuper, cargneules, dolomies en plaquettes, calcaires du Muschelkalk et brèches dolomitiques) marque la charnière de l'anticlinal de la Haute-Bidouze [Lenoble, 1992]. Entre Garaybie et Aussurucq, la structure anticlinale devient complexe avec l'existence d'une faille d'orientation WNW-ESE relayée à Uthurbietta par une faille NE-SW. A l'extrêmité orientale du massif, la large charnière faillée, armée par les calcaires aptiens, s'ennoie périclinalement sous les calcaires marneux albiens.

2. Les boutonnières et le grand escarpement bordier nord

Deux cours d'eau entaillent profondément les séries jurassiques et triasiques jusqu'à faire apparaître les schistes et grès du Stéphanien : le Hosta ur Handia (émergence Zahagui, fontaine Ostherria) donnant la boutonnière d'Hosta profonde de 800 m et large de 4 km et la Bidouze (émergences Grande et Petite Bidouze, Ur Belcha) donnant la reculée dite de la Bidouze profonde de 600 m.

Le contact avec les collines du flysch a été plus ou moins exploité par l'érosion différentielle. Seuls quelques cols assurent la transition avec l'avant-pays schisteux : cols d'Azconzabal (503 m), d'Arguimonho (510 m), de Napale (499 m) et de Leycharzepia. Ailleurs, les vallées isolent le massif. Le contact est particulièrement franc au-dessus de Garaybie avec la présence d'un grand versant (escarpement de ligne de faille) de plus de 900 m de dénivelé (fig. 1-10).

Ech.	Etage	Faciès	% en $CaCO_3$	Synthèse des résultats
088	Albien	Marnes noires à spicules	61	de 33 à 78 % de $CaCO_3$
094			43	
171			33	
180			48	
212			78	
087	Albien	Calcaires à mélobésiées	97	de 93 à 97 % de $CaCO_3$
156			99	
176			93	
150	Aptien	Marnes noires, série de Naboléguy	88	88 % de $CaCO_3$
086	Aptien	Calcaire urgonien, série de Zabozé	100	de 98 à 100 % de $CaCO_3$
149			100	
157			98	
085	Aptien	Calcaire urgonien, série d'Ascune	100	de 99 à 100 % de $CaCO_3$
155			99	
154	Barrémien	Calcaire bioclastique	89	de 89 à 94 % de $CaCO_3$
198			94	154 : dolomite 87 % ; calcite 2 %
153	Kimméridgien	Calcaires	82	de 82 à 85 % de $CaCO_3$
205	Kimméridgien	Calcaires	85	
152	Oxfordien	Marno-calcaire	92	de 1 à 92 % de $CaCO_3$
206			47	
213			1	
84	Dogger	Calcaires massifs à microfilaments	100	de 84 à 100 % de $CaCO_3$
95			99	
151			96	
177			84	
200			96	
207			97	
201	Dogger	Calcaires marneux à microfilaments	58	58 % de $CaCO_3$
174	Lias supérieur	Marnes et calcaires marneux	53	de 53 à 64 % de $CaCO_3$
203	et moyen		64	
173	Lias inférieur	Calcaires	99	99 % de $CaCO_3$
178			99	
172	Hettangien	Brèches, dolomies, calcaires, marnes	97	de 80 à 97 % de $CaCO_3$
175	inf.-Rhétien		95	
179			80	
202			90	

Tableau 1-2 : Pourcentage de $CaCO_3$ dans les différents faciès du karst des Arbailles. Les échantillons 85, 151, 154, 156, 178, 201, 206 ont été traités par J.-P. Fortuné du Laboratoire de minéralogie et cristallographie de l'Université Paul Sabatier à Toulouse. Les autres échantillons ont été réalisés par N. Vanara avec le matériel du laboratoire de géologie de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour à Pau (R. Sabrier).

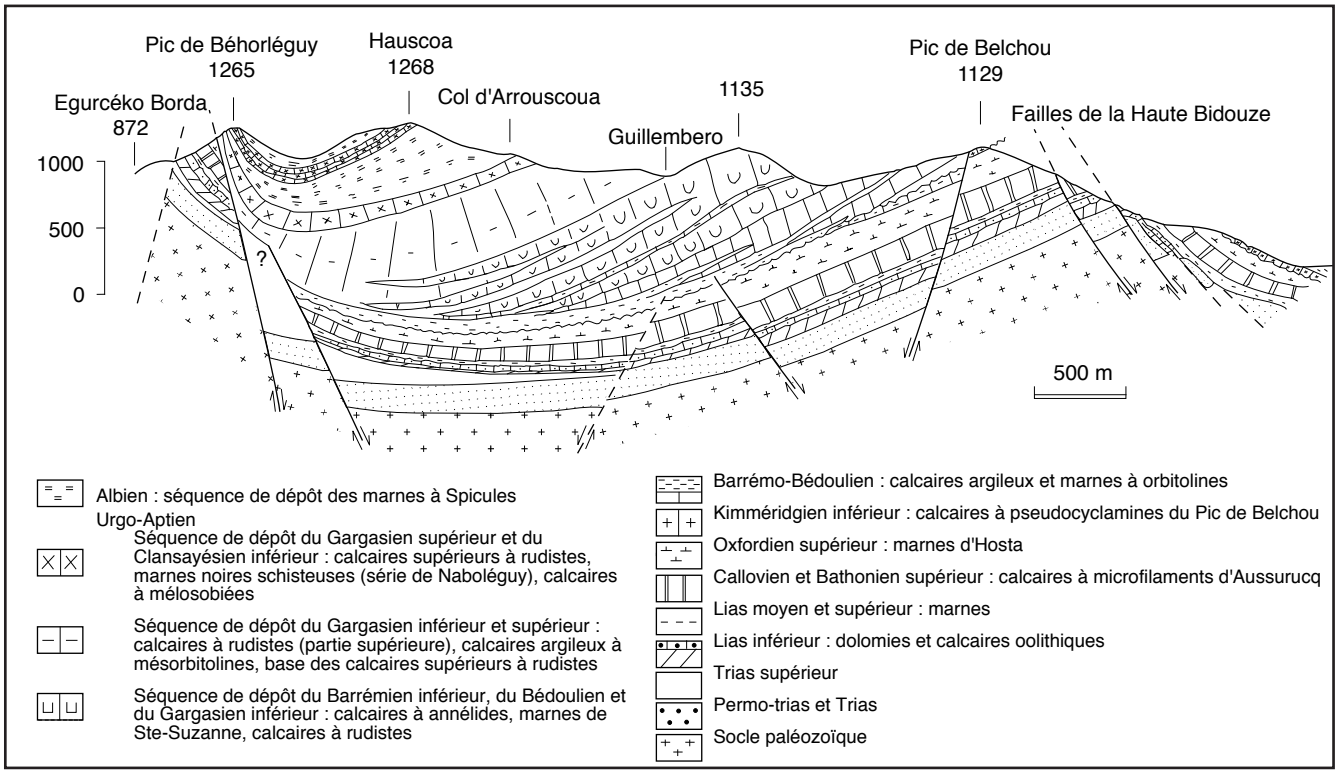


Figure 1-13 : Coupe géologique d'Egurceko Borda au pic du Belchou [Fabre et Navarre, 1992 ; modifié].

Photo 1-3 : Le sommet du Pic du Belchou (1 129 m) vu d'avion. A l'arrière plan, les collines du flysch de l'avant-pays.

La bordure nord-est, caractérisée par le sommet arrondi du pic du Belchou (1 129 m, photo 1-3), est façonné dans les calcaires du Kimméridgien et les marno-calcaires oxfordien (fig. 1-13). Il domine à l'ouest la boutonnière d'Hosta et au sud la mégadoline de même nom, la plus importante dépression du massif avec une longueur d'1,8 km et une profondeur maximum de 300 m. Les calcaires à microfilaments du Dogger sont favorables à la formation de petits escarpements comme celui de la face sud du pic de Belchou, au développement de petits lapiés ainsi qu'à la mise en place de grandes cavités comme le réseau Nébélé long de 15 km (chap. 4).

Echantillons	Déterminations
Apoloborro A	Argilites carbonatées à ammonites *(perisphinctidae* probable) : Jurassique supérieur ?
164	Argilites silteuses : Jurassique ?
Apoloborro B	Grainstone très fin compacté à peloides abondants, silt rare, fragments de lamellibranches, crustacés, échinodermes, *lituolidae* et *lenticulina* sp. très rares : Jurassique ?
Apoloborro C et D	Wackestone-packstone à spicules d'éponges, échinodermes, *textulariidae* très rares : âge indéterminé
Apoloborro E	Grainstone mal classé à grains micritisés, échinodermes, lamellibranches, *lituolidae, textulariidae, pseudotextulariella sp., "voloshina" sp., orbitolinidae, acicularia sp.* et *permocalculus sp.* accompagnés de corallinacées abondantes : Aptien supérieur (Clansayésien, faciès de Vimport)
Apoloborro F	Grainstone classé à échinodermes, lamellibranches, corallinacées : Aptien supérieur (Clansayésien, faciès de Vimport)
Apoloborro G	Grainstone mal classé à annélides, bryozoaires, échinodermes, *pseudotextulariella sp., bacinella irregularis*, corallinacées : Aptien supérieur (Clansayésien, faciès de Vimport)

Tableau 1-3 : Déterminations de l'âge des différents faciès de roches observés sur le bord de la route sous la ferme Apoloborro (déterm. P. Masse).

Les reliefs sont doux dans les marno-calcaires oxfordiens qui contiennent un pourcentage relativement important de carbonates (tabl. 1-2). Parfois, les rivières souterraines sont capable de les franchir à la faveur de failles majeures comme la percée hydrologique de Léchagorry-Uthurbietta (chap. 6).

B. La structure plicative intermédiaire du haut karst central et ses buttes résiduelles

Le haut karst central est bâti dans les calcaires de l'Aptien supérieur à faciès urgonien (série d'Ascune et de Zabozé). Cet ensemble appartient au flanc nord du synclinal d'Azaléguy ou au flanc sud de l'anticlinal de la Haute-Bidouze Hosta (fig. 1-12 et 1-13). D'après la carte géologique, il s'agit d'une structure monoclinale à pendage général vers le SSW affectée de quelques accidents cassants. Cependant, les études de terrain montrent que l'organisation structurale est beaucoup plus complexe en raison de l'existence d'ondulations, de plis et de grands accidents cassants longitudinaux et transversaux d'orientation NW-SE qui s'amortissent au contact de l'anticlinal bordier nord (J. Canérot, R. Maire et N. Vanara, étude en cours).

Deux secteurs caractéristiques ont été étudiés au sud-est et au centre du massif afin de préciser la structure complexe du haut karst central qui apparaît mal sur la carte géologique.

1. Apoloborro (sud-est du massif)

Le site d'Apoloborro est située dans la dépression d'Oxibar à l'ouest de Camou-Cihigue. G. Viers [1960] décrit cette dernière comme une combe de flanc, où entre les pentes du pic des Vautours et les chevrons épais d'Hargagna et d'Oxibar, se trouve un noyau rocheux encadré par des couches plus marneuses. La coupe de la route située sous la ferme Apoloborro montre (tabl. 1-3) :
- des argilites (éch. A, B et 164) d'âge jurassique supérieur probable ;
- des chicots de calcaires massifs sombres corrodés enrobés par les argilites (éch. B, C, D) difficilement datables en l'absence de fossiles caractéristiques ;
- un petit massif de calcaires sombres faisant suite à l'affleurement argileux en direction du col d'Oxibar, daté de l'Aptien supérieur (Clansayésien, faciès de Vimport) (déterm. P. Masse ; Bauer, 1995).

Ainsi, le site d'Apoloborro se situe au centre d'un anticlinal très pincé. On peut suivre cet accident majeur sur les photographies aériennes depuis Apoloborro jusqu'au pic Etchecortia (J. Canérot, R. Maire et N. Vanara, étude en cours) (fig. 1-10).

2. Thartassu (haut karst central)

D'après la carte géologique, la zone de Thartassu, située à l'ouest du sommet d'Ihatia, est tout entière comprise dans les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur. C'est dans ce haut vallon que s'ouvre le réseau de Landanoby (-200 m, alt. 1 100 m). La cavité se dévelope principalement dans une roche noire qui est attribuée aux calcaires jurassiques d'Aussurucq [Bauer, 1994]. L'examen des lames minces, préparées à partir d'échantillons prélevés de la base du puits d'entrée (P. 41) jusqu'à la salle Martel (–125 m), confirme les premières observations : il s'agit des calcaires d'Aussurucq (Dogger). Dans la partie inférieure du réseau, le ruisseau coule sur une couche marneuse à la côte 917 m (–183 m). La détermination pétrographique donne un âge Callovien-Oxfordien probable (marnes d'Hosta) (déterminations P. Masse, chap. 4).

En surface, une intercalation marneuse est définie comme appartenant à la formation des marnes d'Hosta surmontant la dalle à périsphinctes (P. Masse, N. Vanara, S. Vogrig, obs. de terrain). Ce niveau repère situé à 1 050 m d'altitude montre que les marnes d'Hosta jouxtent à l'ouest et à l'est les calcaires urgoniens.

Ainsi le décalage sédimentaire observé entre l'affleurement souterrain (917 m) et l'affleurement «superficiel» (1 050 m) suggère-t-il la présence d'un compartiment

jurassique soulevé de plus de 130 m au sein des calcaires urgoniens. Ces observations et déterminations permettent de montrer que le vallon perché de Thartassu est une zone structuralement élevée. C'est l'érosion dans le fond du ravin qui a permis l'affleurement du Jurassique sous la forme d'une boutonnière [Vanara, 1996].

En collaboration avec J. Canérot (Université de Toulouse), l'étude géologique de la partie orientale du massif met en évidence de structures synclinales et anticlinales complexes d'orientation NW-SE (étude en cours) : synclinal d'Haspia-Hasgagnia, anticlinal et accident cassant d'Apoloborro-Etchaltia, synclinal de Sorzauqui-Vautours et zone structuralement élevée de Thartassu (fig. 1–10).

C. Le synclinal majeur d'Apanicé, une haute surface en cours de démantèlement

Cette structure synclinale complexe se reflète bien dans les paysages. On distingue une haute surface, dite d'Apanicé, démantelée par érosion régressive et une bordure sud armée par les calcaires urgoniens.

1. Le synclinal d'Apanicé

Dans sa partie occidentale (pic de Béhorléguy - col d'Apanicé), le synclinal d'Apanicé, présente un axe horizontal, orienté N115°E, puis dans le secteur d'Ahusquy, un axe orienté N125°E plongeant de 15° vers l'est. Entre Béhorléguy et Béloscare, la dissymétrie est évidente entre un flanc nord faiblement incliné vers le sud (pendage de 40°) et un flanc sud incliné vers le nord ; les pendages augmentent de l'axe du synclinal jusqu'à son bord sud de 40 à 60° environ (photo 1–4). Ainsi, sur la bordure sud, les terrains très redressés sont armés par les termes les plus récents de l'Urgonien (Gargasien supérieur probable - Clansayésien) reposant sur une série jurassique de plus en plus érodée d'ouest en est (fig. 1-14). Dans la charnière synclinale, les calcaires marneux albiens portent l'empreinte d'une schistosité fruste de fracture.

Le synclinal d'Apanicé atteint sa largeur maximum dans sa partie orientale. A l'est du méridien de Béloscare, les pendages du Crétacé sont généralement à plongement vers le sud-est avec des valeurs moyennes de 35 à 40°. Localement, des pendages à plongement nord ont cependant pu être observés (moulin de Cambo et carrefour de Bosmendiette). Au niveau de Bosmendiette, l'axe du synclinal subit une virgation progressive (dans le prolongement d'un accident N115°E affectant le Jurassique de Béloscare ouest) et prend une direction N097°E 15°E [Ollier et Rovira, 1983].

A l'endroit où le ravin de l'Apoura traverse en cluse la barre urgonienne, on observe un passage progressif de ces pendages normaux à des pendages inverses caractéristiques du flanc méridional dans le secteur est.

Les dépôts du Crétacé inférieur, épais sur le flanc nord du synclinal où ils débutent dans le Barrémien inférieur, se biseautent ou diminuent d'épaisseur en direction du sud (fig. 1-15). La diminution d'épaisseur se fait par passage latéral progressif à des calcaires marneux noirs (faciès de plate-forme externe) dans un dispositif général de figures de progradation [Canérot, 1989]. Dans le cœur du synclinal, les passages latéraux entre les calcaires purs et les calcaires marneux, au sein même de la série albienne, confirment son effondrement syn-sédimentaire en direction du sud-est. L'espace ainsi créé par le basculement du

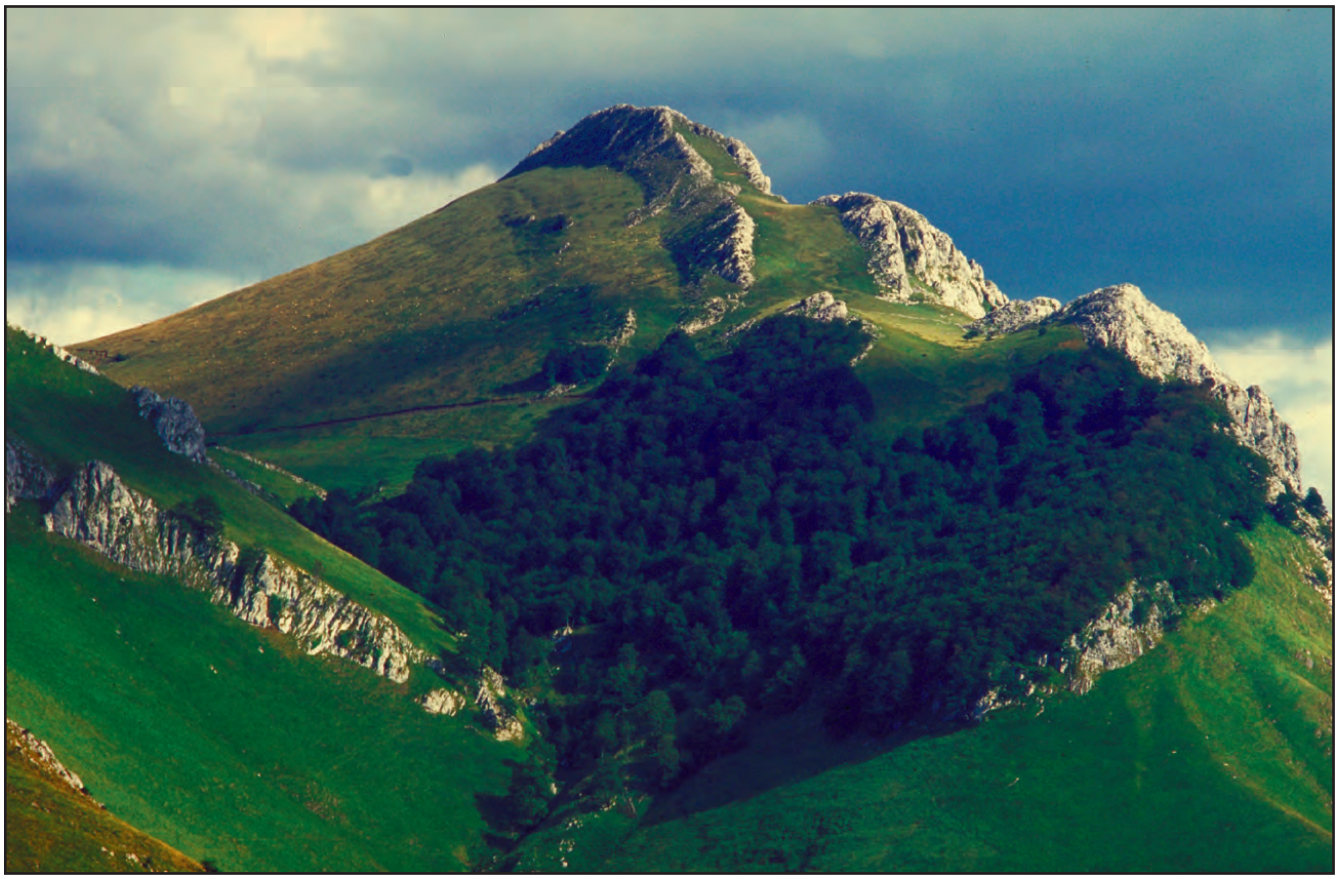


Photo 1-4 : Le sommet du Béhorléguy (alt. 1 265 m) et le synclinal d'Apanicé sont vus de la vallée d'Ur Handia. Le pli est dissymétrique. Le flanc septentrional (à gauche) faiblement incliné vers le sud, présente une épaisse série albo-aptienne tandis que dans le flanc méridional très redressé (à droite), cette même série est beaucoup plus réduite. La charnière est bien dessinée dans les calcaires clansayésiens et les calcaires marneux albiens. Selon J. Canérot [1996], cette dissymétrie est liée au mode de sédimentation en offlap *(prismes de progradation) sur le bloc des Arbailles, basculé avec affaissement au sud-est pendant cette période.*

bloc des Arbailles a été progressivement comblé par le débordement des dépôts vers le large en figures de progradation [Lenoble, 1992].

2. La bordure méridionale des Arbailles

La bordure géologique sud du massif des Arbailles correspond au flanc redressé du synclinal d'Apanicé. Située au contact par faille avec le Paléozoïque et l'Albien des massifs d'Igountze et de Mendibelza, la série mésozoïque comporte :

- le Keuper évaporitique et ophitique ;
- le Jurassique érodé jusqu'au Dogger ou au Lias ;
- la surface d'érosion jalonnée de bauxites (cayolar Andoche) et de brèches (Arhansus, Beloscare) ;
- l'Aptien supérieur calcaire (Urgonien) localement conglomératique (poudingues d'Arhansus) ;
- les barres bioclastiques intercalées dans les marnes noires albiennes en progradation vers l'est (Lutogagne).

La nature et l'organisation des faciès du Crétacé inférieur sont, pour J. Canérot [1996], les témoins de la mise en place synsédimentaire d'une ride diapirique (dite de la Haute Soule).

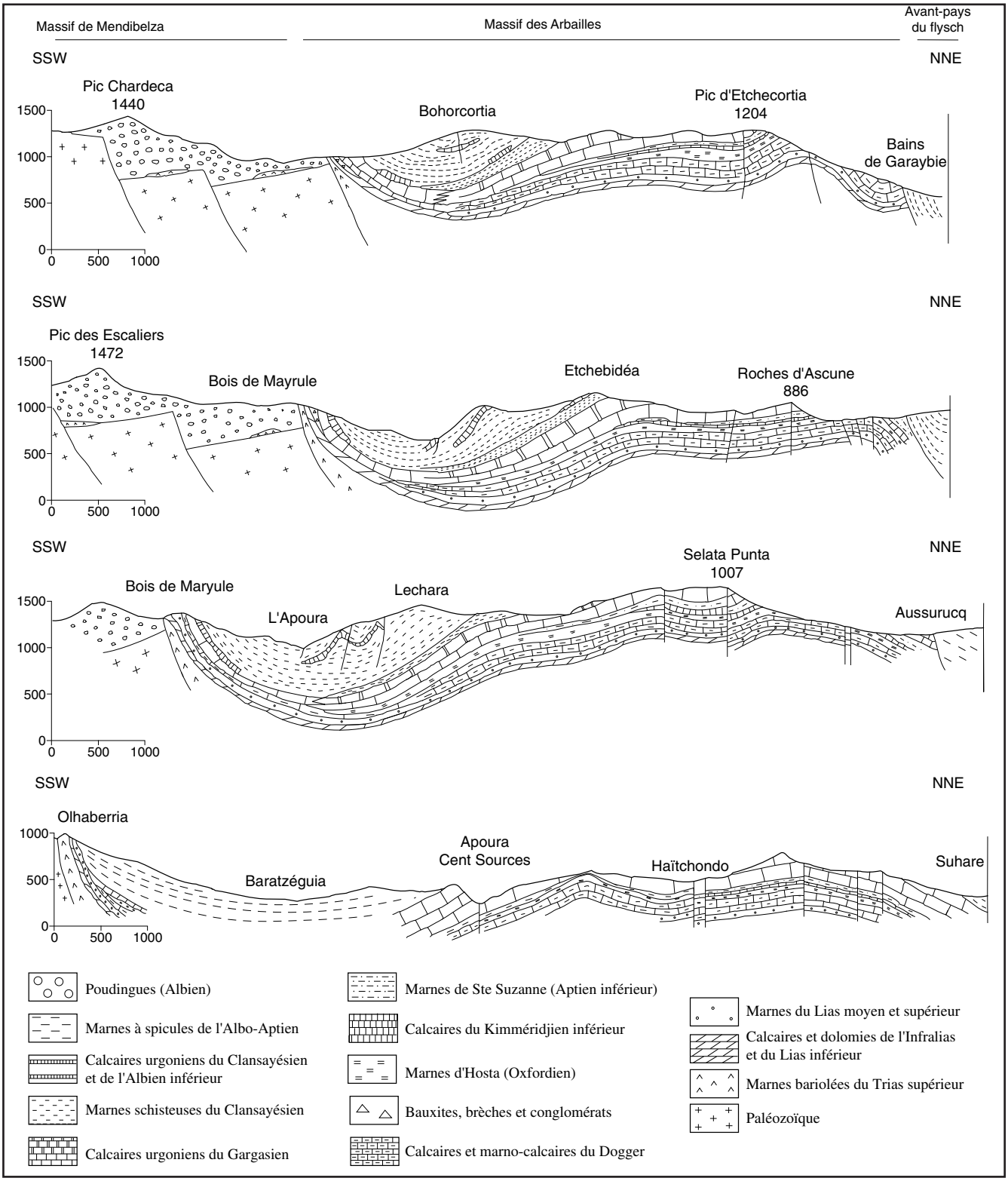


Figure 1-14 : Coupes sériées orientées SSW-NNE à travers le massif des Arbailles d'après J.-M. Viaud [1991] ; modifié.

Cette bordure dentelée présente ainsi une succession de hauts sommets. Les altitudes sont toutes supérieures à 1 000 m. Du pic de Béhorléguy (1 265 m) au sommet Léhentchégaratia (1 076 m), la bordure sud est bien marquée par une crête étroite armée par les calcaires massifs les plus récents de l'Urgonien (Gargasien supérieur probable - Clansayésien) ; sommet 1 113 m, Légnia 1 124 m, Lutogagne 1 097 m.

L'affleurement des brèches d'Etchebar à Beloscare permet la constitution d'un plateau karstique sans cavité importante reconnue. Cette petite surface (1 500 m x 500 m) —bordée au nord par une vigoureuse pente (36°) entrecoupée de petits ressauts rocheux— domine de 800 m la vallée de l'Apoura.

De Bosmendiette (1 020 m) au pic Larramendy (803 m), l'érosion a creusé dans les calcaires, les brèches et les marnes du Rhétien et de l'Hettangien une succession de petites buttes aux formes arrondies séparées par des vallons inscrits sur de petits accidents méridionaux.

De profondes échancrures isolent le sud des Arbailles de la Haute Chaîne : vallées du Béhorléguy au sud-ouest, du Laurhibar au sud, du Gave de Larrau et de l'Etchelu au sud-est. Le col d'Arhansus (920 m) et les minces crêtes de Mendikotziague (1 040 m) font la liaison avec le massif de Mendibelza. Seul le col de Salhagagne (970 m) assure une réelle continuité avec l'Igountze.

D. La terminaison périclinale du synclinal d'Apanicé : les hautes collines du karst cizain

La terminaison synclinale ouest des Arbailles possède une originalité qui la met à part du reste du massif. Le versant d'Egurmendy, de 250 m de dénivelé, assure la transition entre les hautes surfaces de la partie orientale et les collines du karst occidental. Cette transition entre un bloc oriental et un bloc occidental moins soulevé est marquée géologiquement par une succession de failles en échelons d'orientation SW-NE.

Il s'agit d'un synclinal de direction N120°E. Il est symétrique puisque les pendages des séries du flanc nord sont inclinées de 20° vers le sud et celles du flanc sud de 20° vers le nord. D'une manière générale, les séries se réduisent d'est en ouest (fig. 1-16). Les corrélations permettent d'individualiser une zone haute à l'ouest. En particulier l'étude de la coupe de la Palombière montre la disposition transgressive vers l'ouest des terrains de plus en plus jeunes. Ce débordement est probablement retardé dans le temps par le jeu positif de petits blocs jurassiques permettant l'individualisation et le maintien d'une zone haute toujours émergée en position occidentale. On remarque ainsi, d'est en ouest, un contact de séries éocrétacées de plus en plus récentes, sur des séries jurassiques de plus en plus anciennes [Serrano, 1995] (fig. 1–17).

La terminaison étroite périclinale du synclinal domine la dépression de Cize par l'intermédiaire d'un versant de 300 m de dénivelé et de 20° de pente. Sur les bordures, la faible épaisseur des calcaires à microfilaments n'introduit pas de rupture de pente particulière.

Ainsi, l'absence de couches résistantes en bordure a interdit toute évolution en synclinal perché. Par érosion régressive, le ruisseau d'Apat, affluent du Sarraquette, a isolé les buttes-témoins liasiques d'Ahaxmendy (330 m), Dorréa (298 m) et Lietamenty (272 m).

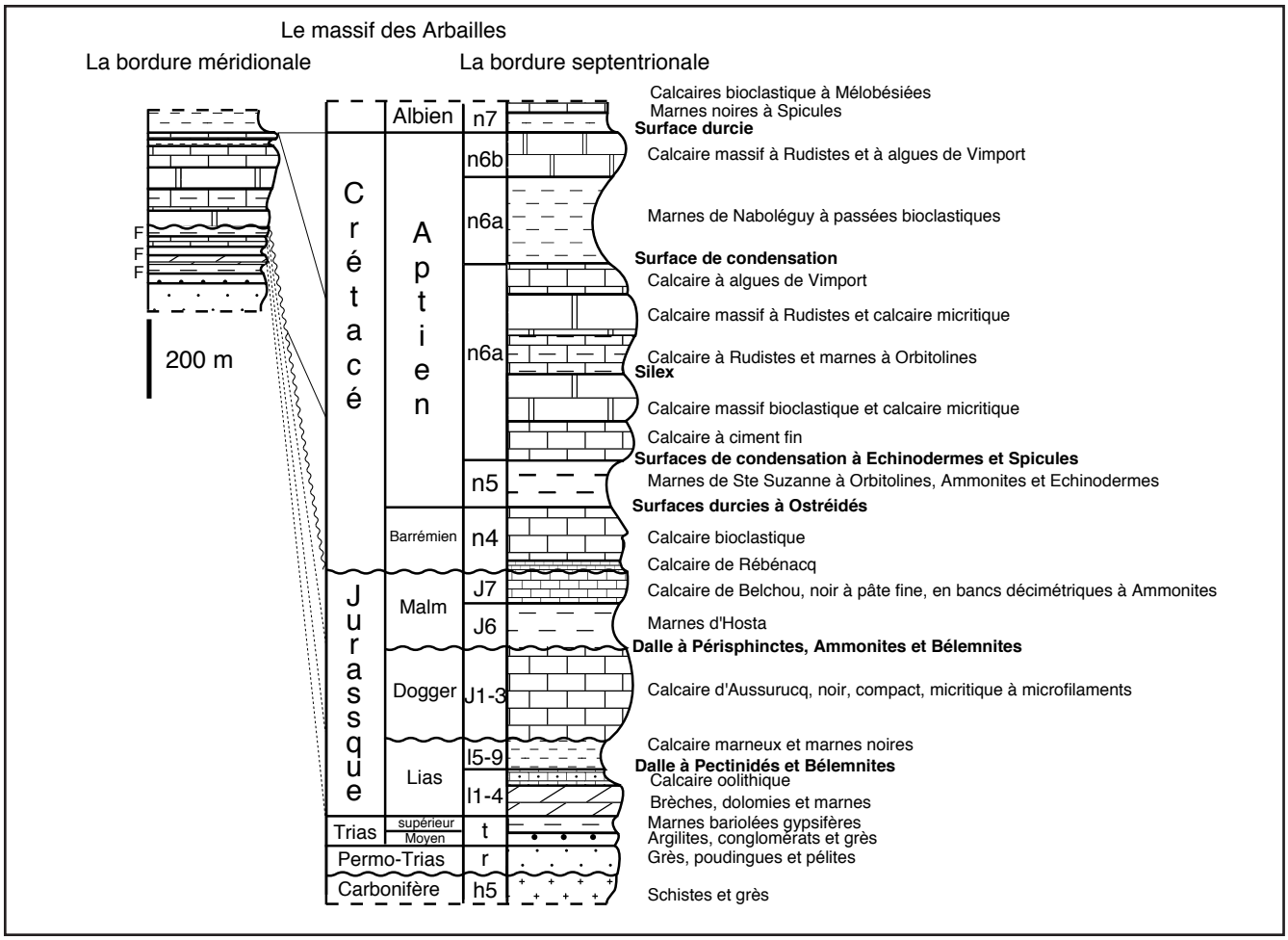


Figure 1-15 : Corrélations stratigraphiques des séries des bordures nord et sud du massif des Arbailles.[d'après Fabre et Navarre, 1992 ; modifié].

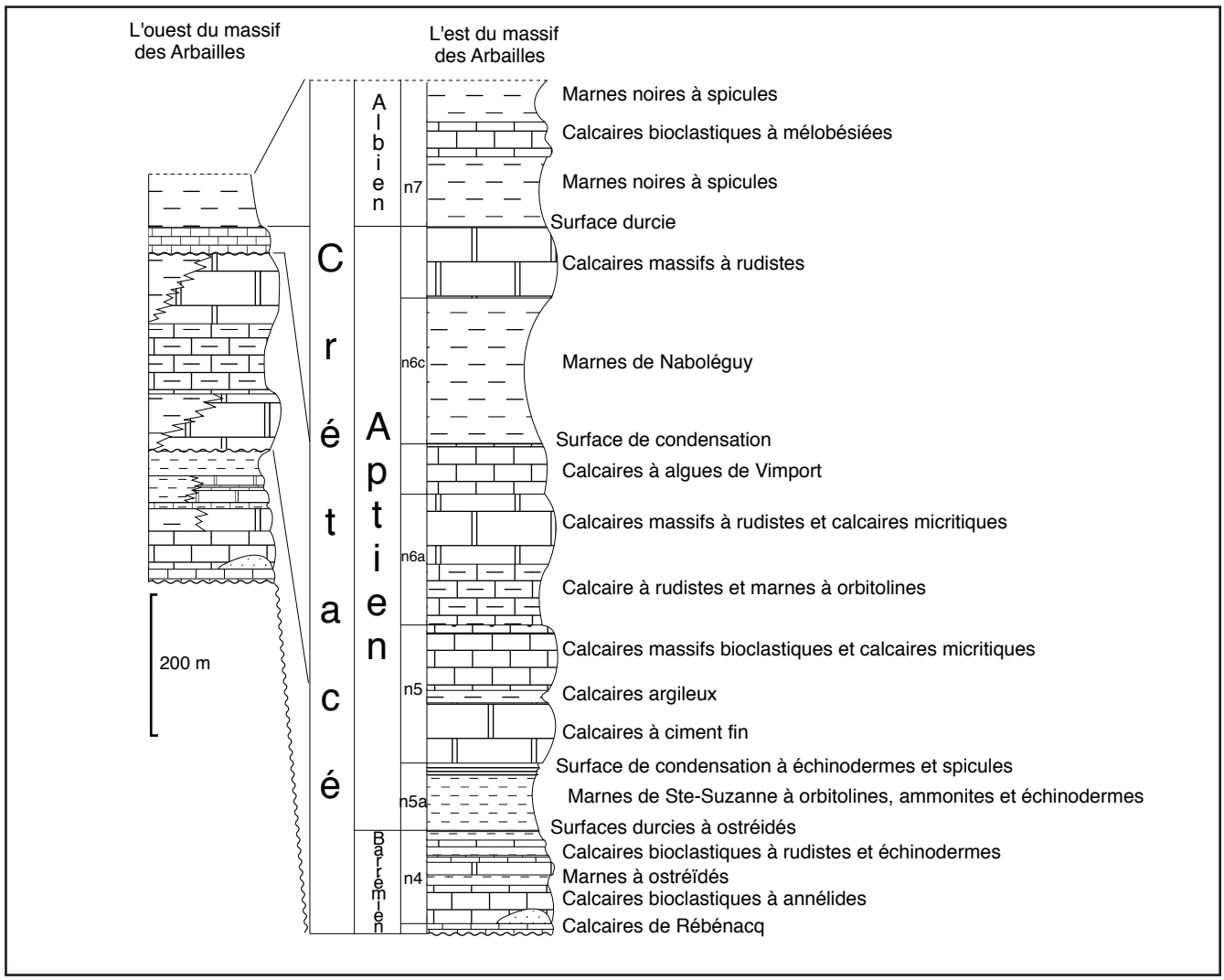


Figure 1-16 : Corrélations lithostratigraphiques synthétiques dans le Crétacé du massif des Arbailles [d'après Fabre et Navarre, 1992 ; modifié].

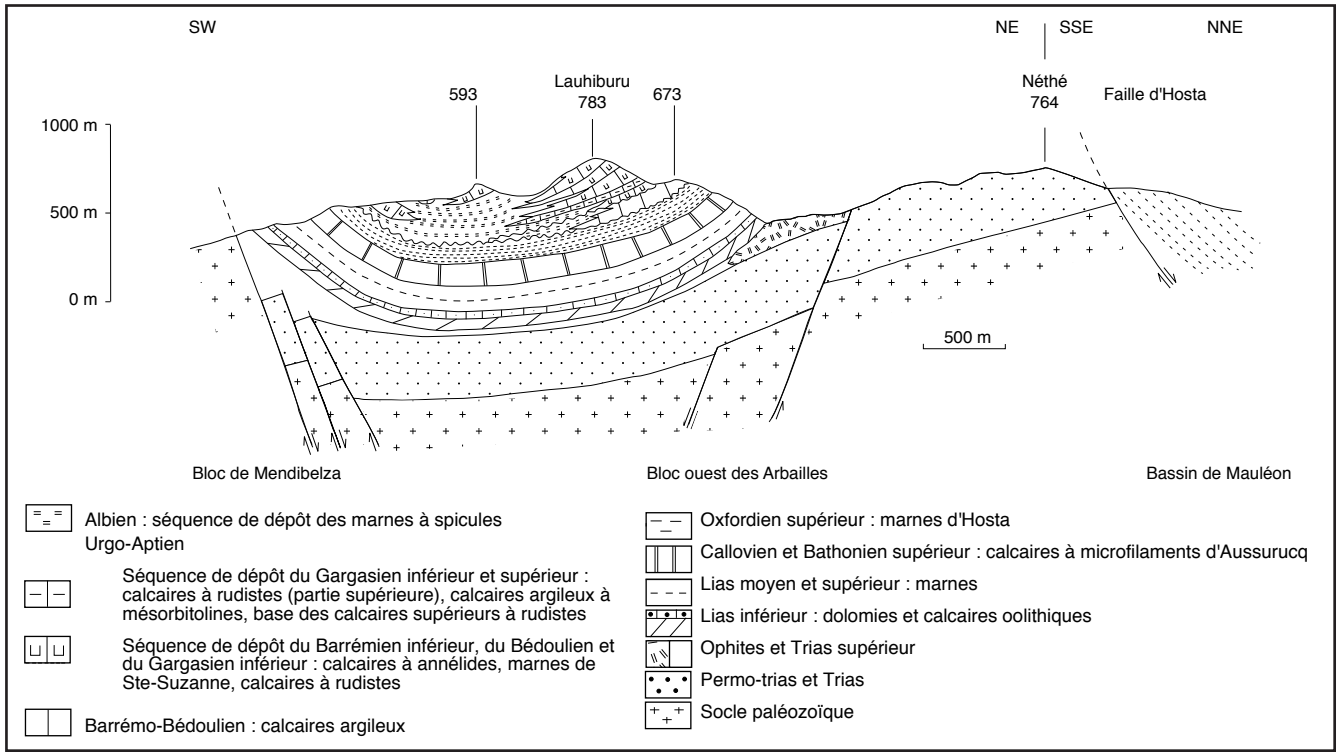


Figure 1-17 : Coupe géologique des hautes collines du karst cizain à la hauteur du Lauhiburu (783 m) [Fabre et Navarrre, modifié].

E. Incidence de la structure sur la morphologie générale des Arbailles

Les données lithologiques et structurales déterminent la distribution des actions érosives à l'origine des mégaformes comme le suggère déjà la carte géologique révisée (fig. 1-10) :
1/ contacts litho-stratigraphiques : situation de la mégadoline du Belchou au contact des marnes de Ste-Suzanne et des calcaires jurassiques ;
2/ grands accidents transverses NE-SW supposés : localisation du poljé d'Elsarré ;
3/ grands escarpements de l'anticlinal faillé de la bordure nord : pic de Belchou, pic d'Etchecortia ;
4/ boutonnières d'Hosta et de la Bidouze dans les zones structuralement élevées et érodées en premier (anticlinal nord des Arbailles) ;
5/ karst cizain occidental moins élevé et décalé par un escalier de failles et des flexures transverses NE-SW ;
6/ vallée encaissée de l'Azaléguy-Apoura, au sud, creusée dans le cœur du synclinal d'Apanicé formé par l'épaisse série des calcaires marneux.

Néanmoins, la morphologie karstique et fluviokarstique très accusée a gommé une partie des grands traits de la morphostructure, d'où la difficulté de l'étude géologique qui est compliquée, en outre, par la forêt des Arbailles qui masque de nombreux contacts géologiques.

IV. Les phases tectoniques et leurs conséquences paléogéographiques : distension jurassique et éocrétacée, compression tertiaire

La structure complexe du massif des Arbailles que nous venons de décrire résulte de la diversité des évènements tectoniques et sédimentaires mis en jeu au cours de son histoire. Plusieurs grands mouvements sont distingués : des phases globalement distensives au Permo-Trias, au Jurassique et au Crétacé inférieur et des phases essentiellement compressives au Tertiaire.

Au cours du Carbonifère, une première phase de rifting fait éclater le «supercontinent» (Pangée), en générant des failles d'orientation générale N020° qui vont constituer les zones de faiblesse dans le socle. Quatre phases majeures sont distinguées par la suite. Elles sont révélatrices des rapports étroits existant entre la tectonique et la sédimentation :
1/ distension E-W, rifting intracontinental précoce du Permien au Trias supérieur ;
2/ distension NW-SE, rifting téthysien puis atlantique du Lias au Jurassique supérieur ;
3/ distension N-S, rifting pyrénéen (ouverture du Golfe de Gascogne) au Barrémo-Aptien devenant NW-SE dès l'Aptien supérieur ;
4/ compression pyrénéenne de direction N–S à la fin du Crétacé et au Cénozoïque.

A. Rifting intracratonique et distension E-W du Permien au Trias supérieur

Au Permo-Trias, une phase de distension E-W provoque un amincissement crustal et la réalisation de cuvettes (demi-grabens) intra montagneuses subméridiennes, nées par décrochement senestre au droit des failles de socle héritées de la tectonique tardi-hercynienne. Ces cuvettes sont comblées par une sédimentation terrigène (Permo-Trias), carbonatée (Muschelkalk), argilo-évaporitique (Keuper) [Lucas, 1985] et progressivement intégrées à un bras de rift pyrénéen à polarité téthysienne bien affirmée [Ziegler, 1988].

A la fin du Trias, les plaques lithosphériques commencent à se séparer (distension est-ouest) conduisant à la mise en place de venues magmatiques (ophites). Les reliefs sont faibles. La sédimentation est représentative d'un bassin de mer épicontinentale, inclus dans le bassin évaporitique téthysien.

Les Arbailles se situent à l'articulation de deux de ces demi-grabens triasiques majeurs, celui du Haut Béarn à l'est et celui de Bidarray - St-Jean Pied-de-Port à l'ouest.

B. Distension NW-SE et installation d'une plate-forme carbonatée au Jurassique et au Crétacé

1. Le Jurassique, rifting modéré téthysien puis atlantique

Le Lias est caractérisé par l'installation graduelle d'une plate-forme marine carbonatée, annexe de la Téthys et centrée sur le haut-fond occitan. L'organisation séquentielle des dépôts est essentiellement déterminée par les fluctuations eustatiques du niveau de la mer : calcaires et dolomies peu zoogènes du Lias inférieur, puis calcaires bioclastiques du Lias moyen, enfin marno-calcaires et marnes à ammonites du Lias supérieur [Delfaud, 1984]. Cependant, les variations de faciès et d'épaisseur traduisent, à partir du Sinémurien, le jeu différentiel de blocs crustaux basculés vers le nord-ouest, en réponse à une distension NW-SE (rifting téthysien) selon des jeux d'accidents N050°E à N070°E.

Le Dogger voit le haut-fond occitan jouer positivement. Les dépôts carbonatés ont une appartenance atlantique nette (faciès de mer ouverte). Les modifications des épaisseurs témoignent d'une accélération de la distension NW-SE. Une paléogéographie de blocs basculés vers le nord-est, limités par des failles de direction N050°E, pourrait être envisagée [Fabre et Navarre, 1992].

Le Malm montre un ennoyage graduel, puis un comblement de la plate-forme, sous l'effet conjugé de l'eustatisme positif et de la tectonique (rifting atlantique).

Au Jurassique terminal, l'émersion s'explique par la baisse générale de l'océan mondial [Haq et coll., 1987].

Au cours du Jurassique, les Arbailles sont donc incluses dans la plate-forme aquitano-ibérique, vaste domaine sédimentaire faiblement subsident ; la marge ibérique des Pyrénées occidentales n'étant pas encore individualisée [Canérot, 1996].

2. Le Crétacé inférieur : création du rift pyrénéen ou rift du Golfe de Gascogne

Après une longue période d'émersion, marquée par l'érosion karstique du substrat jurassique et la formation de bauxites [Combes et Peybernès, 1987], la sédimentation reprend au Barrémien (fig. 1-18). Le Barrémien et l'Aptien sont représentés par les calcaires urgo-barrémiens et urgo-aptiens à intercalations

marneuses (marnes bédouliennes et gargasiennes). Ces formations remplissent des demi-grabens tel celui des Arbailles limité au nord par la faille d'Hosta et au sud par celle d'Arhansus. Ils témoignent de l'élargissement progressif du nord vers le sud du rift pyrénéen nouvellement mis en place (ouverture du Golfe de Gascogne) par l'écartement des plaques Europe et Ibérie [Canérot, 1996].

Au Clansayésien, l'accélération de la distension associée à la montée eustatique du niveau marin conduit à l'ennoyage général de la région : approfondissement des milieux de dépôts marqués par le passage de la sédimentation urgonienne à celle, silico-clastique, des marnes à spicules. Distension et basculement de blocs crustaux entrainent la mobilisation des évaporites triasiques [Canérot, 1989] (fig.1-18) L'halocinèse conduit à l'individualisation de rides au droit des failles normales de socle. La bordure sud des Arbailles en est un bon exemple. Ce dernier présente, en contact par failles avec le Paléozoïque et l'Albien, une série mésozoïque comportant :

- le Keuper évaporitique et ophitique ;
- le Jurassique érodé jusqu'au Dogger ou au Lias ;
- une surface d'érosion jalonnée de brèches (Arhansus, Béloscare) et de bauxite (Andoche) ;
- l'Aptien supérieur calcaire à faciès urgonien localement conglomératique (poudingues d'Arhansus) ;
- des barres bioclastiques intercalées dans les marnes noires albiennes progradantes vers l'est (Lutogagne).

La nature et l'organisation des faciès du Crétacé inférieur témoignent de la mise en place pendant la sédimentation d'une ride diapirique, la ride de la Haute Soule [Canérot, 1996]. Au sein même de cette structure halocinétique directionnelle (ride mère), à l'articulation des deux directions principales NW-SE et SW-NE, un point fragile permet le développement du diapir de Beloscare [Gory et Ribot, 1993]. La ride de la Haute Soule est aussi perturbée par des accidents diapiriques transverses d'échelle plus réduite : ride satellite de Légnia et du Lutogagne.

A l'Albien moyen, avec l'accélération du déplacement senestre relatif de l'Ibérie par rapport à l'Europe, une zone transformante se met en place au centre du rift éocrétacé [Souquet, 1988]. La transtension, contemporaine de l'ouverture océanique dans le Golfe de Gascogne [Rat, 1988] conduit à l'individualisation d'une fosse : bassin de flysch turbiditique de Mauléon. Cette fosse s'élargit durant l'Albien supérieur et le Cénomanien, par injonction de demi-grabens provenant de l'effondrement de gradins de plus en plus distaux sur la marge méridionale nouvellement individualisée, d'où la formation du cañon-cône de Mendibelza constitué de dépôts de sédiments synorogéniques grossiers remaniant des éléments paléozoïques et mésozoïques anté-albiens [Boirie et Souquet, 1982].

Dans le massif des Arbailles, l'Albien voit la poursuite de l'ennoyage généralisé avec le dépôt de sédiments à forte bathymétrie (marnes à spicules) dans une gouttière (synclinal d'Apanicé) interprétée par J. Canérot [1989] comme un synclinal de compensation au front de la ride diapirique de la Haute Soule. La série albienne est marquée par de nombreux phénomènes gravitaires (*mass-flows*, olistolites et *slumps* de calcaires urgoniens) qui attestent des instabilités en bordure de plate-forme créées par le jeu synsédimentaire du bloc des Arbailles [Gory et Ribot, 1993].

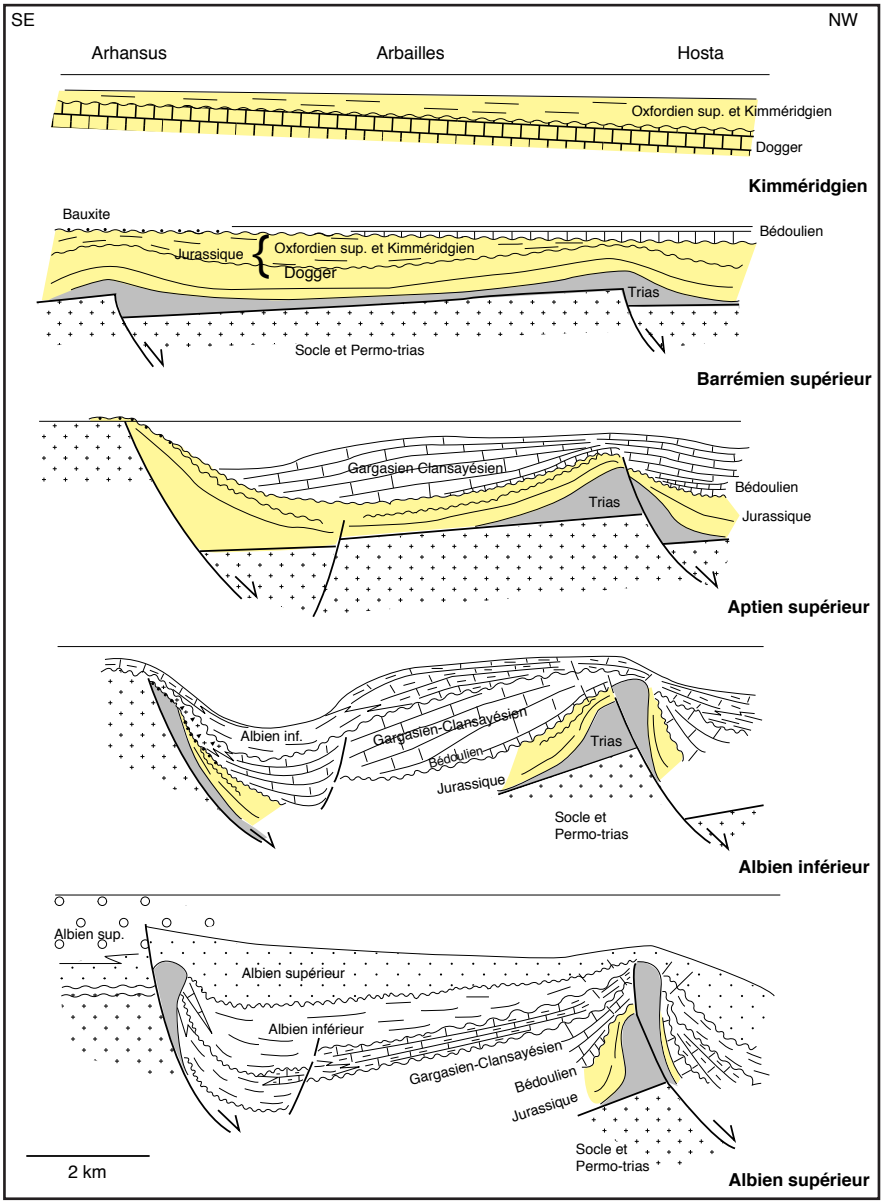


Figure 1-18 : Schéma d'évolution de la sédimentation du Malm et du Crétacé inférieur sur le bloc des Arbailles [Canérot, 1989 ; figure redessinée].

C. La compression (transpression) tertiaire : l'orogène pyrénéen

Le rapprochement des plaques Europe et Ibérie, amorcé au Crétacé supérieur, s'affirme au début du Tertiaire, entraînant la fermeture des bassins sédimentaires et la création de structures cassantes ou souples (fig. 1-19). Les structures compressives sont fortement influencées par les dispositifs mis en place lors de la distension mésozoïque. Les failles normales sont réactivées en failles inverses (Haute Bidouze-Hosta), décrochements (Saison), anticlinaux parfois superposés aux anciennes rides diapiriques éocrétacées (Arhansus), synclinaux pouvant reprendre les synclinaux de compensation liés aux structures halocinétiques (synclinal d'Apanicé) [Canérot, 1996].

Ainsi, selon les travaux les plus récents concernant les Arbailles, le synclinal d'Apanicé se moule sur un bloc effondré vers le sud-est durant le Crétacé inférieur. Ce synclinal est progressivement comblé par une sédimentation carbonatée de type urgonien sur sa partie haute qui passe à des marnes noires dans sa partie plus affaissée. La bordure nord d'Hosta-Haute Bidouze est une faille normale à regard nord affectée par une ride salifère. La bordure sud, ultérieurement impliquée dans la zone de failles nord-pyrénéennes, correspond à la Ride de la Haute Soule.

Cette présentation géologique du massif des Arbailles réalise une synthèse des travaux existants. Cependant, les observations de terrain apportent quelques compléments. C'est pourquoi, il sera nécessaire de préciser l'organisation de certains secteurs que nous avons plus particulièrement étudiés (chap. 2, 3, 4 et 6).

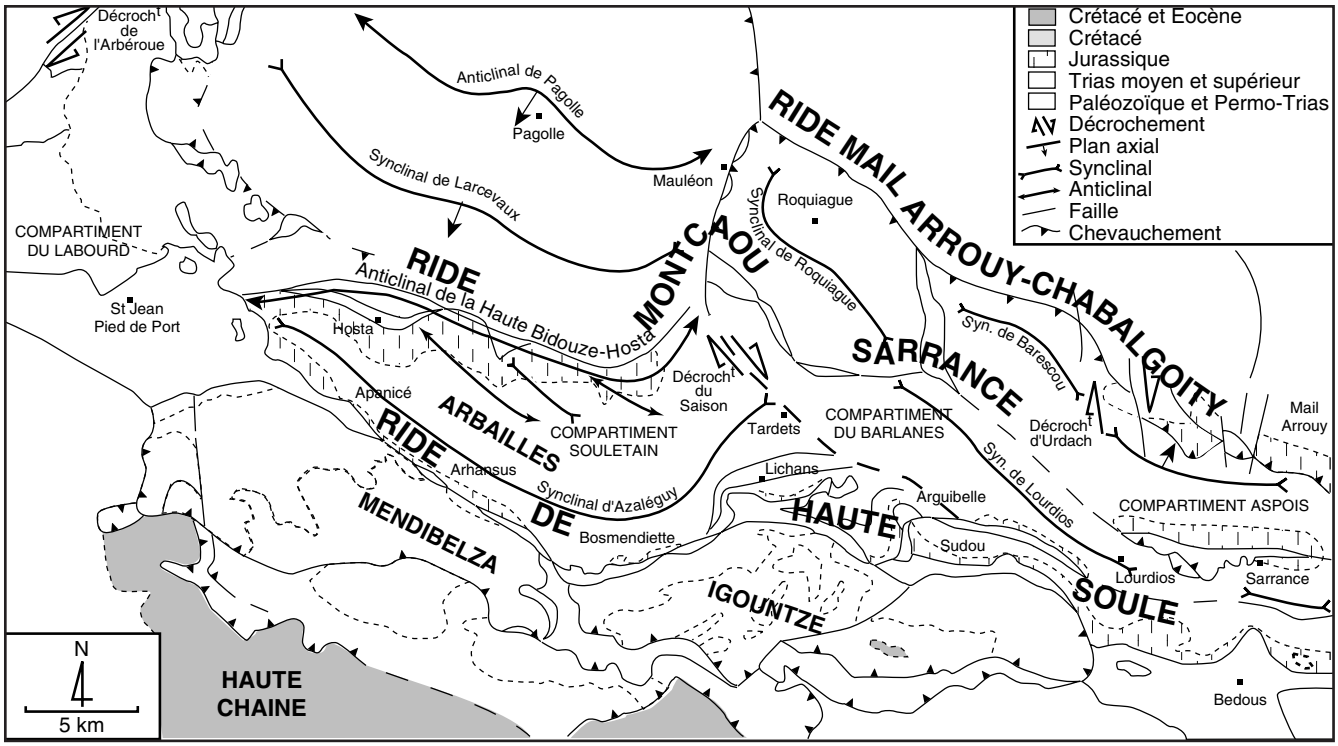


Figure 1-19 : Carte structurale de la Zone nord-pyrénéenne aux confins du Béarn et du Pays basque. [Canérot, 1989 ; figure redessinée]. Trois grandes unités sont distinguées : le bassin de Mauléon : vaste aire synclinale à remplissage de flysch méso et néocrétacé ; les chaînons calcaires, le long desquels se relaient des plis et plis-failles aigus, à vergence sud dans le secteur oriental et béarnais et nord dans le secteur occidental, basque ; les massifs d'Igountze et de Mendibelza, écailles-nappes à armature paléozoïque et permo-triasique et revêtement composé de sédiments terrigènes albo-cénomaniens. L'organisation de ces grands ensembles est perturbée par le développement de trois zones de décrochement transverses subméridiennes. Les compartiments ont subi des déplacements relatifs en baïonnette : vers le sud pour les compartiments souletins et aspois, vers le nord pour les compartiments du Labourd et de Barlanes.

Conclusion

Appartenant aux chaînons de la zone nord-pyrénéenne, le massif karstique des Arbailles est constitué de terrains carbonatés jurassico-crétacés fortement plissés selon une orientation E-W, d'où le développement d'un relief structural vigoureux armé par les calcaires du Dogger et de l'Urgo-Aptien.

Les phases tectoniques, en distension du Permien au Crétacé supérieur et en compression au Cénozoïque, sont responsables de la complexité de la structure. L'importante surrection plio-quaternaire, sans doute amorcée dès la fin du Miocène, a porté en altitude une surface profondément karstifiée, ancienne et remaniée, dont la complexité relève de plusieurs systèmes morphogéniques (érosion fluviatile et érosion karstique) que nous allons analyser dans le chapitre 2.

Chapitre 2

Un paléoréseau fluviatile asséché par la surrection

Les indicateurs du relief fluvio-karstique, karstique et crypto-karstique

Résumé

Les Arbailles présentent un relief complexe. L'intérêt des paysages réside dans la variété des formes karstiques. Les reliefs et les modelés associent des formes d'érosion fluviatile asséchées par l'infiltration des eaux (fluvio-karst) et des formes liées uniquement à la dissolution (karst). Le fluvio-karst désigne une morphologie fluviatile désorganisée par la karstification. Les différents profils en long des vallées mettent en évidence les stades d'enfoncement successifs liés à la surrection du massif. Quatre niveaux étagés principaux sont mis en évidence. Celui de 700 m (vallée d'Ithé et d'Elsarré), le plus caractéristique, correspond à un stationnement du niveau de base entre deux grandes phases de surrection. Les secteurs ayant évolué par dissolution et soutirage couvrent des surfaces importantes. La haute surface est caractérisée par des interfluves résiduels et des fragments de plateaux défoncés par des dépressions. Les formes «négatives» ayant permis par leur approfondissement le dégagement des interfluves sont de deux types : les mégadolines et les vallées sèches évoluant en vallées dolinaires. Une grande partie de la corrosion chimique s'effectue sous couverture d'altérites (crypto-karst), les processus étant différents selon la nature des calcaires et du sol.

Mots-clés : Fluvio-karst, karst, crypto-karst, niveau étagé, vallée sèche, vallée dolinaire, poljé, mégadoline, lapiaz, altérite, sol, karst nu, pédologie.

Chapter 2

A fluviatile paleosystem dried by uplift

Indicators of fluvio-karstic, karstic and cryptokarstic relief

Abstract

The relief of Arbailles is complex. It is interesting to note that landscapes fit into the variety of karstic forms. Surface reliefs connect forms of fluviatile erosion dried by water infiltration (fluviokarst) and forms only due to dissolution (karst). The fluvio-karst applies to a fluviatile morphology thrown into disorder by karstification. Various longitudinal profiles of valleys clearly show the sucessive stages of hollowing out resulting from surrection. Four main levels have been shown up at different altitudes. The level at 700 m (Ithé and Elsarré valleys), the most typical, is due to a halt of the base level between two big surrective periods. Very large areas show marks of dissolution and underground drainage. The upper surface is characterized by residual interfluves and pieces of tablelands brocken by depressions. There are two sorts of negative forms which determined the formation of interfluves by deepenning : megadolines and dried valley evolving into dolinary valley. A large part of chemical corrosion happens under a cover of alterites (crypto-karst), processes varying with the nature of limestone and soil.

Key-words : fluvio-karst, karst, crypto-karst, stepped levels, dried valley, dolinary valley, poljé, megadoline, lapiés, alterite, soil, uncovered karst, pedology.

Introduction

Le relief des Arbailles montre l'existence d'un karst très évolué caractérisé par une haute surface à buttes séparées par un système de vallées sèches et de grandes dépressions. Cette topographie complexe associe donc deux grands types de reliefs :
- des modelés fluvio-karstiques liés à l'assèchement d'anciennes vallées consécutif à la surrection ;
- des modelés karstiques de grande ampleur (mégadolines).

A une échelle d'observation plus fine, on constate que les modelés karstiques acquièrent leurs caractéristiques lors de deux phases bien distinctes :
- une phase de corrosion sous couverture d'altérites se traduisant par un modelé aux formes lisses et arrondies (crypto-karst) ;
- après érosion des sols, une phase de corrosion à l'air libre caractérisée par l'acquisition progressive de formes anguleuses (karst nu).

Les différentes catégories de lapiés observables sur les Arbailles dépendent de la nature de la roche calcaire, mais aussi de l'importance et de l'ancienneté du décapage de la couverture d'altérites.

Les Arbailles possèdent une morphologie polygénique très élaborée qui suggère une longue évolution intégrant des héritages morpho-tectoniques, sédimentaires et climatiques.

I. Rappel historique des recherches

Dans le chapitre IX (p. 262-297) de sa thèse, consacré au massif calcaire des Arbailles, G. Viers [1960] s'intéresse aux variétés lithologiques afin de mettre en évidence un relief structural différencié et souligne à juste titre la variété des formes karstiques et leur ancienneté : *«Entre les profondes coupures, il ne reste que des témoins disloqués, défoncés ou lacérés de ce qui fut peut-être un causse miocène»… «nécessité d'assigner aux grandes dolines un âge très reculé :… des formes largement préglaciaires et peut-être même préquaternaires»*.

Mais le grand problème géomorphologique souligné par G. Viers est celui du rapport entre la morphogenèse, la tectonique et la karstification. Or l'auteur montre la localisation préférentielle des évidements karstiques sur les fractures et il réfute l'existence d'un réseau fluviatile ancien désorganisé par la karstification : *«C'est l'évolution, la coalescence des dolines alignées qui créera un sillon karstique ayant l'apparence d'une vallée morte». Le rôle primordial joué par la fracturation éviterait «l'appel à une évolution normale» (et par voie de conséquence, l'hypothèse d'un niveau de base karstique ancien établi au niveau moyen des vallées perchées de l'intérieur), pour expliquer l'existence d'un réseau de vallées sèches dans le massif»*.

G. Viers conclut : *«L'analyse structurale externe et l'étude de l'évolution climatomorphologique interne permettent, dans une synthèse cohérente, d'expliquer l'évolution des Arbailles en s'écartant du schéma classique : niveau d'aplanissement et réseau fluviatile puis exhaussement et désorganisation karstique (E. de Martonne : Traité de géographie Physique, II). L'évolution karstique seule, interrompue par l'entr'acte périglaciaire, suffit en effet à expliquer l'ensemble du modelé actuel»*.

Il est nécessaire de replacer ce schéma explicatif dans son contexte historique. Dans les années 1950, la géomorphologie climatique prenait le pas sur la géomorphologie dite traditionnelle, celle de W. M. Davis, E. de Martonne et H. Baulig. Or G.Viers essaye de montrer que la théorie karstogénique des Arbailles qu'il propose, peut faire l'économie du schéma classique proné par E. de Martonne.

On peut comprendre cette opinion de G. Viers car le relief karstique des Arbailles est exceptionnel par sa variété, son degré d'évolution et sa complexité ; et il est vrai que ce relief karstique tend parfois à effacer le modelé fluviatile ancien par une morphologie dolinaire de grande ampleur, par exemple avec les mégadolines de Sihigue et du Belchou.

Aujourd'hui, les concepts d'enregistreurs et d'indicateurs karstiques permettent de mieux comprendre le géosystème karstique des Arbailles tout en reprenant les grands concepts de la géomorphologie, toujours aussi pertinents, reposant sur les relations entre surrection, érosion fluviatile, niveau de base et niveaux morphologiques étagés. En effet, ce massif constitue un exemple d'évolution géomorphologique original, sur substrat carbonaté, contrôlé par les étapes de la surrection plio-quaternaire. Le massif présente actuellement une surface fluvio-karstique à buttes résiduelles, (1 000 - 1 250 m) perchée de plus de 800 m au-dessus du niveau de base régional.

Les indicateurs morphologiques (vallées sèches perchées, niveaux de cavités) et les indicateurs sédimentaires (altérites, remplissages karstiques) montrent les relations entre l'altération, la karstification et l'érosion tout en précisant les étapes de la surrection post-miocène dans la zone nord-pyrénéenne. C'est d'abord aux indicateurs morphologiques de surface que nous allons nous intéresser.

II. Caractères du relief fluvio-karstique

La notion de fluvio-karst est ancienne [Nicod, 1972], mais mérite d'être revue à la lumière des découvertes récentes. Le fluvio-karst désigne une morphologie générée à la fois par l'érosion fluviatile et l'érosion karstique, cette dernière pouvant désorganiser les écoulements de surface. Tout cours d'eau tend vers la réalisation d'un profil d'équilibre, cependant dans les massifs calcaires ce stade final est rarement réalisé.

En effet, au fur et à mesure de la surrection, les vallées autochtones, aux débits plus faibles à cause de l'infiltration karstique, ne peuvent s'encaisser à la même vitesse que les vallées allochtones parcourues par des débits plus importants en raison d'un bassin amont situé sur des terrains imperméables. Ce schéma est connu dans les Grands Causses [Vanara, 1997 ; Camus, 1997]. Les vallées les plus petites s'assèchent par soutirage karstique, et de ce fait, se retrouvent perchées au-dessus des vallées plus importantes continuant à évoluer en érosion normale ; jusqu'au moment où la surrection opère une nouvelle sélection en faveur des vallées les plus importantes.

On distingue sur les Arbailles différents profils en long des vallées qui mettent en évidence les stades d'encaissement successifs. Les talwegs les plus vieux sont situés aux altitudes les plus hautes, mais il existe aussi des formes complexes pouvant peut être, simuler des fragments de paléovallées comme à Hasgagnia.

A. L'étagement des vallées sèches : indicateur d'un système fluviatile hérité et soulevé

Les nombreuses vallées sèches des Arbailles attestent d'un épisode fluvio-karstique pendant lequel une karstification peu évoluée, à plus basse altitude, permettaient aux rivières de couler en surface. Des paléoclimats plus humides ont pu aussi faciliter les écoulements.

La vallée d'Ithé, longue de 14 km, est l'exemple le plus représentatif ; elle est jalonnée de pertes, tels le gouffre d'Ithelatzeta remplis de dépôts alluviaux. La «plaine» d'Elsarré est une ancienne vallée façonnée en poljé par corrosion latérale. L'érosion régressive de la Bidouze a contribué à sa situation perchée 500 m au-dessus du lit actuel de la rivière (vallée de St-Just-Ibarre).

1. Signification du profil en long des vallées

Tout cours d'eau tend à réaliser son profil d'équilibre par aménagement de son lit, section par section, par creusement des pentes trop déclives et remblaiement de celles qui sont trop douces [Derruau, 1972]. La régularisation de la pente des vallées est généralement mal réalisée dans le massif des Arbailles en raison de la nature karstique du substratum et secondairement de la jeunesse des reliefs (surrection).

La surface des Arbailles est échancrée par des vallées sèches qui forment un paléoréseau hydrographique au chevelu très lâche dans les calcaires massifs, plus dense et mieux hiérarchisé dans les calcaires marneux (fig. 2-1).

Trois grandes familles de profils en long peuvent être distingués : les profils concaves tendus des vallées actives, les profils complexes (tendu concave et tendu convexe) des grandes vallées sèches et les profils irréguliers des hauts vallons perchés.

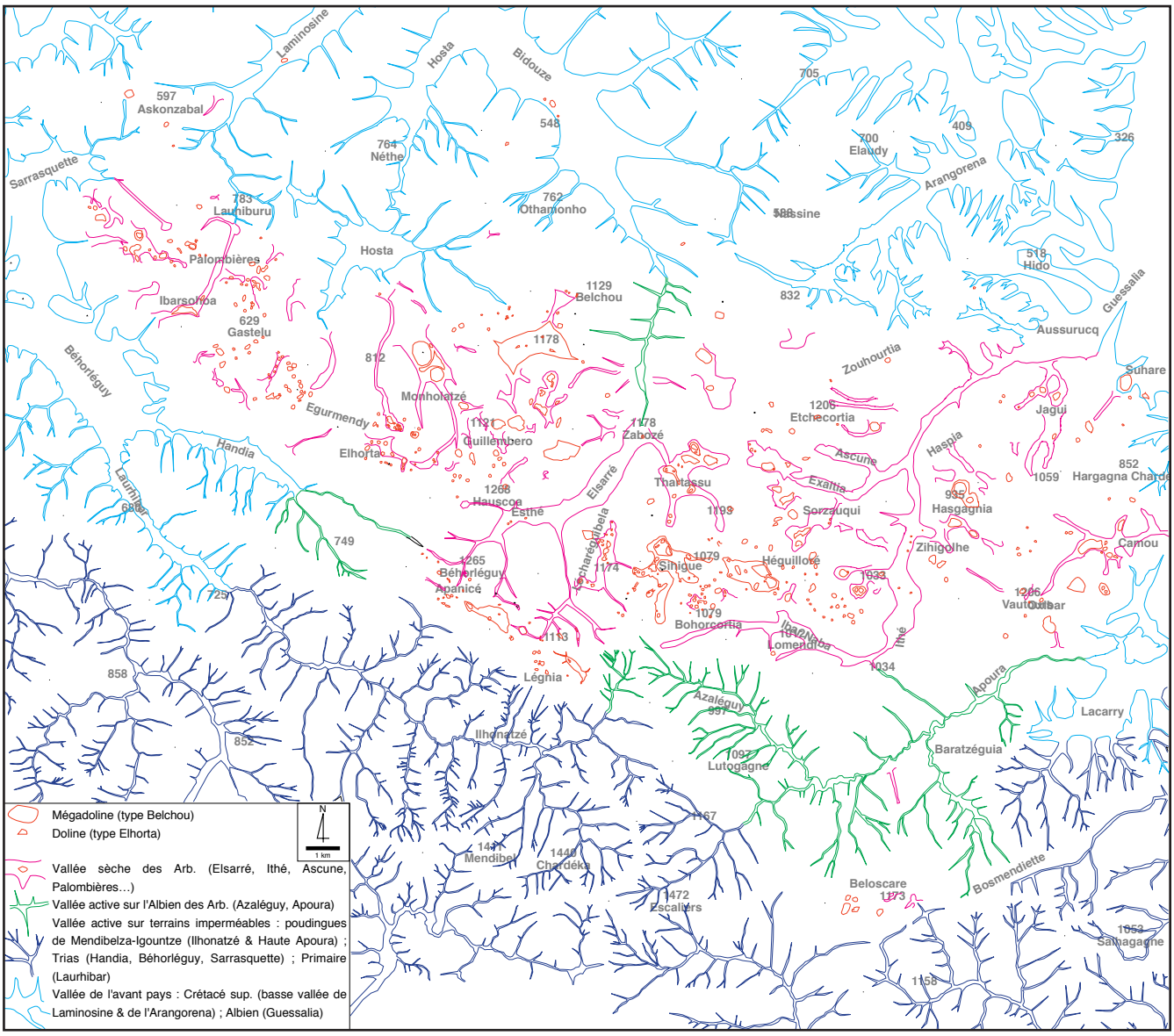


Figure 2-1 : Le relief fluvial, fluvio-karstique et karstique du massif des Arbailles et des régions environnantes.
Des rivières parcourent le massif des Arbailles avant son soulèvement (vallée d'Ithé, d'Elsarré, de la Palombière…). Lors de la surrection néogène, les vallées périphériques (Apoura, Azaléguy, Ilhonatzé…) capturent par érosion régressive les amonts imperméables situés au sud (Escaliers, Mendibelza…) et s'encaissent rapidement . Les rivières des Arbailles s'assèchent progressivement (fluvio-karst) en raison de l'existence d'un soutirage actif (pertes de fond de lit). Puis, une fois les écoulements taris, elles se transforment en vallées dolinaires (Lécharéguibela, Monholatzé…). Sur les terrains imperméables de la haute montagne (Primaire, Trias et poudingues de Mendibelza), les vallées -parcourues par des écoulements pérennes- sont étroites et profondement encaissées. Le réseau est dentrique et le chevelu dense. Les collines de l'avant pays (Crétacé supérieur) montrent de larges vallées peu encaissées bien hiérarchisées. Sur les terrains karstiques, on distingue deux types d'écoulements :
- sur les calcaires massifs, les vallées larges et sèches montrent un chevelu lâche ;
- sur les calcaires marneux, les vallées bien hiérarchisées possèdent des écoulements temporaires.

a. Les profils concaves tendus des vallées actives

On observe plusieurs types de vallées actives sur la bordure sud des Arbailles. Il existe des vallées autochtones (type Azaléguy) et des vallées allochtones (type Apoura) présentant un profil concave accentué dans la partie amont et un profil tendu à l'aval.

— Profil des vallées autochtones

La vallée d'Azaléguy coule dans les calcaires marneux, dans l'axe du synclinal d'Apanicé. Par érosion régressive à partir de la vallée de l'Apoura, elle attaque la haute surface entre Lutogagne et Lomendi. C'est cette vallée encaissée qui a capturé le bassin amont de la vallée d'Ithé-Ibar Naba. Sa pente, inclinée à 25° dans la partie amont (profil concave), diminue rapidement vers l'aval (fig. 2-2).

— Profil des vallées allochtones

Les vallées allochtones de l'Apoura et de Laurhibar-Ilhounatzé sont alimentées en partie par les terrains imperméables du massif de Mendibelza. L'Apoura prend sa source au pic des Escaliers sur les poudingues de Mendibelza et traverse le rebord sud des Arbailles ; son profil amont est plus complexe et plus pentu. Au débouché du massif, elle a déposé des terrasses étagées entre 365 et 200 m (chap. 9). La pente se réduit de l'amont vers l'aval selon une courbe très tendue. Cette vallée a atteint pratiquement son profil d'équilibre dans son cours moyen et inférieur (fig. 2–2). En revanche, le profil amont montre une forte érosion régressive actuelle ; la pente forte de la haute vallée (35°) est entrecoupée de cascades dont les plus importantes atteignent une vingtaine de mètres (fig. 2-5).

Située plus à l'ouest, la vallée du Laurhibar-Ilhounatzé coule à la périphérie des Arbailles, au contact avec le massif de Mendibelza, sur les terrains imperméables du Crétacé supérieur, du Primaire et du Trias. Seule une partie de l'extrême amont, avec les pentes les plus fortes, est située sur les terrains karstifiables. Son profil s'apparente à celui de l'Apoura.

Ces profils des vallées actives de la bordure sud des Arbailles témoignent d'un contexte lithologique favorable à l'érosion linéaire (terrains imperméables et marnes favorisant le ruissellement) et d'un contexte tectonique quaternaire toujours actif pour les reliefs de la zone nord-pyrénéenne comme l'atteste l'activité sismique actuelle (chap. 9). On n'observe pas de désorganistion karstique le long du profil.

b. Les profils en long complexes des grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ithé

Ces deux grandes vallées sèches perchées des Arbailles présentent un profil en long du plus haut intérêt. Dans les deux cas, on observe un niveau tendu intermédiaire à très faible pente suspendu de plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau de base.

— Le profil tendu concave de la vallée d'Elsarré-Bidouze (fig. 2-3)

Le profil de la vallée d'Elsarré-Bidouze présente plusieurs parties très différentes :
- un profil amont pentu rectiligne ou convexo-concave de 15 à 20° dans les calcaires marneux albiens qui se distingue de celui des ravins quaternaires récents à forte pente rectiligne comme Asconoby (35°) ;
- un profil intermédiaire tendu, de 2 à 4°, dans les calcaires urgoniens, de plus de 3,5 km de long ;
- un profil aval concave très marqué à cause de la reculée de la Bidouze qui marque une rupture majeure dans le profil en long de la vallée ; il se poursuit par un profil tendu vers St-Just-Ibarre.

— Le profil tendu convexe de la vallée d'Ithé (fig. 2-4)

Le profil de la vallée d'Ithé se décompose en plusieurs parties très distinctes :
- l'extrême amont (petite pente concave), situé dans les calcaires marneux albiens, est tronqué (capture par la vallée d'Azaléguy) ;
- l'ensemble du profil amont, situé dans les calcaires maneux albiens, présente une pente de 6 à 8° sur plus de 4 km ;
- le profil intermédiaire, situé dans les calcaires massifs urgoniens, est très faible (1 à 2°) sur 2 à 3 km et l'on observe un point d'inflexion très net au contact Albien/Urgonien ;

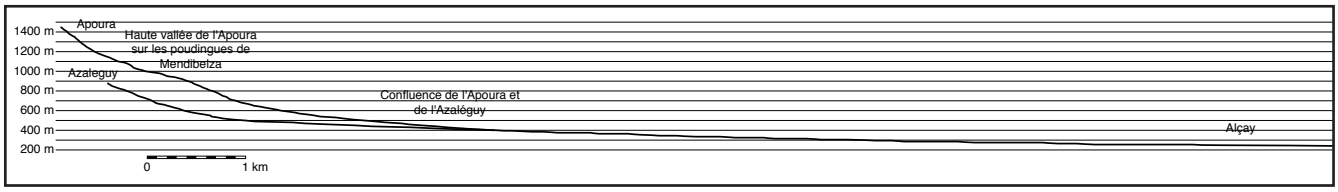


Figure 2-2 : Les profils en long bien régularisés de la vallée de l'Apoura et de son affluent l'Azaléguy. L'échelle des longueurs est égale à l'échelle des hauteurs.

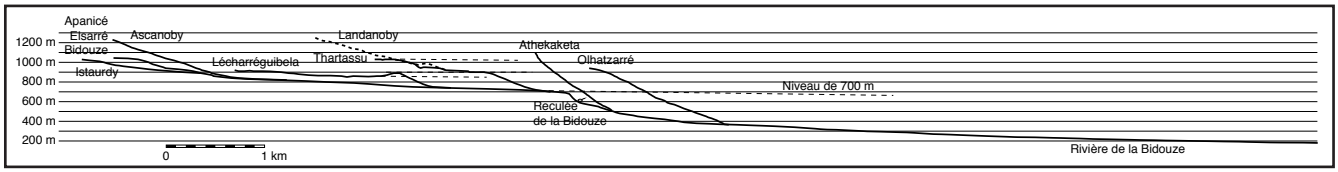


Figure 2-3 : Les profils en long de la grande vallée d'Elsarré et de quelques vallons et ravins affluents. Asconoby, Apanicé et Istaurdy montrent différents types de profil des hauts vallons de la vallée d'Elsarré. Lécharéguibela, Landanoby et Thartassu indiquent l'existence d'un ancien niveau de base maintenant perché à 900 m d'altitude. Athékakéta et Olhatzarré sont deux ravins jeunes qui incisent les flancs de la vallée de la Bidouze. Athékaketa prend sa source au pied des escarpements dans les calcaires urgoniens. Olhatzarré est alimenté par la source du cayolar de Belchou (marno-calcaires d'Hosta.)

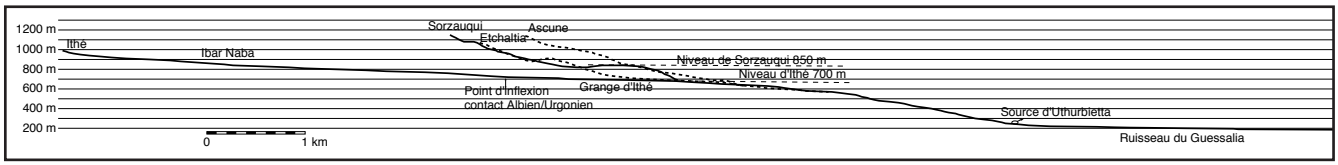


Figure 2-4 : Les profils en long de la grande vallée d'Ithé et de quelques vallons affluents. La haute vallée d'Ibar Naba bien régularisée est celle de l'ancienne rivière d'Ithé. A partir de la Grange d'Ithé, un ravin temporaire rattrape le niveau de base local de la source d'Uthurbietta et du ruisseau de Guessalia. Les vallons de Sorzauqui, d'Etchaltia et d'Ascune sont démantelés par la karstification : profils caractéristiques de vallées dolinaires.

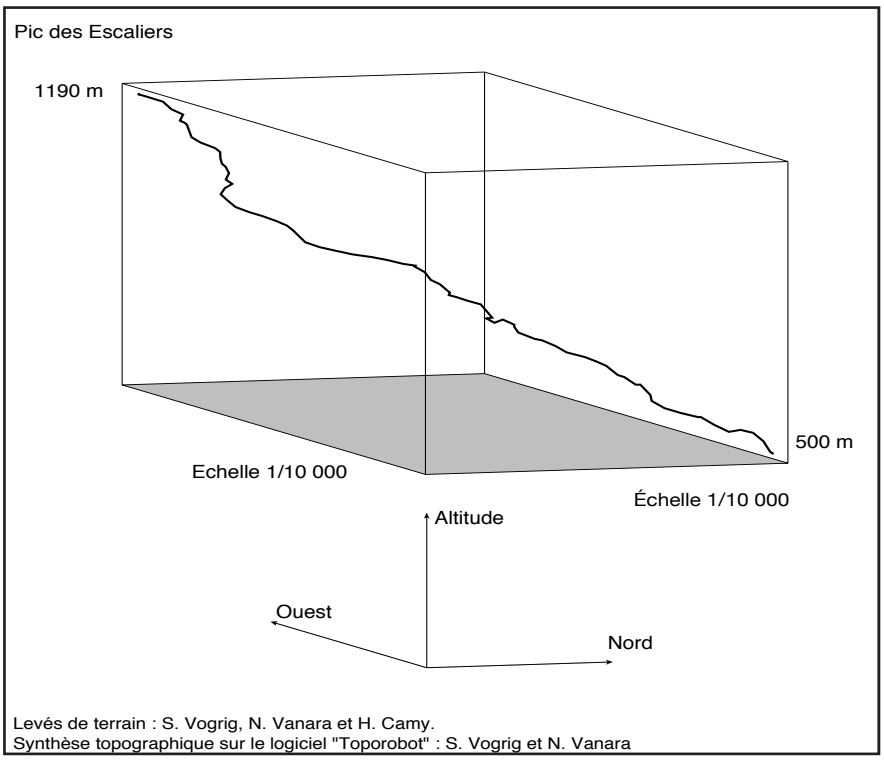


Figure 2-5 : Projection 3D de la haute vallée de l'Apoura.

- le profil aval devient convexe avec une pente atteignant 25° dans la partie la plus aval ; un petit cours d'eau temporaire parcourt la vallée à partir de la grange d'Ithé, mais l'érosion linéaire est insuffisante pour une régularisation du profil.

Ces deux exemples de profils, tendu concave et tendu convexe, sont liés à deux types de désorganisation karstique induits par la surrection. Ensuite les conditions géologiques locales déterminent deux types de drainage souterrain (*infra*).

c. Les profils en long irréguliers des hauts vallons perchés

Plusieurs niveaux de hauts vallons secs perchés existent au-dessus des grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ithé. Les profils en long observés sont irréguliers et varient selon les exemples en raison d'une désorganisation karstique par des dolines.

Dans le cas de la vallée sèche de Lécharéguibela, perchée 100 m au-dessus du poljé d'Elsarré, le profil en long est de type concave à l'amont et à l'aval (fig. 2–3). En effet la vallée est tronquée à l'amont comme à l'aval où elle se termine par une vaste dépression. Au début de la déconnexion de la vallée de Lécharéguibela avec la vallée d'Elsarré, l'ancienne rivière de Lécharéguibela coulait sur les calcaires marneux pour se perdre au contact des calcaires urgoniens (fig. 2-6), puis l'alimentation a été interrompue par capture du vallon amont par le vallon d'Istaurdy.

Le haut vallon de Thartassu (fig. 2-3) présente un profil en long plus complexe, avec deux paliers étagés percés de dépressions dominant le poljé d'Elsarré de plus de 200 m.

Dans l'exemple du vallon de Sorzauqui, affluent perché de la vallée d'Etchaltia, le profil en long est de type concave avec une pente forte à l'amont (30°) et une contre-pente à l'aval correspondant à un profond ouvala qui a asséché la vallée (fig. 2-4).

Ces divers exemples nous mettent en présence d'une désorganisation karstique typique. Les vallons sont aveugles car les mégadolines et ouvalas façonnés dans l'axe de ces vallées ont absorbé les eaux. C'est donc l'assèchement de ces hautes vallées, consécutif à la surrection, qui est à l'origine de leur situation perchée et de leur profil irrégulier.

2. Quatre niveaux étagés principaux

L'étude du profil en long des vallées sèches des Arbailles a permis de mettre en évidence des niveaux étagés. Plusieurs niveaux subhorizontaux façonnés dans les calcaires urgoniens sont visibles dans le centre et sur la bordure est du massif, en particulier le niveau intermédiaire localisé vers 730 m (Elsarré, Ithé, Ascune, Etchaltia, Monholatzé), et trois niveaux secondaires vers 380 m (Artekatia, Jaguiborda, Ambokoborda), 850 m (Sorzauqui, Lécharéguibella, Etchecortia, Zihigolha) et 950 m (Thartassu, Selata Punta, Hasgagnia) (fig. 2-7).

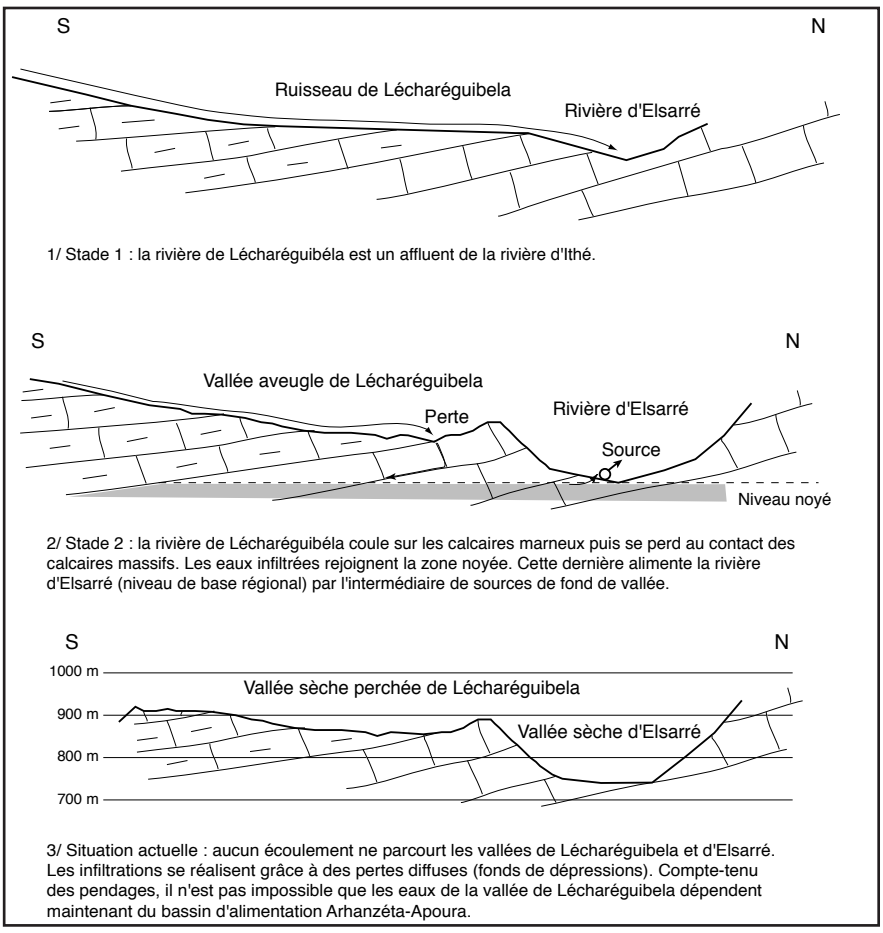


Figure 2-6 : Hypothèse d'évolution de la vallée de Lécharéguibela.

Le niveau de 730 m est illustré par des tronçons larges et à faibles pentes (1 à 3°) de 2 à 3 km de long : grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ithé. Ce type de profil est typique aujourd'hui des cours inférieurs en équilibre de l'Apoura et de la Bidouze. Le niveau de 730 m représente donc un important stationnement du niveau de base régional qui a été conservé par immunité karstique après la surrection. L'érosion linéaire n'a pu s'exercer dans les calcaires urgoniens en raison de l'infiltration des eaux dans les vides karstiques. A Elsarré, les eaux résurgent à la base du Barrémien, au contact des marnes de l'Oxfordien en formant la reculée de la Bidouze. A Ithé, il n'existe pas de reculée car les eaux souterraines sont capturées vers l'est pour émerger aux Cent Sources, (chap. 4).

Les trois niveaux secondaires sont représentés par des tronçons de vallées. Ce sont des vallées sèches, d'ampleur moyenne, généralement suspendues au-dessus du niveau de 700 m (Thartassu surplombant Elsarré) ou au-dessus des vallées actives actuelles (Etchécortia perchée au-dessus de la Bidouze). Leur fond est repris par des phénomènes de soutirage actif, ce qui a entraîné la modification partielle de leur profil en long initial.

3. Captures et vallées sèches : indicateurs morphologiques de la surrection

A la suite de la surrection probablement différentielle entre les massifs de Mendibelza-Igountze et des Arbailles, les hauts bassins sur terrains imperméables des rivières des Arbailles ont été capturés par recul de tête (érosion régressive) des cours d'eau Apoura-Azaléguy et Urhandia. Ces derniers se sont rapidement encaissés puisqu'ils bénéficient des apports d'eau venus de la Haute Chaîne et qu'ils sont situés sur des terrains globalement moins résistants. En effet, la plus grande partie du cours de l'Apoura-Azaléguy s'encaisse sur les calcaires marneux albiens et l'Urhandia coule essentiellement sur le Trias (fig. 1–10).

Suite à la capture de leur haut bassin-versant, les vallées des Arbailles ne bénéficient désormais que des écoulements venus du massif calcaire, ce qui représente des débits relativement faibles. Elles perdent aussi le bénéfice des apports solides qui, charriés par les eaux, permettent un travail plus actif de l'érosion et présentent également la particularité de colmater les pertes s'ouvrant au fond du lit.

L'incision des vallées des Arbailles a donc pris progressivement du retard par rapport à celui plus actif de l'Apoura-Azaléguy et des vallées bordières (Urhandia, Hosta ur Handia…). Le fond des vallées des Arbailles se retrouve ainsi situé à des altitudes plus hautes que celles des vallées bordières.

Le gradient hydraulique entre le fond des vallées des Arbailles et des vallées périphériques (niveau de base local) augmente progressivement d'où la mise en place d'un soutirage karstique de plus en plus actif des écoulements aériens des vallées sur calcaires massifs. Les pertes absorbent des volumes d'eau de plus en plus importants au fur et à mesure que les conduits souterrains s'élargissent par dissolution. Cette eau ainsi absorbée résurge sous la forme d'importantes sources dans le lit des vallées bordières (niveau de base local), ce qui contribue à renforcer le dynamisme de ces dernières.

Le réseau d'Azaléguy est une bonne illustration de ce phénomène (chap. 4). Cette cavité représente à l'amont (vers 1 000 m d'altitude) une ancienne perte majeure de la vallée d'Ithé, perte aujourd'hui colmatée. La galerie dans le pendage est une grotte-tunnel qui permettait aux eaux de traverser l'interfluve de Lomendi. A l'aval se situait l'émergence dans la vallée d'Azaléguy. La surrection a contribué au perchement de

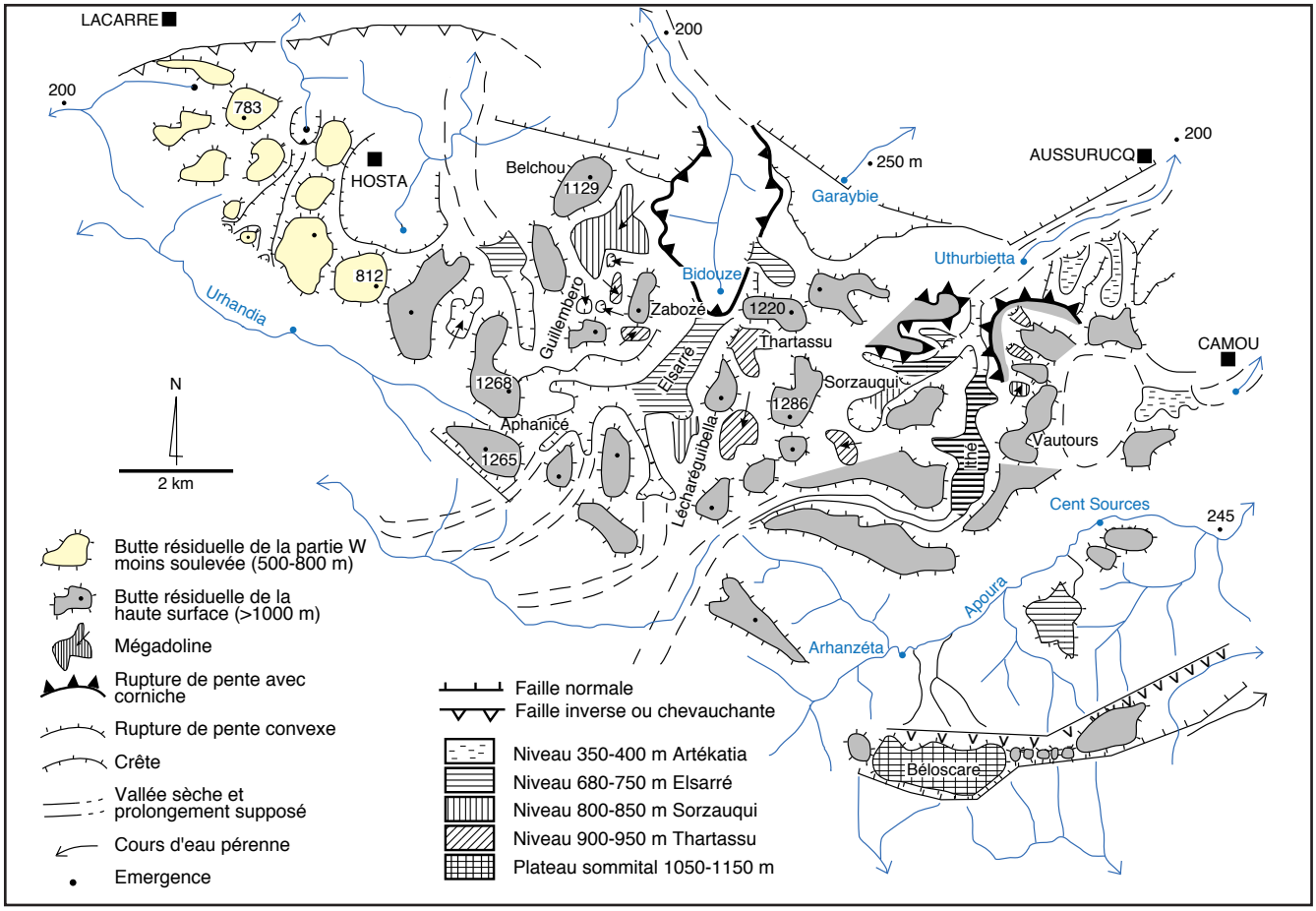


Figure 2-7 : Carte géomorphologique simplifiée du massif des Arbailles. Cf. carte détaillée : figure 9-1.

l'ensemble de ce système aujourd'hui inactif (fig. 4-14).

Quand les pertes sont assez puissantes pour absorber la totalité des écoulements, la vallée s'assèche complètement (vallée morte ou sèche) et le fond du lit évolue désormais sous la seule influence de la dissolution d'où la formation de chapelets de dépressions. Les dolines modifient progressivement la forme initiale de la vallée fluviatile en donnant des vallées dolinaires.

Aujourd'hui, on observe un encaissement de plus de 500 m entre la haute surface (1 250 m) et le niveau dit d'Elsarré (730 m) et un second encaissement de 450 m plus tardif entre le niveau d'Elsarré et le niveau de base actuel correspondant à l'altitude de 200 m des vallées actuelles (vallée du Guessalia, du Béhorléguy, de l'Ibargonéa…).

L'évolution de ces vallées sera précisée par l'étude de leurs remplissages et par la datation de niveaux caractéristiques (chap. 4 et 9).

Photo 2-1 : La vallée aveugle suspendue de Lécharéguibela est orientée sud (amont) - nord (aval). Le fond de la vallée (calcaires marneux albiens) vient buter contre un escarpement de 40 m de haut (calcaires urgoniens de l'Aptien). La doline-perte est située au pied de la barre rocheuse.

4. Le rôle de la lithologie : l'exemple de la vallée de Lécharéguibela

Comme l'a montré l'étude du profil en long, la vallée de Lécharéguibela est un ancien affluent de la vallée majeure d'Elsarré (photos 2-1 et fig. 2-6). Son bassin-versant originel est difficile à reconstituer, mais il semble probable qu'il ait été capturé précocement par le ravin d'Istaurdy. En fonction du modèle dynamique précédemment présenté, le caractère réduit du bassin-versant explique que la vallée de Lécharéguibela n'a pu suivre l'encaissement de la vallée d'Elsarré. Les pertes étaient particulièrement actives dans les calcaires urgoniens du col 890 m. Cette altitude marque approximativement l'ancien niveau de la vallée quand cette dernière rejoignait directement le lit d'Elsarré. Par contre, à la faveur des faciès plus marneux de l'Albien, les écoulements ont continué à se maintenir pendant un temps dans la moyenne vallée pour se perdre juste en arrivant à la hauteur des calcaires massifs d'où un encaissement progressif dans les calcaires marneux et une évolution ralentie des calcaires à faciès urgonien (lapiés). Actuellement, elle présente un cas rare de vallée aveugle fossile sur le massif des Arbailles (fig. 2-1).

Ainsi, les niveaux altitudinaux ne possèdent pas la même signification selon la nature des roches. Les calcaires massifs possèdent l'avantage de mieux conserver les modelés des épisodes passés par leur «immunité karstique» en raison de l'enfouissement du drainage subaérien et du maintien du modelé de surface. Les vallées d'Elsarré et d'Ithé représentent deux exemples particulièrement représentatifs. C'est pourquoi nous allons nous attarder sur ces deux formes majeures.

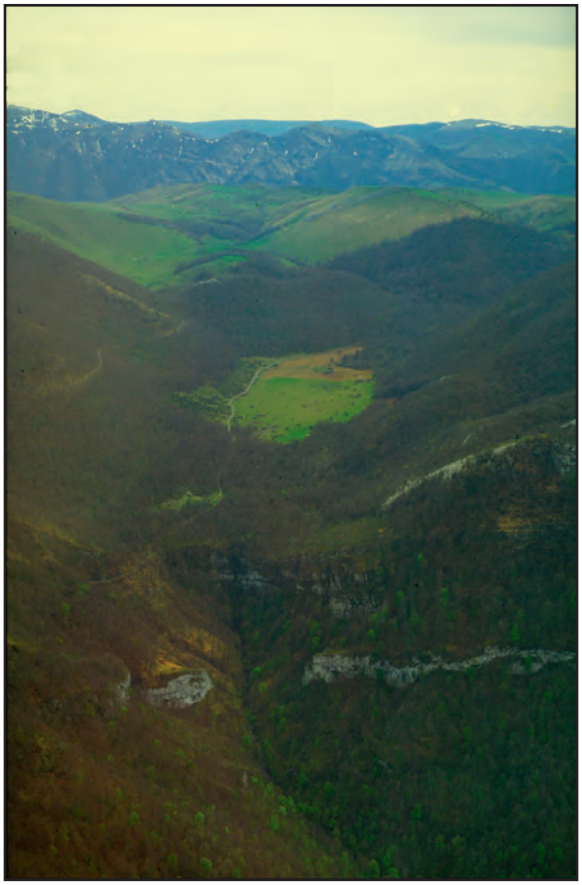


Photo 2-2 : Le poljé d'Elsarré vu d'avion. Le poljé d'Elsarré est suspendu au-dessus de la reculée de la Bidouze. Les escarpements situés à la base sont les calcaires massifs du Dogger. Au-dessus les calcaires du kimméridgiens (visibles en rive gauche) viennent en discordance sous les calcaires barrémiens qui forment l'armature de la reculée. Les calcaires gargasiens affleurent sur le sommet à droite (J. Canérot, R. Maire et N. Vanara, obs. de terrain).

B. L'exemple des vallées suspendues majeures d'Ithé et d'Elsarré

Si les vallons secs sont nombreux dans les paysages karstiques, les authentiques vallées sèches sont plus rares. Or les Arbailles possèdent deux très importantes vallées sèches, Elsarré et Ithé, aux formes parfaitement conservées. Toutes deux présentent un niveau subhorizontal, long de 2 à 3 km, situé vers 700 m d'altitude bien mis en évidence sur les profils en long (*supra*).

1. Le paléo-poljé suspendu d'Elsarré (700 m), témoin d'un ancien niveau de base

La vallée d'Elsarré-Bidouze est constituée de trois secteurs bien caractéristiques : l'amont dans les calcaires marneux albiens, le poljé d'Elsarré (niveau de 700 m) dans les calcaires massifs urgoniens, la reculée et la vallée active de la Bidouze dans le Jurassique, le Trias et le Paléozoïque.

a. Les hautes vallées inscrites dans les calcaires marneux albiens

Les cinq ravins d'Asconoby, Istaurdy (fig. 2-3), Otxolatzé, Ipascoa, et Chahaski constituent les amonts de la vallée d'Elsarré. Ils se développent à la faveur des niveaux marneux de l'Albien et coulent seulement durant des périodes pluvieuses. Les dolines-pertes développées sur la fracturation sont importantes, ce qui entrave une réelle régularisation de leurs cours. Ainsi, la totalité des écoulements de la source d'Otxolatzé disparaît dans le gouffre-perte de même nom (chap. 6). Les eaux d'Istaurdy et de son affluent, le ravin d'Otxolatzé se perdent actuellement un peu en amont du cayolar d'Istaurdy à la faveur de pertes actives. Le reste du cours est à sec. Les ravins d'Ipascoa et de Chahasky parviennent quant à eux à rejoindre la moyenne vallée d'Ithé avant de se perdre progressivement dans les calcaires à faciès urgoniens selon un processus de recul de pertes [Jaillet et Gamez, 1995]. Ils construisent deux cônes de déjections au débouché de leur vallée étroite, en raison d'un ralentissement du flux dû à la soudaine rupture de la pente et à l'infiltration des eaux.

b. Le paléo-poljé d'Elsarré, témoin de l'ancien niveau de base, perché actuellement à 700 m

L'ampleur de la vallée d'Elsarré dans sa partie moyenne surprend d'autant plus qu'à

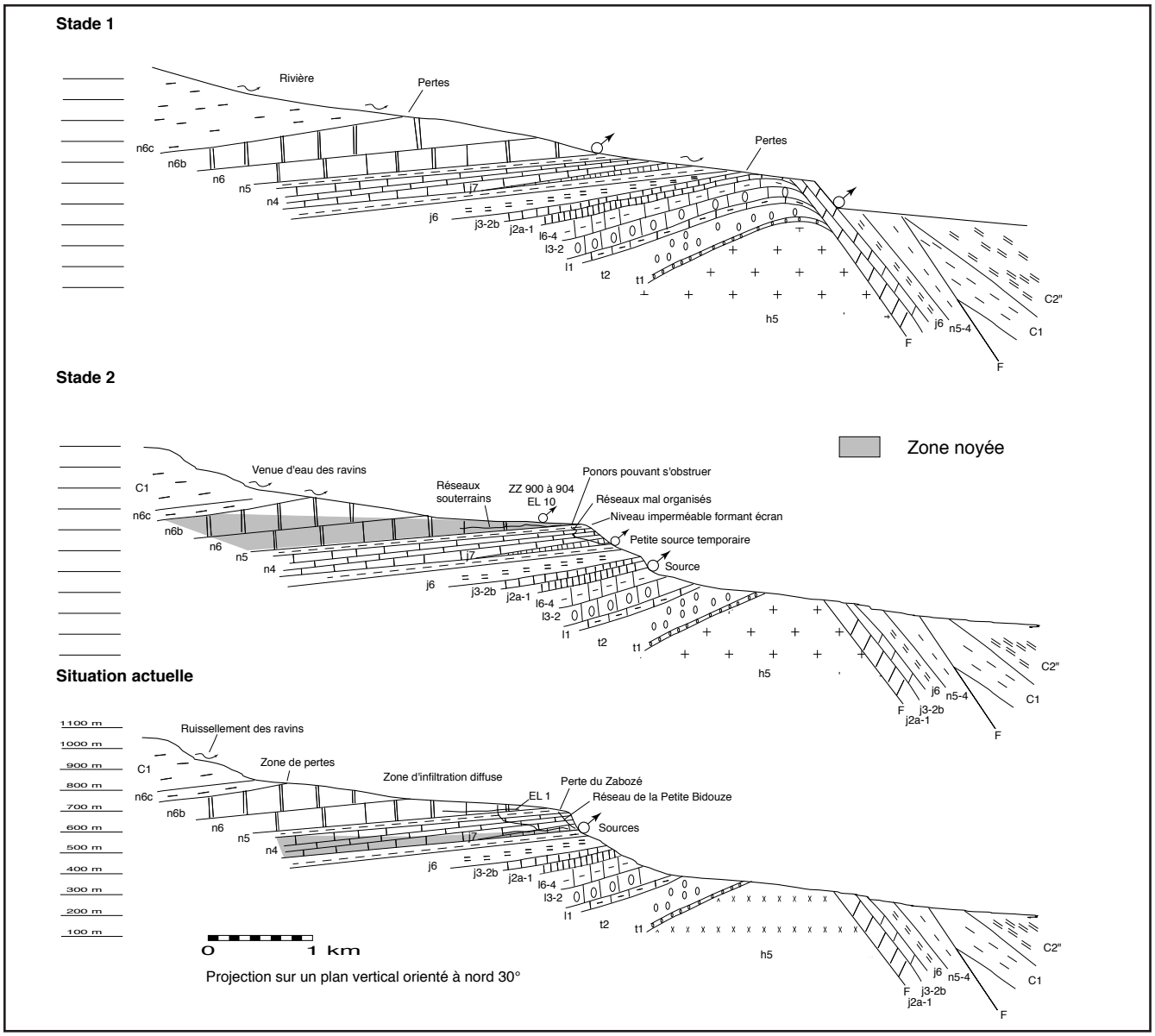


Figure 2-8 : Evolution du poljé d'Elsarré. 1/ Stade 1 : Elsarré est une vallée présentant des pertes dans les calcaires. Les sources jaillissent au contact des écrans marneux. Une petite reculée favorisée par la structure de l'accident bordier nord se met progressivement en place. 2/ Stade 2 : L'érosion régressive contribue au recul de l'escarpement. Les marnes bédouliennes encore mal karstifiées forment un barrage permettant la mise en place d'une nappe d'inondation durant les périodes humides (arrivées d'eau des versants —émergences ZZ 900 à 904, EL10 — et des ravins de Chahaski et d'Ispascoa, obstruction des ponors et/ou mise en charge des réseaux souterrains —EL1— qui crachent par les ponors suite à la remontée du niveau piézométrique). 3/ Situation actuelle : Les marnes bédouliennes complétement karstifiées (pertes du Zarobé) laissent passer les infiltrations. Les émergences ZZ 900 à 904 s'assèchent. Le poljé n'est plus fonctionnel, mais son fond plat se maintient par immunité karstique. Les calcaires barrémiens arment l'escarpement de la reculée. Les sources (Grande et Petite Bidouze) jaillissent au contact des marnes oxfordiennes qui assurent le niveau de confinement basal. h5 : Stéphanien, schistes et grès ; t1 : Trias inférieur grèso-conglomératique ; t2 : Trias inférieur gréso-argileux ; l1 : Hettangien inférieur et Rhétien, brèches, dolomies et marnes ; l3-2 : Lias inférieur : calcaires, brèches et dolomies ; l6-4 : Lias supérieur et moyen, marnes ; Callovien et Bathonien supérieur, calcaires à microfilaments ; j6 : Oxfordien, marnes ; j7 : Kimméridgien : calcaires ; n4 : Barrémien, calcaires ; n5 : Bédoulien, marnes ; n6 : Aptien, calcaires urgoniens ; n6b : Aptien : calcaires urgoniens (série de Zabozé) ; n6c : Aptien supérieur, calcaires marneux (série de Naboléguy) ; C1 : Albien, calcaires marneux.

l'aval les soutirages n'ont que très peu perturbé le fond plat de la dépression (photo 2-2). Du pied des versants d'Harburu aux escarpements de la Bidouze, elle mesure 3,5 km avec une largeur allant de 150 à 300 m, soit une superficie de 80 ha. Les altitudes s'échelonnent de 700 m à 830 m. La pente est très faible dans la partie aval (2°). La vallée sèche s'organise sur une grande fracture N050°E qui guide aussi plus au nord le tracé de la vallée de l'Arangoréna. Sous quelques mètres de colluvions venues principalement des versants, la roche massive des calcaires à faciès urgonien est partout présente. Cette dernière perce parfois la mince couverture sous la forme de chicots arrondis.

Cette large dépression ne prend l'allure véritable d'un poljé qu'à partir de la côte 790 m car au-dessus de cette cote, elle s'apparente davantage à une vallée sèche au fond largement évasé. Elle représente actuellement une entité «fossile». Quand l'ensemble du massif était moins soulevé, la vallée se continuait sans rupture de pente particulière. Son perchement est relativement récent et doit être rattaché à la dernière grande période de soulèvement [Vanara, Maire et Lacroix, 1997].

Le niveau de confinement hydraulique basal des calcaires aptiens est constitué par les marnes de Ste-Suzanne et d'Hosta qui se relève progressivement vers le NNE. Quand les escarpements de la Bidouze étaient situés plus en aval dans la vallée, la surface du poljé venait recouper les marnes à la côte de 700 m (fig. 2-8). En amont la vallée était donc inondable au moins pendant les périodes humides par la remontée de la surface piézométrique [J. Bauer, comm. orale]. Durant les périodes plus froides du Quaternaire, le gel du sol devait favoriser les nappes d'inondation. Ces dernières ont ainsi contribué à l'importance de la corrosion latérale d'où cette forme de vallée à fond plat très caractéristique.

Les évolutions récentes n'ont que peu perturbé la forme initiale. Une couche de colluvions, de quelques mètres d'épaisseur tout au plus, colmate les irrégularités du plancher rocheux (crypto-karst). Le recul des escarpements de la Bidouze contribue au démantèlement progressif du poljé. Enfin, le soutirage actif permet le développement de petites dolines.

c. La reculée et le niveau de base actuel

Un escarpement d'une centaine de mètres sépare actuellement le niveau «fossile» du poljé d'Elsarré de la vallée actuelle de la Bidouze au niveau des deux sources de la Petite et de la Grande Bidouze. Celles-ci jaillissent au contact des marnes oxfordiennes à une altitude respective de 625 et 610 m d'altitude. C'est la semelle imperméable des marnes d'Hosta qui conditionne l'existence de cet aquifère perché. Les pertes le long de la rivière de la Bidouze atténuent la force du courant. La pente de la partie amont reste forte (18°), le lit est mal régularisé et présente de nombreuses cascades de quelques mètres.

La dynamique des escarpements demeure active. Les éboulements se produisent fréquemment [A. Erreçarret, comm. orale] comme l'attestent les nombreux blocs qui barrent le lit de la rivière.

2. La vallée d'Ithé : quatre tronçons distincts en fonction de la lithologie

La vallée d'Ithé se développe sur 14 km d'Ahusquy au village d'Aussurucq où elle quitte définitivement le domaine des Arbailles. Comme l'a montré l'étude du profil en long, son cours présente plusieurs morphologies distinctes : un haut bassin décapité, une moyenne vallée karstifiée et une basse vallée active.

a. Un haut bassin-versant maintenant disparu et la haute vallée d'Ibar Naba

La vallée actuelle d'Ithé se termine brusquement au-dessus du vide au col d'Ibarburia (1 000 m d'altitude). Or, seuls des écoulements d'eau importants pouvaient façonner une vallée de dimensions si vastes (fig. 2-1). C'est pourquoi, l'hypothèse d'un haut bassin-versant adossé au massif de Mendibelza s'impose. Les études de remplissages au col d'Arhansus et, en divers endroits, de la vallée d'Ithé, prouvent que les terrains imperméables des poudingues de Mendibelza ont autrefois participé à l'alimentation de la vallée (chap. 4).

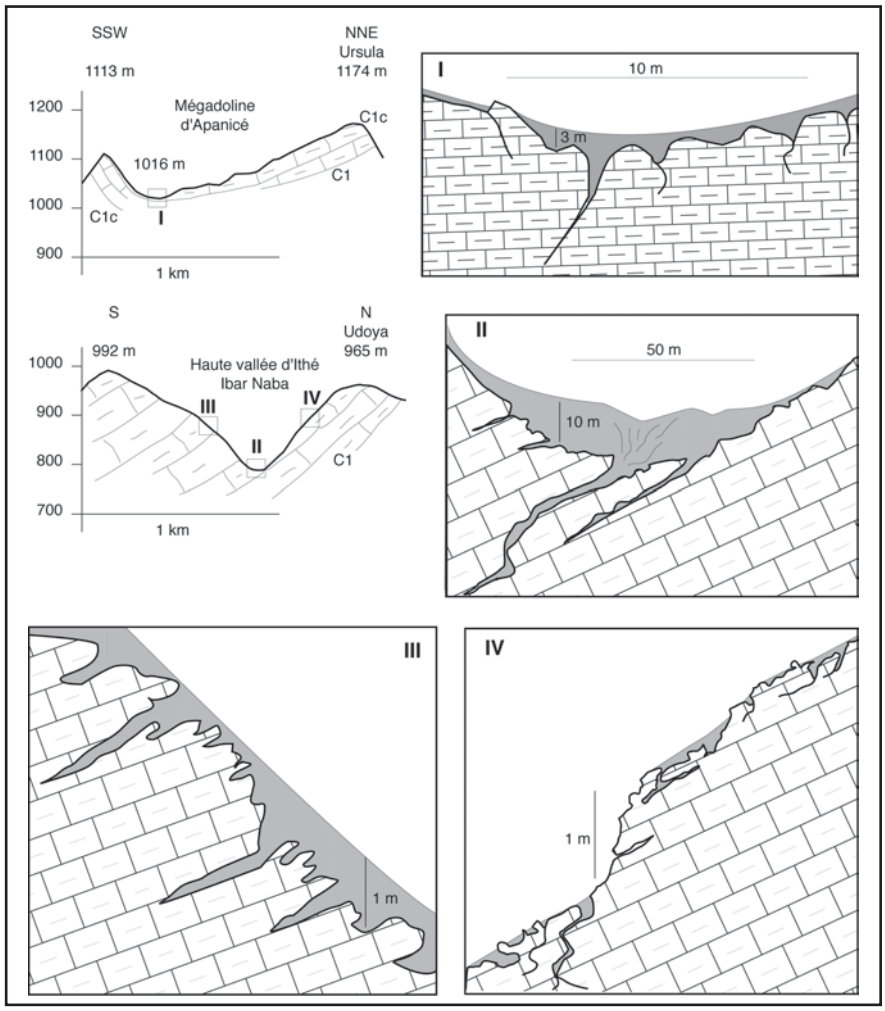


Figure 2-9 : Exemples de coupes dans une grande dépression et dans une grande vallée sèche façonnée dans les calcaires marneux albiens. Les pendages inclinés conditionnent la dissymétrie bien marquée de la doline d'Apanicé tandis que le colluvionnement explique l'épaisseur du sol au fond de la doline d'Apanicé (I) et au fond de la vallée d'Ibar Naba (II). Les altérites du versant sud d'Ibar Naba (III) se maintiennent mieux que celles du versant nord (IV) qui subsistent seulement dans les poches. Interviennent aussi des facteurs d'exposition combinés aux actions anthropiques (déforestation précoce des versants méridionaux).

Antérieurement à la forte surrection ayant permis le creusement de vallées encaissées comme celle d'Ilhounatzé isolant le massif des Arbailles, les altitudes du massif étaient beaucoup plus faibles et une pente douce raccordait le pic Mendibel et ses reliefs environnants aux collines calcaires non encore complètement dégagées de leur couverture de marnes albiennes et de flyschs du Crétacé supérieur.

Le lieu-dit Ibar Naba constitue la partie haute de la vallée d'Ithé. Elle s'allonge sur 4 km (4° de pente) suivant une orientation globale E-W. Actuellement, plus aucun écoulement aérien ne la parcourt. Au fur et à mesure du soulèvement, les eaux qui l'alimentaient ont été captées au bénéfice du ruisseau d'Azaléguy (affluent de l'Apoura) et ceci d'autant plus facilement que les pendages sont inclinés vers le sud. Désormais privée des apports venus de la Haute Chaîne, Ithé n'a pu suivre l'encaissement de l'Apoura et de son affluent l'Azaléguy d'où sa situation perchée 400 m au-dessus des vallées actives.

Le gradient hydraulique fort favorise une infiltration immédiate des eaux de pluie. La karstification dans les calcaires marneux est active et se réalise à la faveur des fractures majeures. Des dolines actives organisées en chapelets s'alignent dans le fond de la dépression. Elles sont impénétrables en raison de l'existence de plusieurs mètres de colluvions qui colmatent le fond du lit.

Les versants de cette vallée en «V» sont dissymétriques : en rive gauche, l'érosion des sols a dégagé une surface structurale. De petits escarpements se développent à la faveur des bancs plus carbonatés. En rive gauche, la pente à contre-pendage est recouverte d'un sol continu alimenté par la décomposition de l'Albien marneux (fig. 2–9). Les petits cônes de déjections situés au pied des vallons qui rejoignent le lit principal sont inactifs ; ils datent de la dernière période froide (chap. 9).

b. La moyenne vallée karstifiée

Dans les calcaires urgoniens, la vallée prend une direction sud-nord tout en s'élargissant considérablement : 250 m en moyenne pour une longueur de 2 km et une pente de 2°.

Quand la vallée était encore active, des pertes successives ont contribué à son assèchement progressif. Certaines sont pénétrables comme le gouffre d'Ithelatzeta (Trou des Belges). Son entrée s'ouvre au fond d'une doline dissymétrique dont le versant nord est constitué d'une pente terreuse tandis que le flanc sud rocheux est un miroir de faille N162°/80°E. La grande salle du réseau est une salle d'effondrement. Son sol est chaotique du fait d'une accumulation de gros blocs. Leur chute a été favorisée par l'existence d'une faille visible en plafond selon un plan N050°. La situation de cette cavité en fond de vallée et la morphologie de ses galeries font songer à une perte, bien que nous n'ayons pas repéré de «coups de gouge» qui pourraient indiquer un sens préférentiel du courant ayant autrefois emprunté ce réseau. Mais l'existence d'une ancienne circulation d'eau est confirmée par d'importants dépôts alluviaux situés au fond de la grande salle et au-dessus du puits de 23 m (chap. 4). L'écoulement de surface dans la vallée s'étant tari, l'apport de galets n'est plus possible. Les écoulements actuels beaucoup plus réduits que ceux d'autrefois se contentent de parcourir quelques parties de la cavité et de redistribuer une partie des dépôts anciens. Les épaisseurs les plus importantes (2 à 3 m) des alluvions subsistent à l'abri des circulations d'eau d'infiltration.

La moyenne vallée d'Ithé est drainée par l'émergence des Cent Sources et appartient donc au bassin d'alimentation de l'Apoura (chap. 6). Elle montre une évolution karstique avancée. En effet, le modelé de l'ancien lit fluvial a disparu en raison de l'existence d'un soutirage actif qui conditionne la mise en place de dolines coalescentes et de lapiés.

c. Une basse vallée à écoulement temporaire et la vallée actuelle du ruisseau de Guessalia

Les marnes oxfordiennes qui apparaissent à la faveur d'une flexure anticlinale favorisent la constitution de nombreuses petites sources temporaires, à l'exception de la fontaine pérenne d'Hagazé (fig. 6-1). Les eaux de la vallée d'Ithé, gonflées d'un torrent venu des roches d'Etchaltia et de plusieurs écoulements provenant des falaises d'Haspia, se perdent à Léchagorry au contact des calcaires du Dogger (J. Canérot, R. Maire et N. Vanara, obs. de terrain).

La coloration du 8 août 1991, réalisée après un bref orage, a prouvé la correspondance entre cette perte et la fontaine d'Uthurbietta située 2 km plus bas, soit 22 jours pour un dénivelé de 350 m (chap. 6). Durant les situations d'averses exceptionnelles, la perte de Léchagorry est incapable d'absorber la totalité des écoulements et les eaux dévalent l'ensemble de la basse vallée (6 km) pour rejoindre directement le ruisseau de Guessalia au lieu-dit Uthurbietta. Actuellement, l'érosion fluviatile l'emporte donc sur l'érosion karstique comme le prouvent l'étroitesse soudaine de la vallée et sa forme en «V» caractéristique. Le profil en long du ravin est néanmoins mal régularisé (pente allant de 10 à 25°) et entrecoupé de ressauts rocheux en raison de la brièveté des écoulements qui l'empruntent, tout au plus quelques semaines par an.

Le ruisseau de Guessalia représente le niveau de base karstique actuel. Plusieurs émergences contribuent à son alimentation, la plus importante étant celle de la fontaine d'Uthurbietta. Comme toutes les sources des Arbailles, ces émergences possèdent des débits très irréguliers (chap. 5). Une importante perte située au pont médian d'Aussurucq (alt. 200 m) absorbe la totalité des écoulements du Guessalia en période de basses et moyennes eaux. Les eaux résurgent 250 m plus loin vraisemblablement à la Grande Source de Guessalia (fig. 6-1).

Notre interprétation à propos de l'origine du fluvio-karst va ainsi à l'encontre des conclusions de G. Viers [1960] qui, au terme de son étude sur le massif des Arbailles, rejette l'hypothèse de l'évolution par érosion fluviatile préalable et conclut en faveur de la seule évolution karstique : *«l'aspect «normal» «fluviatile» du réseau interne était un héritage glaciaire (creusement) et tardiglaciaire (remblaiement) anormal ici, et il ne correspond pas à un système fluviatile ancien désorganisé par la karstification»*.

L'argument paléoclimatique est peu convaincant pour expliquer le creusement des grandes vallées sèches et les hauts vallons perchés. Certes, on sait que des écoulements localisés dans l'espace et dans le temps ont pu se produire au cours du Quaternaire, mais ils demeurent limités (chap. 4). Et surtout le paléoclimat quaternaire n'explique en aucune façon la particularité des profils en long, la désorganisation karstique des vallées et le niveau perché de 700 m. Il paraît difficile de vouloir faire l'économie du facteur tectonique.

Cependant, il est exact qu'il existe des reliefs dus uniquement à l'action de la dissolution (karst) dans les Arbailles. C'est à ces derniers que nous allons maintenant nous intéresser.

III. Un relief karstique très évolué

Les secteurs ayant simplement évolué par dissolution et soutirage couvrent des surfaces importantes : champs de dolines de Guillembero, mégadoline du Zabozé, surface d'Apanicé… Les formes, de taille importante, sont anciennes. Pour preuve, les mégadolines de Belchou ou de Sihigue qui, par enfoncement, viennent recouper d'anciens réseaux concrétionnés tels le gouffre de Bédola (chap. 4). Les dolines isolées de taille variable se développent partout. Les plus grandes se situent au fond des dépressions (vallons, vallées et mégadolines). Ainsi le fond de la mégadoline de Sihigue n'est pas plat mais accidenté par une multitude de dolines coalescentes comme pour le fond de la vallée d'Ithé. Les entonnoirs de quelques mètres de diamètre se situent généralement sur le flanc des versants.

Photo 2-3 : La haute surface à buttes résiduelles vue d'avion. Au premier plan, le «cirque karstique» d'Oxibar-Camou.

A. La haute surface à buttes résiduelles

La haute surface à buttes résiduelles des Arbailles constitue un paysage karstique majeur et exceptionnel en France par la netteté et l'ampleur du modelé (photo 2-3). Il s'agit, en première hypothèse, d'une morphologie à la fois héritée de phases plus chaudes et remaniée par les cycles climatiques quaternaires. L'hypothèse d'un causse miocène de G. Viers sera étayée et précisée progressivement au cours des chapitres 2, 3 et 4 en fonction des indicateurs morphologiques et sédimentaires exo et endokarstiques.

1. Fragments de plateaux et champs de buttes

La haute surface est caractérisée par des fragments de plateaux (fig. 2-7). Il s'agit de larges croupes entrecoupées de dolines évasées dans les calcaires marneux albiens (secteur Apanicé-Otxolatzé, alt. 1 050 m), par des champs de dolines rocheuses profondes et jointives dans les calcaires urgoniens (Guillembero, alt. 1 050-1 150 m) et par une surface vallonnée à rares dolines dans les brèches d'Etchebar (Béloscare, 1 100 m).

Ailleurs, la paléosurface des Arbailles est complètement démantelée. Elle passe alors par les plus hauts sommets. Les altitudes les plus importantes se trouvent dans la zone centrale à l'est de la vallée sèche d'Elsarré. Le point culminant atteint 1 286 m et les autres sommets proches dépassent les 1 000 m : Ihatia (1 271 m), Etchecortia (1 206 m), Sihigue (1 193 m). A l'ouest d'Elsarré, la surface est dominée par le Zabozé (1 178 m). A l'est de la vallée d'Ithé, les points culminants sont le pic des Vautours (1 072m) et les crêtes d'Hasgagnia (1 059 m). Au sud, les paysages sont dominés par l'Hauscoa (1 268m), le pic de Béhorléguy (photo 2-1) et le sommet de Béloscare (1 173 m).

2. Les types de buttes résiduelles

Le paysage général de la haute surface tel qu'on peut le voir d'avion se présente sous la forme d'anciens interfluves démantelés par érosion fluviale et/ou karstique. Les formes sont variées et différents types peuvent être distingués en fonction des modalités du démantèlement, en relation avec le découpage fluvio-kartique de la surface, l'enfoncement des dépressions et la lithologie (fig. 2-10).

Dans tous les cas, il s'agit de fragments d'interfluves mesurant plusieurs centaines de mètres de dénivellation (200 à 400 m environ) dont la forme peut aller du piton à la crête irrégulière en passant par le cône et le chicot.

— Les chicots (type Zabozé, 1 178 m)

Le Zabozé est le pic le plus reconnaissable des Arbailles en raison de sa forme bien caractéristique (photo 2-4). Au sommet, une couche plus résistante de calcaire urgonien (n6b) subsiste ; elle forme un vigoureux escarpement d'une vingtaine de mètres de haut qui recule par écroulement comme le prouvent les blocs de gros calibre qui jonchent la pente en contrebas.

Photo 2-4 : Le chicot résiduel du pic du Zabozé culmine à 1 178 m. Au sommet, une couche plus résistante de calcaire urgonien subsiste.

— Les pics (type pic Léchagorry, 935 m)

Les sommets appelés «pic» sur la carte I.G.N. correspondent simplement à des pitons d'une pente de 30° pouvant atteindre 45° vers le sommet. Les pentes du pic Léchagorry sont réglées à la base. Au sommet, de petits escarpements d'une dizaine de mètres, correspondant à des strates plus résistantes de calcaires urgoniens, accidentent la surface. Le sommet est constitué par des lapiés (fig. 2–10).

— Les cônes (type Vautours, 1 072 m)

Aucun escarpement important ne vient perturber les pentes inclinées à 25° environ. Cependant les versants ne sont pas toujours réguliers : à l'ouest du pic, des replats percés de dolines accidentent le profil réglé (fig. 2-10).

— Les croupes (type sommet Harribirila, 797 m)

Cette butte domine à l'est la vallée sèche des Palombières. Elle offre un modelé en «croupe» caractérisé par des pentes douces (15°), une concavité basale et une convexité sommitale bien marquées et des versants feutrés par une épaisse couche d'altérites (fig. 2-10). Ce type de forme concerne exclusivement les sommets développés dans les calcaires marneux, ce qui n'empêche pas les altitudes fortes (1 214 m au Bohorcortia par exemple).

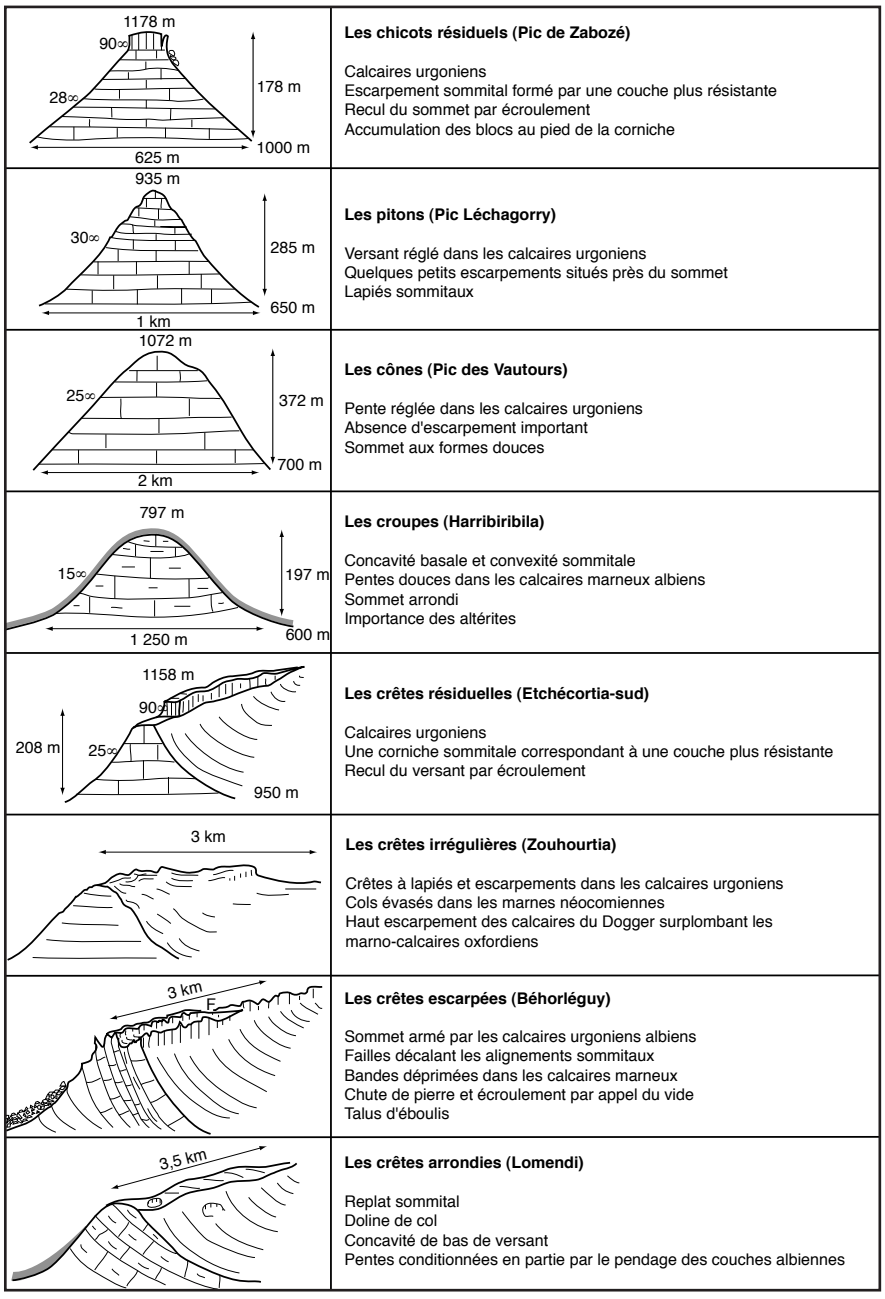


Figure 2-10 : Typologie des interfluves du massif des Arbailles mettant en valeur le rôle joué par la lithologie. Les formes abruptes (chicots, pitons, cônes…) se développent dans les calcaires massifs. Les formes douces (croupes, crêtes arrondies…) s'observent dans les calcaires marneux.

— Les crêtes résiduelles (type Etchecortia-sud).

Entre le pic d'Etchecortia (1 206 m) et le sommet 1 220 m, on observe les restes d'une ancienne couche plus résistante formant une corniche sommitale longue de 250 m environ (fig. 2-10).

— Les crêtes irrégulières (type Zouhourtia).

Zourhourtia constitue une longue crête dont la physionomie varie selon la nature des roches : crêtes escarpées à lapiés dans les calcaires urgoniens, col évasé dans les marnes néocomiennes, haut escarpement (20 m) des calcaires du Dogger surplombant les marno-calcaires de l'Oxfordien (fig. 2-10).

— Les crêtes escarpées (type Béhorléguy).

La crête du Béhorléguy longue de 3 km forme une bordure escarpée qui domine la vallée bordière d'Ilhounatzé (photo 2-5). Le sommet armé par les calcaires urgoniens de l'Albien redressés à la verticale forme un puissant escarpement sommital (fig. 2-10). Cet escarpement est accidenté par de grandes failles méridionales qui décalent les alignements et par des bandes déprimées inscrites dans les calcaires marneux. L'affouillement des roches plus tendres sous-jacentes provoque la mise en surplomb puis le cisaillement le long des plans de diaclases et de stratification des roches cohérentes d'où d'importants écroulements. Les chutes de pierres sont aussi abondantes. Ceci explique la puissance des talus d'éboulis qui s'accumulent au pied du versant.

— Les crêtes arrondies (type Lomendi)

Ces crêtes douces ne se trouvent que dans les calcaires marneux (photo 2-6). Le replat sommital bien marqué permet parfois le développement de petites dépressions. Les versants présentent quelques petits escarpements dus aux intercalations calcaires (fig. 2-10).

Ainsi, les types de buttes résiduelles des Arbailles, aux formes très évoluées, évoquent une ancienne surface d'aplanissement défoncée par l'érosion fluviatile et fluvio-karstique et par l'enfoncement des dépressions à la suite des phases de surrection. L'ensemble ressemble à un karst à buttes de type «mogotes» ou karst conique assez similaire à ceux des régions tropicales [Nicod et Salomon, 1991].

Les formes «négatives» qui ont permis par leur approfondissement le dégagement des interfluves sont de deux types principaux : d'une part les grande vallées sèches (Elsarré, Ithé) et les hauts vallons

perchés affluents (Thartassu, Sorzauqui), d'autre part les mégadolines (Zabozé, Belchou, Sihigue).

B. Les mégadolines des Arbailles, un exemple rare en France

Parmi les nombreux types de dépressions, les mégadolines représentent des formes majeures puisque leur diamètre dépasse parfois 1 km. Bien que les niveaux de leur fond restent moins significatifs que ceux des vallées sèches, ils peuvent cependant marquer un certain stationnement du niveau de base. En effet, leur enfoncement est directement conditionné par l'efficacité du soutirage, dépendant lui-même du gradient hydraulique et donc de la surrection du massif. Ces mégadolines seraient à rattacher aux niveaux supérieurs situés au–dessus de 850 m (fig. 2-7).

1. Une forme majeure : la mégadoline du Belchou

La mégadoline la plus vaste des Arbailles est celle du Belchou située au sud du pic de Belchou (photo 2-7). Son fond établi à 850 m (1,25 km x 350 m) est doucement incliné vers le point bas 820 m situé au nord-ouest de la dépression. Il s'agit d'une forme cernée par de hauts sommets : au sud, 1 129 m (pic de Belchou) et sommet 998 m, à l'est sommet 990 m, au nord sommets 1 081 m et 1 057 m, à l'ouest sommets 1 135 m et 1 031 m. Trois cols permettent un accès aisé : Lahondo (975 m), Belchou (941 m) et Hénulatzé (936 m) soit encore 116 m au–dessus du fond.

La structure explique la forme irrégulière de la mégadoline. Les hauts sommets sont armés par les calcaires kimméridgiens (1 129 m et 999 m) et aptiens (ensemble des sommets de la partie septentrionale). Les marnes bédouliennes conditionnent l'existence d'une bande déprimée d'orientation ouest-est (cols Hénulatzé et Lahondo). Les calcaires marneux d'Hosta (col de Belchou) entraînent un évasement de la forme vers le nord-est (fig. 2-11).

Les affleurements marneux conditionnent l'existence des petites sources du Belchou et d'Hénulatzé (chap. 5). Elles permettent la constitution de petits ravins temporaires (celui du Belchou étant plus actif que celui d'Hénulatzé) qui se perdent par l'intermédiaire de pertes diffuses ou concentrées (doline à 849 m) vraisemblablement dans les calcaires kimméridgiens. Cependant, comme une épaisse couverture de colluvions tapisse l'ensemble de la dépression, il est difficile de déterminer les limites exactes des affleurements rocheux. Les remaniements

Photo 2-5 : La crête escarpée de Béhorléguy est armée par des calcaires à faciès urgonien. A l'arrière plan, la haute surface karstique des Arbailles (photo prise d'avion).

Photo 2-6 : La haute vallée sèche d'Ithé - Ibar Naba se termine dans le «vide». Elle se développe dans les calcaires marneux albiens. A droite le sommet du Lomendi culmine à 1 012 m d'altitude. Au loin, le pic des Vautours-Belhygagne (1 072 m). L'amont de cette vallée sèche a été capturé par les ruisseaux d'Azaléguy et d'Ilhounatzé (érosion régressive).

Photo 2-7 : La mégadoline du Belchou est la plus vaste dépression fermée des Arbailles. Au sud (à droite), les calcaires massifs aptiens affleurent. A l'arrière plan, le col d'Hénulatzé se développe dans les marnes bédouliennes. Le fond de la doline est comblé par plusieurs mètres de colluvions issues des versants.

actuels sont modestes : quelques petites dolines trouant le fond plat et des cônes de déjections au débouché des ravins. Ces derniers sont peu actifs car ils sont colonisés par l'herbe.

La forme a évolué par approfondissement et par corrosion latérale. La proximité de l'écran des marnes de Ste-Suzanne a pu favoriser lors des périodes plus humides les nappes temporaires d'inondation d'autant plus que les colluvions arrachées facilement aux calcaires marneux d'Hosta permettent un colmatage efficace du fond.

2. Les mégadolines de Sihigue et du Zabozé

La mégadoline de Sihigue se situe au coeur du karst central dans les calcaires aptiens. Elle mesure 1,6 km de longueur, 1,4 km de largeur et 365 m de profondeur maximum. Des hauts sommets (pic Sihigue, 1 193 m, sommets 1 286 m et 1 192 m, Ilhastéria 1 158 m, Lecharegaratia 1 055 m, Ohaté 1 079 m) séparés par des hauts cols (1 027 m, 1 164 m, 1 126 m, 1 032 m et 1 053 m) dominent le fond de la dépression dont le point le plus bas se situe à 921 m. Les versants sont recouverts par les lapiés. En conséquence, l'accès par le vallon de Lecharegaratia (long de 1,5 km) représente encore un des accès les plus aisés. Le fond plat de la dépression est très irrégulier car il est constitué d'un ensemble de dolines jointives propices au départ de gouffres (NA151, déniv. 70 m, dével. 80 m). L'évolution concommittante des dolines permet un approfondissement, mais aussi un élargissement du fond de la dépression (fig. 2-11).

La mégadoline du Zabozé, située juste au nord-ouest du poljé d'Elsarré, mesure 875 m de longueur, 675 m de largeur et 150 m de

Photo 2-8 : Vallons dolinaires ou dolines alignés sur la structure synclinale d'Hasgagnia.

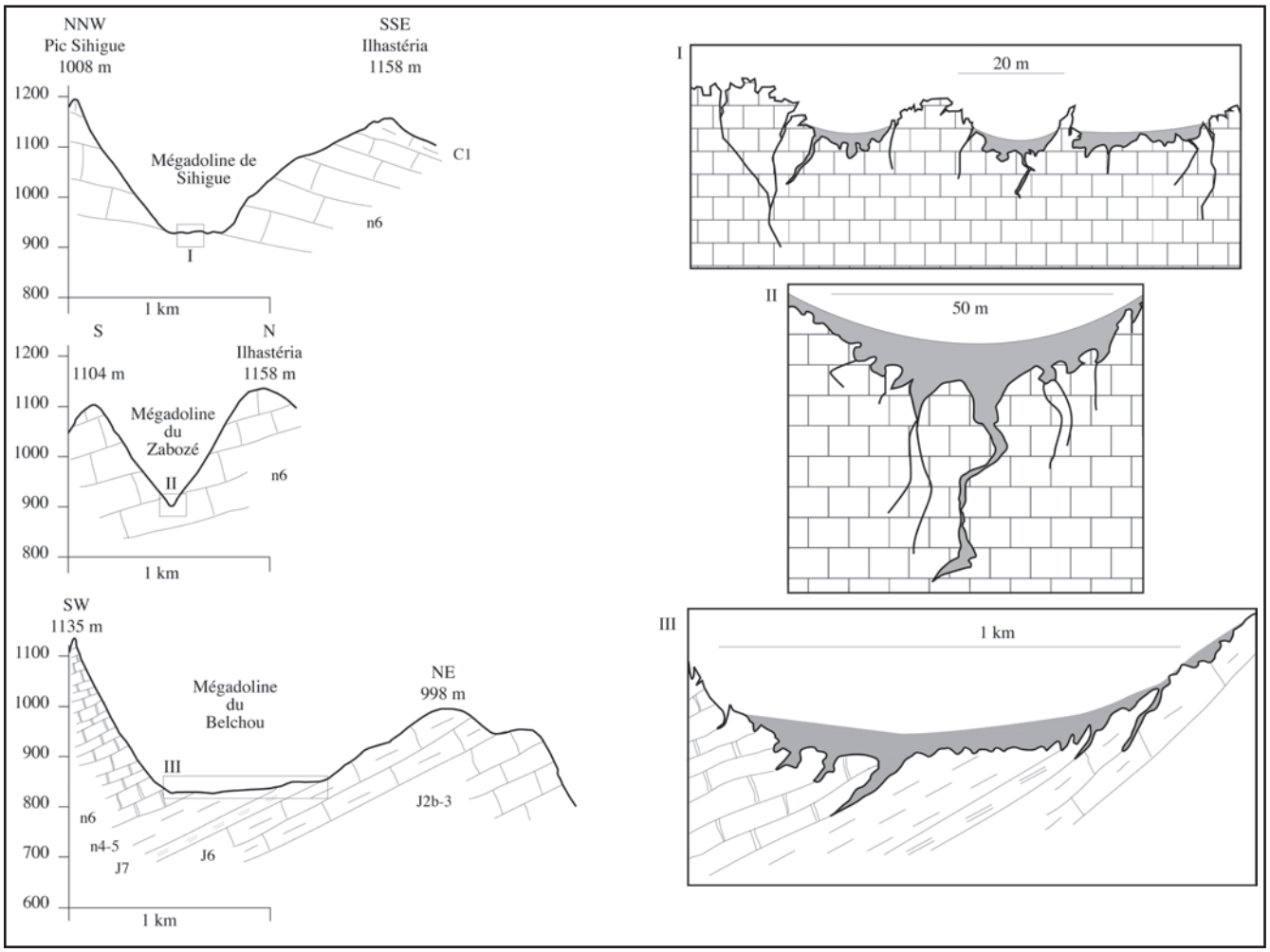


Figure 2-11 : Typologie des mégadolines du massif des Arbailles. Mégadoline à fond plat (Sihigue), doline entonnoir (Zabozé) et doline dissymétrique (Belchou). Localisation sur les coupes (à gauche) et détails (à droite).

profondeur ; elle se développe dans les calcaires aptiens. Son fond étroit représente un point important d'absorption feutré par les colluvions venues des versants (fig. 2-11). La forme en entonnoir résulte d'un soutirage et d'une dissolution concentrés au point bas de la doline (914 m).

Les grandes dolines représentent donc des formes majeures dans les paysages des Arbailles. L'importance des dimensions atteste déjà de leur ancienneté. Une chronologie de leur évolution est proposée au chapitre 9.

C. Les vallées dolinaires

L'évolution d'une vallée asséchée par la karstification est fortement ralentie par l'absence d'érosion linéaire. Son fond, devenu inactif, est progressivement empâté par les colluvions venues des versants. Par ailleurs, le soutirage karstique s'exerce de façon privilégiée dans le fond de la vallée, là où les écoulements se concentrent localement en fonction des fractures. Progressivement, le fond de la vallée voit le développement d'une succession de dépressions qui tend à faire disparaître l'ancien profil en long de la vallée. Elle se transforme ainsi progressivement en une vallée dolinaire avec une ou plusieurs contre-pentes à l'aval.

1. Une évolution vers la disparition totale du profil de la vallée

Plus les vallées se sont asséchées précocement, plus l'évolution karstique est développée. Ce sont les vallées sèches les plus anciennes, donc les plus hautes, qui sont les plus démantelées par la dissolution à tel point que le modelé initial de la vallée tend à disparaître complètement.

Les vallées sèches les plus hautes (niveau de 950 m), qui se sont asséchées les premières, présentent une évolution ultérieure importante. Parfois, l'ancienne forme est encore reconnaissable comme celle du vallon d'Etchécortia perché 500 m au-dessus de la vallée de la Bidouze. Cependant, dans d'autres cas, les soutirages ont parfois été tellement actifs qu'il est impossible de savoir s'il s'agit d'anciens vallons fluviatiles désorganisés en vallées dolinaires ou de dolines alignées sur des axes de fracturation privilégiés (sillon karstique) ayant l'apparence d'une vallée morte.

Pour Selata Punta, Hasgagnia et Zihigolha nous ne sommes pas en mesure de trancher (photo 2-8). Par contre pour tous les autres vallons, nous privilégions l'hypothèse de vallons fluviatiles évoluant en vallées dolinaires comme le suggère le chevelu hydrographique. Les vallées les plus basses (730 m) sont les plus récentes et leurs modelés sont donc mieux conservés. Pour ces dernières, il ne fait pas de doute que ce sont d'anciennes vallées mortes.

2. Des processus différents d'évolution selon la nature des roches

L'évolution des vallées est différente selon les teneurs en insolubles des calcaires. Dans les calcaires marneux, les dolines en entonnoir sont les plus fréquentes (soutirage des insolubles), tandis que les calcaires massifs présentent surtout des dolines en baquet (effondrement) [Nicod, 1972].

Les calcaires marneux, grâce à leur teneur plus forte en argile, favorisent le ruissellement sur les versants et le colmatage des fonds de vallée. Dans la vallée d'Ibar Naba, de petits cônes de déjections de quelques mètres d'épaisseur existent à chaque débouché de ravins.

Les soutirages sont actifs et des dolines en cuvette, d'une dizaine de mètres de diamètre chacune, s'alignent au fond du lit. L'intensité de l'érosion souterraine est attestée par les cicatrices d'arrachement sur le bord des dépressions les plus actives.

Dans les calcaires massifs, l'évolution est différente en raison de la pureté des calcaires. Les dolines coalescentes montrent des bords rocheux escarpés particulièrement favorables au départ de gouffres (EX25), beaucoup plus que les fonds toujours tapissés d'une importante épaisseur d'humus puis de sol.

3. Typologie des vallées dolinaires

En fonction de l'ancienneté de l'assèchement de la vallée, de la nature de la roche et des conditions locales de drainage, il est possible de distinguer différents types de vallées dolinaires (fig. 2-12) :

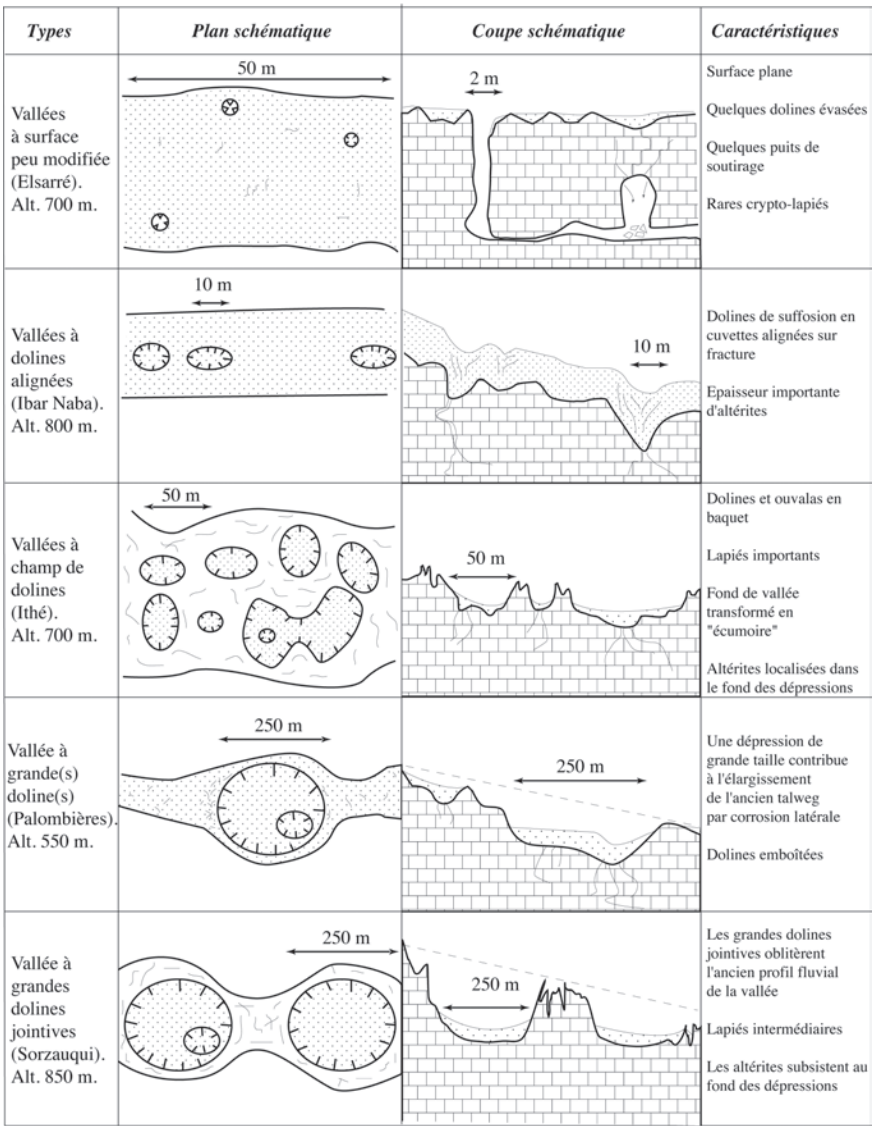


Figure 2-12 : Croquis des cinq grands types de vallées dolinaires observés dans le massif des Arbailles.

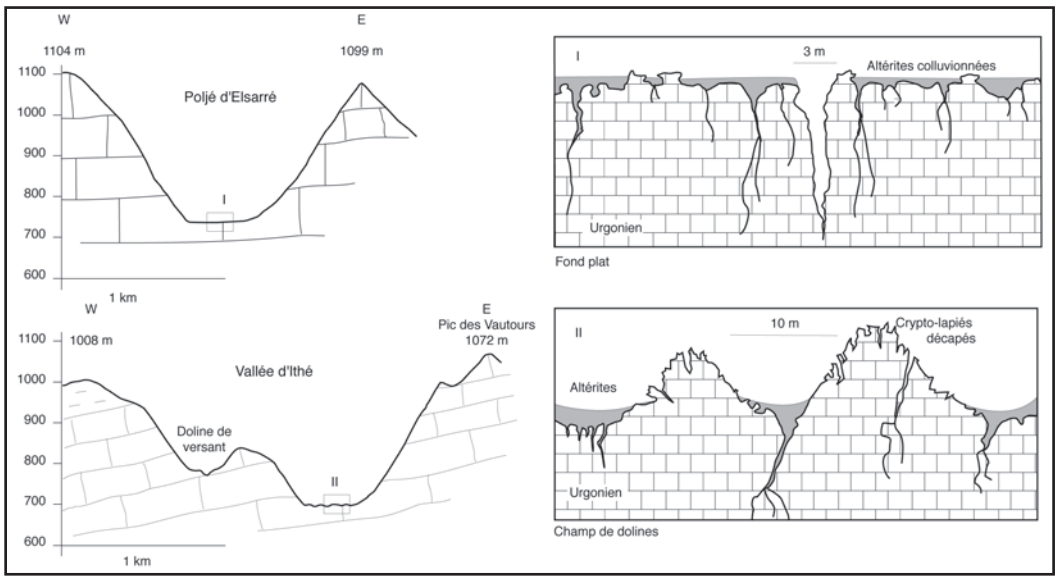


Figure 2-13 : Coupes des grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ithé. Les anciennes vallées d'Elsarré et d'Ithé ont connu deux évolutions contraires depuis leur assèchement. Elsarré garde un fond de vallée plat caractéristique de son ancienne évolution en poljé. Le fond de la vallée d'Ithé au contraire montre l'importance des perturbations imputables à la dissolution karstique. L'ancien lit de cette vallée est maintenant occupé par un champ de dolines. Coupes d'ensemble à gauche et coupes de détail à droite.

— Les vallées à talweg plat peu modifiées (type Elsarré)

La surface plane de l'ancien poljé d'Elsarré est peu modifiée par les évolutions ultérieures (fig. 2-13) : rares dolines évasées et quelques puits résultant de l'effondrement d'une cloche souterraine (trou aux Barbelés). Dans ce cas particulier, une remontée de la nappe phréatique barrée à l'aval par un écran étanche (marnes de Ste-Suzanne) serait à l'origine de l'aplanissement du fond de la vallée au cours du Quaternaire.

— Les vallées à dolines alignées (type Ibar Naba)

Les entonnoirs de suffosion s'alignent dans l'axe du talweg, entre 800 et 950 m d'altitude, lieu de concentration des infiltrations. Les calcaires marneux évoluent sous une couche d'altérites colluvionnées pouvant atteindre quelques mètres d'épaisseur. Les mesures de fracturation réalisées dans la carrière Potcho montrent l'existence d'accidents N090° qui ont conditionné l'orientation de la haute vallée d'Ithé, puis les alignements actuels des dépressions (chap. 9, station Potch).

— Les vallées à champs de dolines (type Ithé)

Dolines et ouvalas en baquet transforment l'ancien fond de la vallée en véritable écumoire. Les lapiés formant cloisons entre les dolines sont décapés de leurs sols, ces derniers ne subsistant que dans le fond des dépressions.

— Les vallées à grande(s) doline(s) (type Palombières)

Une dépression de grande taille barre le fond de la vallée contribuant à l'élargissement de l'ancien talweg par corrosion latérale. Elle est généralement située sur l'extrémité aval de la vallée perchée, à l'endroit où les soutirages sont maximaux.

— Les vallées à grandes dolines jointives (type Sorzauqui)

Des dolines de grande taille (diamètre du fond : 250 m) s'alignent le long du talweg. Elles oblitèrent complètement l'ancien profil en long du vallon. Leur dimension importante montre que l'évolution karstique a débuté depuis longtemps, ce qui prouve l'ancienneté de l'assèchement de ces vallées perchées. Une chronologie est proposée au chapitre 9.

Les grands reliefs karstiques du massif des Arbailles sont difficiles à dater ; ils remontent au moins probablement au Pléistocène inférieur. Il ne faut cependant pas oublier qu'une grande partie de la corrosion chimique se réalise sous couverture d'altérites. Afin de préciser les processus de la karstification, nous allons, à l'échelle des modelés, décrire les processus générant les crypto-karsts et les karsts nus.

IV. Le modelé crypto-karstique

Le crypto-karst désigne les formes karstiques se développant sous une couverture permettant l'action de la corrosion à l'interface roche / couverture (dissolution sous couverture). L'existence de la corrosion sous couverture est un processus connu depuis le début du siècle [Katzer, 1909] même si A.-N. Penck [1924] est le premier à l'avoir vraiment étudié. Depuis, de nombreux auteurs se sont intéressés à ce type d'évolution, ce qui permet d'avoir une bonne idée des différents types de corrosion crypto-karstiques pouvant exister en fonction du climat, de la nature des calcaires et de la couverture [Lamouroux, 1972 ; Fabre et Nicod, 1982 ; Ford, Salomon et Williams, 1996 ; Pellegrin, 1997].

Le massif des Arbailles présente un exemple d'évolution de corrosion des calcaires sous couverture, en moyenne montagne calcaire, à climat océanique. En outre, l'élevage extensif, les feux pastoraux, les exploitations forestières, les constructions de pistes et de routes ne sont pas sans conséquence sur l'évolution récente des modelés crypto-karstiques (chap. 8).

La dissolution ne s'exerce pas de façon homogène sur l'ensemble des Arbailles. Les processus sont très différents selon qu'il s'agit de calcaires marneux ou de calcaires purs. La nature de la roche étant importante, nous avons distingué quelques coupes représentatives. Les premières sont situées sur la haute surface dans les calcaires marneux albiens. La dernière concerne les calcaires très purs à faciès urgonien de l'Aptien. Enfin, une typologie des différents modelés, selon leur plus ou moins grande maturité, permet de montrer l'importance respective des agents externes : exposition, altitude, pente, végétation, impact anthropique…

A. Des processus crypto-karstiques différents selon la nature des calcaires

La crypto-karstification est très différente selon la nature des roches. Par conséquent l'épaisseur de la couverture, les processus d'altération, les micro-modelés, l'importance de la dissolution différentielle vont fortement différer selon que l'on se trouve sur des calcaires marneux ou purs. Les profils présentés ici sont représentatifs des différents cas de figure observables sur le massif.

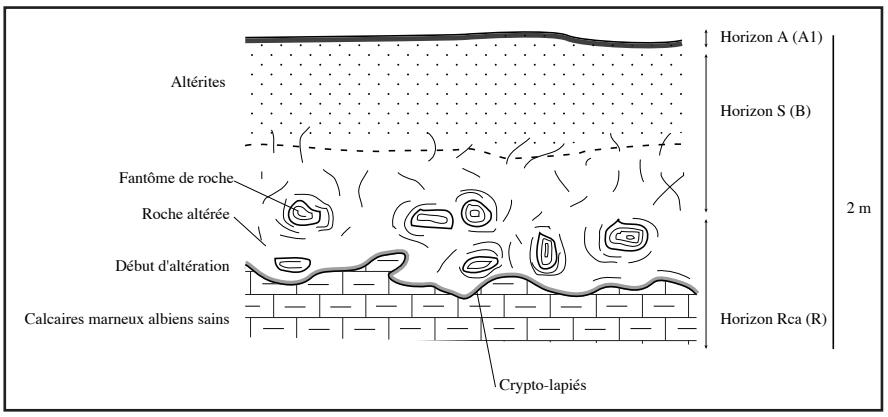


Figure 2-14 : Dissolution sous couverture des calcaires marneux albiens. Site d'Otxolatzé à 1 030 m d'altitude. Les altérites proviennent de la décomposition des calcaires marneux albiens. Elles sont argilo-limoneuses. Les argiles sont constituées en majorité par de l'illite et secondairement par de la kaolinite et de la chlorite. La fraction sableuse montre des micrograins de quartz bipyramidés. Ils proviennent de filons de quartz fibreux présents dans l'Albien. Le Référentiel Pédologique est utilisé pour désigner les différents horizons du sol. Les correspondances avec le référentiel de la Commission de Pédologie et de Cartographie des sols sont données entre parenthèses.

1. L'altération des calcaires marneux albiens

a. Le site d'Otxolatzé

Le profil d'Otxolatzé se situe à 1 030 m d'altitude dans les pâturages de la haute surface en bordure de la piste qui descend vers Elsarré (fig. 2-14).

En bas de coupe, l'Albien présente un faciès de calcaires marneux (≈ 60 % $CaCO_3$). Cet horizon Rca (RC selon la classification C.P.C.S) non altéré est de couleur gris sombre (Rock color chart : N3). La transition avec l'horizon S (= ancien horizon B de la classification C.P.C.S.) est marqué par un début d'altération de la roche qui devient plus tendre et plus claire (gris sombre moyen, N4). L'horizon d'altération de couleur jaune brunâtre (YR 10YR 6/6) est épais de 50 cm. Il est constitué par de la roche décarbonatée (pas de réaction à HCl) dans laquelle subsistent des noyaux moins altérés qui flottent dans le profil. L'évolution chimique s'effectue sous un manteau d'altérites argilo-limoneuses de couleur jaune (10YR 7/6) qui constitue l'horizon d'altération. Les argiles (éch. 220) sont constituées en majorité par de l'illite, secondairement par de la kaolinite et de la chlorite (RX : J. Lacroix, Lab. Géographie Physique, Meudon). Le cortège minéral est constitué de micrograins de quartz (anguleux et bipyramidés à inclusions fluides et parfois de type chaille) et de rares hornblendes vertes et micas.

Les altérites proviennent de la décomposition de l'Albien. Les insolubles de la roche (40 %) fournissent les argiles de décarbonatation. Les filons de quartz fibreux sont fréquents au sein de l'Albien (photo 2-9). Leur démantelement est à l'origine des nombreux quartz bipyramidés existant dans les argiles. En raison de la faiblesse de la pente, l'altération est ici supérieure à l'érosion, ce qui permet la conservation d'un sol épais d'un mètre.

b. L'importance de la dissolution différentielle : le site de Chahasquy

Les profils sont un peu différents sur les pentes à forte déclivité. La coupe de Chahasquy est située à 1 000 m d'altitude le long de la route qui mène au cayolar d'Asconoby. La photo 2-10 montre l'horizon Rca (RC) constitué de calcaires marneux albiens au pendage Az 260°/20°. L'horizon de transition entre la roche et les altérites est réduit à quelques centimètres. L'horizon S présente les mêmes caractéristiques que celles décrites pour le site d'Otxolatzé, mais il est réduit à 10 cm. L'altération des calcaires marneux se

Photo 2-9 : Filon de quartz fibreux au sein des calcaires marneux albiens. Le démantèlement de ces filons libère des petits quartz fibreux ou bipyramidés que l'on trouve en abondance dans les altérites de surface et les remplissages souterrains.

Photo 2-10 : Erosion différentielle dans les calcaires marneux albiens. L'altération des calcaires marneux se développe à la faveur de fissures qui sont élargies par dissolution et colmatées par les altérites. La roche possède des horizons plus ou moins carbonatés, les plus riches en insolubles étant les moins résistants.

Photo 2-11 : Vue générale des crypto-lapiés de la carrière de «marbre» de Camou sur le flanc oriental du massif. L'érosion des sols a entraîné l'exhumation de têtes arrondies de crypto-lapiés.

développe à la faveur de fissures qui sont élargies par dissolution et progressivement colmatées par les altérites. La roche possède des horizons plus ou moins carbonatés (de 35 à 90 % de $CaCO_3$). L'érosion s'exerce de façon différentielle : elle progresse plus facilement dans les horizons riches en insolubles. Le colluvionnement est important car la pente est forte (30°) et la forêt est détruite au profit des pâturages. Par conséquent, la production des altérites ne peut compenser l'érosion des sols, d'où l'existence d'une couverture mince qui laisse percer la roche sous-jacente.

2. Caractère du crypto-karst dans les calcaires urgoniens

La carrière «de marbre», située sur la bordure orientale du massif entre Aussurucq et Camou-Sihigue à l'altitude de 400 m, montre la morphologie de l'épikarst dans les calcaires urgoniens. L'érosion des sols due à la déforestation et à l'élevage extensif, a entraîné l'exhumation de têtes arrondies de crypto-lapiés (photo 2-11). Les sols se réduisent à quelques lambeaux qui arrivent à se maintenir dans les creux de la roche affleurante. Dans ces poches, on trouve des clastes ou des fragments de roche flottant dans la matrice argilo-limoneuse (photo 2–12).

a. Etude micropédologique des altérites infiltrées

L'échantillon 272, prélevé à l'interface calcaire/altérite, montre en lame mince la succession suivante :
1/ un horizon décarbonaté de quelques millimètres avec pénétration de quartz et de fer ;
2/ des revêtements argileux (argilanes) ;
3/ des altérites présentant un squelette fin constitué de grains de quartz et de cuirasse noyés dans un plasma argileux. Les quartz (10 à 500 μm) sont anguleux ou légérement arrondis pour les plus gros. Certains quartz présentent une surface altérée à golfes de corrosion. Les grains de cuirasses (10 à 700 μm) sont bien roulés dans les fractions supérieures à 50 μm. Ce sont des cuirasses microgréseuses à squelette de quartz et ciment hématitique. D'autre part, il existe un cortège minéral allochtone formé par quelques grains de verre, feldspath, épidote, amphibole, roches (quartzite, phyllites, fantômes de grès) d'une taille de 30 à 120 μm. Il provient du Trias ophitique, des flyschs et des poudingues de Mendibelza. Les grains sont noyés dans un plasma argileux selon une distribution porphyrique. De la silice de néoformation forme une plage de 2 mm de long ;
4/ des éléments de calcaires urgoniens (> 10 mm) flottant dans le ciment argileux. La roche présente une altération pelliculaire par décarbonatation de 150 μm avec infiltration des argiles et des micrograins ferrugineux.

b. Origine des altérites et nature de la crypto-corrosion

L'altération du calcaire urgonien sous le manteau d'altérites se développe par un ensemble de fissures colmatées jouant le rôle de mêche (horizon Rca). Le réseau de microfissures (joints de fracture, stylolites) élargies par la pénétration de l'eau puis des solutions pédologiques forme des microcavités et des micropuits. Il s'agit d'une décalcification pelliculaire typique sur roche dure, s'exerçant au profil des joints, comme celle qui a été étudiée en région méditerranéenne sous les sols fersiallitiques [Lamouroux, 1972].

Cependant cette décalcification se produit ici dans un contexte humide sans saison sèche marquée (photo 2-13 et fig. 2–15). La descente des flux hydriques se traduit par des structures fluidales illustrées par des revêtements argileux d'illuviation bien visibles sur lame mince. Ce phénomène de cutanisation est typique du soutirage karstique en roche calcaire dure et fissurée [Verheye, 1989].

Les altérites (éch. 270) soutirées à plus de 6 m de profondeur dans de profondes fissures correspondent à un horizon S argilo-limoneux brun très clair (Munsell, 10YR 7/4) à faible réserve calcique (1,3 % de $CaCO_3$). La fraction sableuse (3,9 %) est constituée par des grains calcaires (32 %), des quartz abondants et des grains roulés de cuirasse ferrugineuse. Le sol soutiré

Photo 2-12 : Carrière de «marbre» de Camou, bordure est des Arbailles. Les formes lisses de la roche sont caractéristiques d'une évolution crypto-karstique. Les sols se maintiennent dans les creux de la roche. Des blocs flottent dans la matrice argilo-limoneuse.

joue le rôle d'une compresse humide responsable des formes douces et arrondies de la roche typique de lapiés se formant sous couverture d'altérites (lapiés arrondis ou *rundkarren*).

B. Erosion des sols et évolution progressive vers les karsts nus

1. Processus d'évolution des modelés crypto-karstiques

L'étude des séquences pédo-altéritiques décrites précédemment montre que les calcaires étaient recouverts, dans un premier temps, par une couverture d'altérites. Au contact du sol et de la roche, la dissolution est importante car l'atmosphère confinée du sol contient plus de CO_2 (jusqu'à 2 % au lieu de 0,03 % dans l'atmosphère). Les acides organiques (humiques et fulviques) servent aussi de relais dans l'attaque du calcaire. Quand le sol est épais (> 1m), il contient longtemps de l'humidité et tient lieu de compresse au contact de laquelle la corrosion progresse.

Les formes de corrosion sous couverture se traduisent par un modelé aux formes arrondies, convexes et lisses. La roche se dissout en libérant des résidus insolubles qui permettent la constitution d'une gangue légèrement acide constituée par les propres résidus de décalcification de la masse carbonatée. Cependant, il faut distinguer ici deux cas de figure :

— Les altérites essentiellement constituées par les résidus de la décalcification

Les calcaires marneux, qui contiennent jusqu'à 65 % d'insolubles (tabl. 1-2), libèrent des argiles et des limons en proportion importante. A l'affleurement, les calcaires marneux sont surtout représentés par l'Albien. L'étude d'une vingtaine de coupes d'altérites recouvrant ces terrains montre que la texture argilo-limoneuse contient rarement plus de 5 % de sables. Ces derniers sont constitués essentiellement de grains de quartz anguleux (bipyramidés et sédimentaires) mélangés à des grains de cuirasse ferrugineuse. Les quartz proviennent du démantèlement de filons quartzeux inclus dans les marnes albiennes (photo 2-9).

— Les altérites contenant les résidus de la décalcification associés à des matériaux allochtones

Les calcaires purs ont un pourcentage de carbonates égal ou supérieur à 95 % (tabl. 1-2). C'est pourquoi les masses épaisses d'argiles qui tapissent le fond des dépressions ne peuvent pas provenir uniquement de l'altération des calcaires *in situ*, mais de l'évolution pédologique de matériaux allochtones.

L'étude d'une trentaine de coupes montre que la matrice est limoneuse ou argilo-limoneuse. La fraction sableuse (< 4 %), outre les grains de cuirasse ferrugineuse, présente deux cortèges principaux : 1/ des quartz bipyramidés et sédimentaires provenant de l'altération des calcaires marneux albiens ; 2/ des hornblendes vertes, épidotes, sphérolites de calcédoines, zircons, grains de roche (quartzites, phyllites, fantômes de grès) et rares micas ayant pour origine le massif de Mendibelza et/ou la couverture de flysch.

Photo 2-13 : Les processus de dissolution sous couverture d'altérites des calcaires purs, carrière de Camou à 400 m d'altitude. L'altération du calcaire urgonien se développe par un ensemble de fissures élargies par dissolution puis colmatées par les altérites (cf. fig. 2-15).

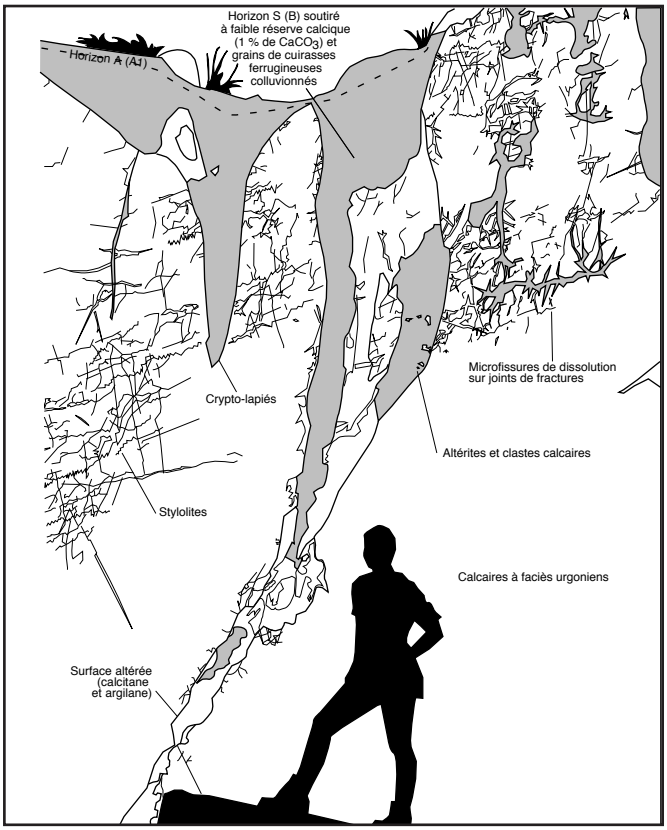


Figure 2-15 : La carrière de Camou. Crypto-lapiés dans les calcaires à faciès urgonien (dessin d'après photographie). L'altération de calcaire urgonien sous le manteau d'altérites se développe par un ensemble de fissures colmatées jouant le rôle de mêche. Le réseau de microfissures élargies par la pénétration de l'eau, puis des solutions pédologiques, forme des microcavités et des micropuits. Le sol soutiré joue le rôle d'une compresse humide responsable des formes douces et arrondies de la roche. Cf. photos 2-11 et 2-13. Le référentiel Pédologique est utilisé pour désigner les différents horizons du sol. Les correspondances avec le référentiel de la Commission de Pédologie et de Cartographie des sols sont données entre parenthèses.

La fraction fine (< 150 μm) est anguleuse car trop petite pour pouvoir acquérir un quelconque émoussé. La fraction grossière (>0,5 mm), essentiellement composée de quartz, présente quelques grains anguleux et une majorité de grains émoussés et roulés, parfois recassés (remaniement). Les quartz sont transparents, translucides, laiteux, teintés de rouille ou de rouge en surface ou le long des fissures, luisants ou mats (par début d'attaque chimique au sein du profil, plutôt que par érosion éolienne).

Dans un deuxième temps, un karst nu apparaît par érosion du manteau d'altérites (ruissellement, solifluxion) et par soutirage. Sous l'effet de la pluie et avec le temps, les calcaires mis à nu, se couvrent de cannelures, de ciselures se recoupant en arêtes vives (*rillenkarren*). Des formes anguleuses voire coupantes sont donc le résultat d'une évolution à l'air libre.

2. Typologie des lapiés : les modelés du crypto-karst au karst nu

a. Types de lapiés dans les calcaires marneux

Les calcaires marneux susceptibles de dégager par altération d'importantes proportions d'argile possèdent généralement une couverture continue. Les sols les plus profonds se rencontrent dans le fond des dolines et des vallées sèches et doivent leur épaisseur aux colluvionnements venus des versants.

Au moins 4 m de dépôts s'accumulent ainsi dans le fond de la vallée d'Ibar Naba (fig. 2-9). Sur les surfaces planes, les sols restent importants. Sur la haute surface d'Apanicé, ils dépassent souvent 1 m d'épaisseur. Dans ces cas précis, l'évolution des calcaires est exclusivement crypto-karstique et ne peut être appréhendée qu'à la faveur de coupes de route ou de carrière.

Par contre, sur les pentes, la couverture devient parfois discontinue laissant apparaître des têtes de lapiés, hauts au maximum d'une vingtaine de centimètres (photo 8-1). Les modelés arrondis indiquent qu'ils sont récemment exposés à l'air libre. Plus rarement des formes plus tourmentées montrent un décapage ancien. L'impureté des calcaires empêche néanmoins l'évolution vers des lapiés bien constitués. Les actions humaines sont ici déterminantes dans l'érosion accélérée des pentes (chap. 8). Les calcaires apparaissent à la faveur des pistes (marno-calcaires d'Hosta au sommet du Belchou) et des déboisements. Les versants exposés au sud sont, de ce point de vue, particulièrement menacés : vallée d'Ibar Naba.

b. Types de lapiés dans les calcaires purs

Les lapiés règnent en maître dans les calcaires purs, ce qui rend ces zones difficilement accessibles (photos 2-15 et 2–16). Les impacts anthropiques sont donc moins importants même si certains versants sont exploités pour leurs ressources forestières et certains secteurs parcourus par les troupeaux (chap. 8). Deux secteurs ont été peu fréquentés : Hasgagnia et Guillembero. Dans ces calcaires purs, les lapiés sont plus diversifiés. Plusieurs familles se distinguent :

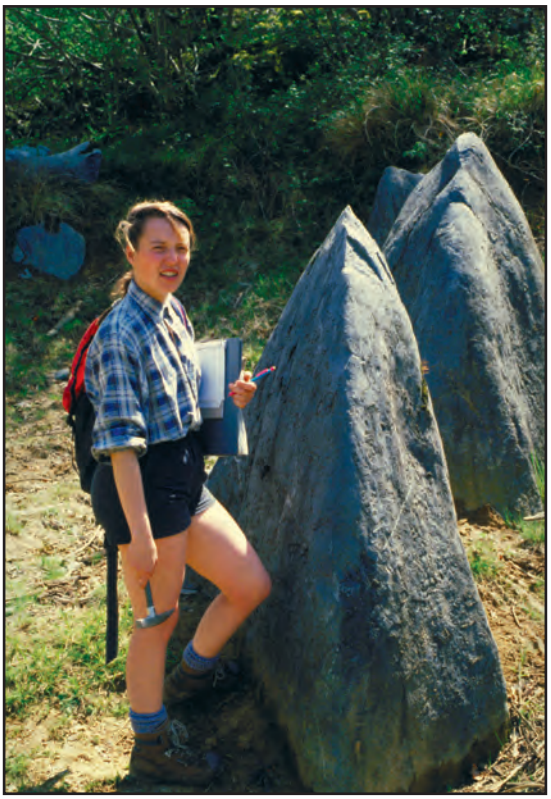


Photo 2-14 : «Dents de pierre» développés dans les calcaires à faciès urgonien (croix d'Artékatia du cirque «karstique» de Camou). Cette forme de corrosion formée sous couverture se caractérise par un modelé aux formes arrondies, convexes et lisses. La forme pointue sommitale a été acquise postérieurement au décapage. Des modelés identiques, mais plus importants, ont été observés dans d'autres régions du globe, par exemple dans les «Forêts de Pierre» de Lunan (Yunnan, Chine) [Ford, Salomon et Williams, 1996].

— Crypto-lapiés sous couverture forestière : bas versant oriental d'Elsarré et vallée d'Esté

Sur le bas versant oriental d'Elsarré, de rares têtes de crypto-lapiés moussus (Aptien) émergent d'une dizaine de centimètres au-dessus d'une couverture d'humus (décomposition des feuilles de hêtre) et d'altérites. A Esté, le soutirage est plus actif. Les roches (1,50 m de haut) sont séparées par des couloirs terreux où la corrosion s'est développée plus profondement par exploitation des zones de faiblesse de la roche (diaclases) (photo 2-15). Ces zones sont alors laissées à la forêt, mais les troupeaux y pâturent librement. L'action de la végétation est bien visible : éclatement et soulèvement de blocs par les racines.

— Crypto-lapiés sous couverture herbacée : Elsarré

Des chicots arrondis d'Urgonien sont espacés au sein des altérites recouvertes par un maigre pâturage d'altitude. Les coupes naturelles offertes par les avens montrent que l'épaisseur de la couverture est variable : d'une dizaine de centimètres à plusieurs mètres dans les diaclases et fractures d'origine, élargies par dissolution.

— Lapiés en table : sommet du Belchou

Les calcaires du Kimméridgien sont à l'origine de grandes tables inclinées dans le pendage (Az 170°/25°). Le découpage de ces tables se fait par l'intermédiaire des diaclases qui constituent des joints nombreux et sensibles à la dissolution différentielle. Malgré leur ouverture initiale faible, l'eau par dissolution les transforme en fissures profondes d'une vingtaine de centimètres où subsiste un peu de sol. L'ensemble constitue les lapiés de diaclases classiques (*kluftkarren*).

— Lapiés de bord de doline sous couverture forestière : Guillembero

Le fond rocheux des dolines disparaît sous une importante épaisseur d'humus et de sol. La roche réapparaît sur les bordures hautes d'une dizaine de mètres sous la forme de lapiès aiguisées : bords déchiquetés et arêtes coupantes entrecoupés de profondes fissures remplies de feuilles.

— Lapiès de type alpin sur les hauts sommets : Hasgagnia (1 050 m)

Ces lapiés s'apparentent à ceux que l'on trouve fréquemment dans les hautes montagnes calcaires (photo 2-16). La roche présente des rigoles (*rinnenkarren*), cannelures (*rillenkarren*), fentes profondes (*kluftkarren*), disposées dans le sens de la pente, dues au ruissellement de l'eau de pluie. On observe

Photo 2-15 : Crypto-lapiés sous couverture forestière à Esté dans les calcaires massifs aptiens. Les roches sont séparées par des couloirs terreux où la corrosion s'est développée plus profondement par exploitation des zones de faiblesse de la roche (diaclases).

aussi quelques rares cuvettes de dissolution (*kamenitza*) qui rappellent le rôle de la corrosion biochimique. Les lapiés sont plus développés sur les versants sud-ouest. Le pendage étant monoclinal, une explication climatique s'impose : ces versants sont à la fois brulés par le soleil (exposition sud) et soumis aux vents dominants chargés d'humidité (exposition ouest).

— Lapiés démantelés (champs de pierre) : pic Escouareguibelgagna (629 m)

Le pic est situé au nord de la ferme Apoloborro sur la commune de Camou. Les lapiés y sont démantelés en raison de l'existence d'un calcaire aptien moins massif qui se prête mieux à l'action du gel. Les blocs anguleux, d'un diamètre supérieur à 20 cm, recouvrent en amas instables la roche en place. Les pierres basculées contribuent au comblement des fentes.

3. Caractéristiques des sols des karsts des Arbailles

Les sols possèdent donc une action déterminante sur les modelés karstiques des Arbailles en conditionnant par leur présence un certain type d'évolution crypto-karstique et par leur absence la possibilité d'une transformation progressive aboutissant aux formes typiques des karsts nus. Il est donc important de pouvoir décrire les caractéristiques des sols des Arbailles qui sont à la fois le reflet des conditions internes (sous-sol et topographie) et externes (climat et végétation).

Pour une première approche des sols du karst des Arbailles, nous avons repris les 130 relevés de terrain réalisés sous couverture forestière par S. Baffalio [1995] pour les besoins d'*«une approche stationnelle d'une hêtraie sur roche calcaire»* complétés par trois relevés dans les pâturages d'altitude.

Nous avons utilisé le référentiel Pédologique (R.P.) pour désigner les différents horizons du sol [A.F.E.S., 1992]. Les correspondances avec le Référentiel de la Commission de Pédologie et de Cartographie des sols [C.P.C.S., 1967] sont données une première fois entre parenthèses. Afin d'éviter toute confusion, on trouvera ci-dessous les définitions des sigles utilisés :

— A (ou A1) : horizon mixte contenant en mélange de la matière organique (moins de 30 %) et de la matière minérale ;

— S (ou B) : l'horizon structural S est typiquement un horizon pédologique d'altération. Il est le siège de processus tels que altération des minéraux primaires, libération d'oxy-hydroxydes de fer, décarbonatation ;

— Rca (ou RC) : roches calcaires dures, massives ou peu fragmentées avec des fissures qui peuvent piéger des matières provenant des horizons supérieurs. Des phénomènes de dissolution, de désagrégation et d'altération localisés se produisent dans les joints de la roche.

Sous couvert forestier, des débris végétaux de toute nature, feuilles, rameaux morts, qui tombent sur le sol, constituent la source essentielle de la matière organique. Les litières (masse végétale encore peu transformée) sont rapidement décomposées (≤ 2 ans environ) en raison du climat doux et humide qui induit une forte activité biologique. Cette dernière est de plus favorisée par la richesse en calcium. La couche noire (OH) est absente. Seules les feuilles de l'année sont généralement observables, plus rarement s'y ajoutent les feuilles blanchies anciennes.

La structure de l'horizon A est grumeleuse à finement grumeleuse. Les couleurs les plus fréquentes sont le brun très foncé (10YR 2/2) et le brun-grisâtre très foncé (10YR 3/2). On trouve aussi des teintes brunes foncées (10YR 3/3), grises très foncées (10YR 3/1) et noires (10YR 2/1). Le pH varie de 4 à 7. L'horizon A ne fait jamais effervescence à l'acide.

Les humus observés appartiennent donc tous à la classe des mulls, notamment des mésomulls mésotrophes (mulls mésotrophes) (80 % des sites), peu fréquemment des eumulls (mulls eutrophes) (18 %) et très rarement des oligomulls (mulls oligotrophes) (1,6 %).

Sur les pâturages d'altitude, les apports de matière organique fraîche sont insuffisants et la réserve d'humus est très faible.

Tous les sols observés (83 stations sur calcaires purs, 37 sur calcaires marneux et 6 sur éboulis calcaires) se caractérisent en

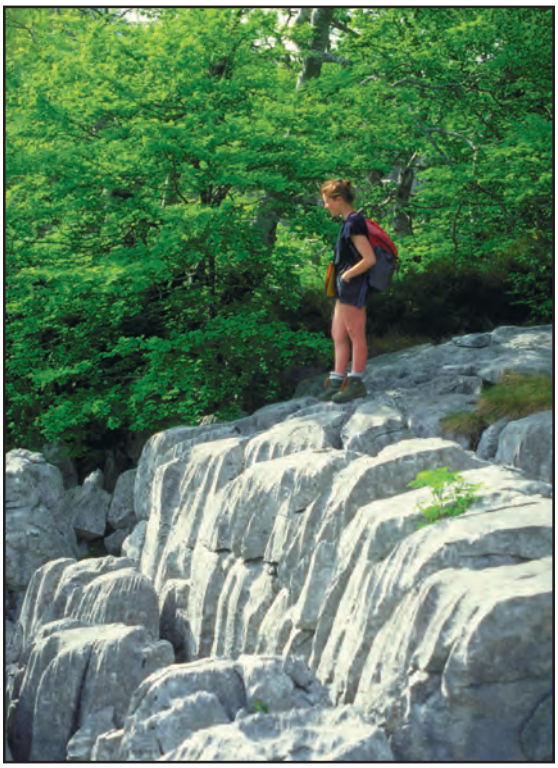


Photo 2-16 : Lapiés de type alpin sur la crête d'Hasgagnia. Les sols ont disparu par érosion et soutirage (ruissellement). Les pluies contribuent à la formation de cannelures et de fentes profondes.

général par un horizon structural (S) très bien développé. Souvent deux niveaux aux caractéristiques un peu différentes, ont pu être distingués.

La structure est le plus souvent polyédrique, subangulaire, plus rarement massive.

La texture varie en fonction de la nature du substratum. On constate un enrichissement en argile pour les sols sur marno-calcaires et calcaires marneux. Ainsi, pour les calcaires purs, les limons moyens dominent dans le niveau supérieur (LM : 48 % ; limons argileux : 44 % ; argiles limoneuses : 8 %) et les limons argileux dans le niveau inférieur (LA : 60 % ; LM : 28 % ; AL : 12 %). Pour les calcaires marneux les limons argileux dominent (niveau supérieur LA : 65 % ; LM : 22 % ; AL : 13 % - niveau inférieur LA : 54 % ; AL : 38 % ; LM : 8 %). Dans 71 % des cas, on ne peut pas parler de lessivage puisque la texture reste identique dans les deux niveaux. Pour les 29 % restants, on passe des limons moyens aux limons argileux ou des limons argileux aux argiles limoneuses. Les argiles subissent donc un certain mouvement (illuviation), mais la morphologie macroscopique du solum ne montre pas de différenciation notable : la structure, la couleur restent presque identiques.

La compacité varie de meuble (généralement le haut de l'horizon) à compacte, voire très compacte (bas de l'horizon).

L'horizon S est décarbonaté. Les calcaires marneux ne font pas effervescence à l'acide. Deux sols, sur calcaires purs, ont réagi en raison de l'existence de petits débris de roche inclus dans les prélèvements. Observation identique pour les prélèvements effectués dans les éboulis calcaires où deux sites sur quatre ont montré une réaction à l'HCl. Cette décarbonatation intervient par entraînement de bicarbonate de calcium provenant de la dissolution progressive des carbonates sous l'influence des eaux pluviales chargées de CO_2 dissous. En raison de l'humidité du climat, le processus est rapide.

Les couleurs relevées sur le terrain concernent des échantillons humides. Les couleurs les plus fréquentes de l'horizon S sont les teintes brunes : brun (10YR 5/3), brun foncé (10YR 4/3), brun-jaunâtre (10YR 5/6 - 5/4), brun-jaunâtre foncé (10YR 4/4 - 4/6 - 3/4), brun-grisâtre foncé et très foncé (10YR 4/2 et 3/2). Généralement l'horizon s'éclaircit en bas de profil. Cette couleur brune est liée à la libération du fer. Des tâches grises et rouille dans les sols existent et correspondent à l'altération de cailloux avec phénomène de ségrégation du fer. Les tâches rouges observées dans les calcaires marneux sont la conséquence d'une certaine hydromorphie due au tassement du sol (surpâturage).

Le pH à la base de l'horizon tourne autour de 5 (valeurs extrêmes : 4 et 7,7).

La surface occupée par les blocs est importante dans les calcaires purs (de 0 à 100 % de la surface pour une moyenne de 40 %) où la présence des lapiés est la règle générale. La roche affleurante est rare dans les calcaires marneux (de 0 à 60 %, moyenne : 13 %). La surface occupée par les blocs conditionne généralement la charge en cailloux du profil. Cette charge en cailloux est ainsi supérieure à 60 % pour 23 % des relevés sur calcaires purs, pour 8 % des relevés sur calcaires marneux et pour 67 % sur éboulis calcaire. La profondeur des sols varie entre 20 cm et 1,40 m pour les calcaires purs (68 cm de moyenne) et entre 30 et 1,60 m pour les calcaires marneux (84 cm de moyenne).

L'exposition et la topographie jouent ici un rôle important. Les versants sud montrent les sols les plus minces et les plus secs : versant sud du Pic des Vautours et de l'Apoura. La végétation prend alors des caractéristiques à influence méditerranéenne (série du Chêne pubescent). Le haut des pentes tend à s'appauvrir au profit des dépressions qui s'enrichissent en éléments importés depuis les zones en saillie. Les sols les plus profonds se situent donc dans le fond des dolines ou des vallons. Cette évolution est d'autant plus visible que les secteurs ont été mis en valeur par l'homme (chap. 8).

Sur calcaires purs, le contact est généralement franc entre l'horizon structural S et la roche dure R. Par contre, les calcaires marneux montrent généralement un horizon de transition C. Il s'agit d'un horizon minéral de profondeur qui a subi, dans toute sa masse, une altération chimique. Il est décarbonaté et de même couleur que la roche marneuse R.

Enfin, dix relevés dans les calcaires purs montrent l'absence de lombrics qui sont pour tous les autres sites généralement nombreux ou très nombreux. La macrofaune est importante dans la structuration de l'horizon A des mulls en divisant la litière et en l'incorporant au sol minéral. Les nombreux amas de turricules (déjection des lombrics) indiquent que la formation des agrégats argilo-humiques est facilitée et leur cohésion assurée. Les lombrics anéciques, qui descendent profondément dans les horizons minéraux, sont nombreux et contribuent à l'équilibre et à la permanence du profil pédologique en ramenant en surface une partie des argiles et des ions entraînés.

La quasi totalité des sols étudiés se rattache à la classe des brunisols (sols bruns). Ce sont des brunisols saturés, mésosaturés, oligo-saturés (sols bruns eutrophes, mésotrophes ou oligotrophes). Plus rarement, on est en présence de néoluvisols de la classe des luvisols (sols bruns lessivés). L'horizon S (B) est alors remplacé par un horizon E (A2) appauvri en argile et en fer et BT (Bt) enrichi en argile et en fer. Très rarement on observe des calcisols (sols bruns calciques) qui appartiennent à la classe des solums carbonatés et saturés.

Ainsi, les sols des karsts du massif des Arbailles ne constituent pas un milieu inerte reflétant uniquement la composition des calcaires sous-jacents. Au contraire, ils évoluent aux dépens du matériel minéral pour aboutir à un état d'équilibre stable avec la végétation naturelle. Celle-ci apporte une certaine quantité de matière organique au sol dont les propriétés reflètent et intègrent l'ensemble des facteurs du milieu. Au cours de la pédogenèse, le sol s'approfondit progressivement, ce qui permet la différenciation de strates successives de couleurs, de textures et de structures différentes (horizons). Les facteurs externes pouvant faire varier les profils (ensemble des horizons) sont nombreux : substratum, apport allochtone (ancienne couverture aujourd'hui disparue), altitude, topographie, climat, exposition, végétation, impact anthropique (chap. 8).

Conclusion

Le réseau de vallées sèches, les grandes buttes résiduelles, les vallées dolinaires et les mégadolines du massif des Arbailles résultent d'une évolution complexe qui associe des formes d'érosion fluviatile asséchées par l'infiltration des eaux (fluvio-karst) et des formes liées exclusivement à la dissolution (karst). Au sein des érosions proprement karstiques, nous avons pu distinguer les formes acquises sous une couverture d'altérites (crypto-karst) et les formes résultant d'une évolution à l'air libre (karst nu).

Dans les chapitres 3 et 4, l'étude plus approfondie du karst des Arbailles a pour objectif d'expliquer sa genèse et de replacer cette dernière dans une chronologie logique d'évolution notamment à partir des indicateurs endokarstiques (cavités et remplissages).

Chapitre 3

Les paléokarsts et les paléocavités démantelées

Indicateurs des phases de karstification au Mésozoïque et au Cénozoïque

Résumé

Le massif des Arbailles présente un éventail important d'indices paléokarstiques qui sont les témoins des multiples phases de karstification du Mésozoïque au Cénozoïque.

Les phases anté-tertiaires sont longues et nombreuses et témoignent d'une instabilité de la zone notamment pendant le Jurassique et le Crétacé à la suite de l'ouverture de l'Atlantique. La phase de la fin du Jurassique a permis le développement d'une véritable surface karstique marquée en particulier par le dépôt de bauxites. Les brèches d'Arhansus localisées sur la bordure sud prouvent l'existence d'une phase de rifting éocrétacée responsable d'une émersion au cours de l'Aptien (Gargasien supérieur). Le gouffre d'Apanicé par sa profondeur importante offre la possibilité d'observer l'organisation des terrains sédimentaires sur 500 m de dénivellation. Une discontinuité très visible dans la masse des calcaires urgoniens (surface de ravinement) confirme l'existence d'une phase d'émersion et de karstification sur la bordure sud de la plate-forme carbonatée au cours de l'Aptien.

Les phases attribuées au Tertiaire sont représentées par des paléocavités démantelées situées au sommet des buttes karstiques, par des poches localisées sur la haute surface et par des pertes décapitées.

L'étude des remplissages prouve l'existence d'un climat chaud à saisons contrastées (cuirasses) et une paléotopographie aujourd'hui disparue. Les coupes étudiées montrent des concrétionnements stalagmitiques associés à des brèches et des dépôts fluviatiles indurés qui attestent d'une relation directe avec la Haute Chaîne, ce qui repousse leur mise en place à une date antérieure à l'incision des grandes vallées consécutive à la forte surrection plio-quaternaire. Les coupes montrent aussi une alimentation généralisée par les calcaires marneux albiens qui devaient recouvrir l'ensemble des Arbailles avant leur décapage sur les parties structuralement élevées.

Enfin, l'étude des poches d'altérites et des cuirasses permet de préciser les modalités de la pédogenèse au cours de l'évolution géomorphologique mio-plio-quaternaire : climat chaud et régime en surrection.

Mots-clés : paléokarst, paléocavité, paléogéographie, orogenèse, bauxite, discordance, réseau décapité, Mésozoïque, Cénozoïque.

Chapter 3

Paleokarst and dismantled paleocavities

Indicators of karstification periods during Mesozoïc and Cenozoïc

Abstract

The Arbailles mountains show a large pannel of paleokarstic marks, witnesses of numerous periods of karstification from Mesozoïc to Cenozoïc.

Ante-tertiary periods are durable and numerous. They witness an instability of the region especially in jurassic and cretaceous times following the opening of the Atlantic. The end of the jurassic period allowed the formation of a genuine karstic surface especially marked by bauxite deposit. Breccia in the south border near Arhansus show proof of an eocretaceous rifting period liable for an emersion during Aptian (upper Gargasian). The swallowhole of Apanicé, thanks to its important depth, gives the opportunity to explore the organization of sedimentary grounds on 500 metres of difference in level. A discontinuity, obvious in the mass of the urgonian limestone (a gullying level), appears as a confirmation of an emersive and karstic period in the south border of carbonated table during Aptian.

The periods alloted to Tertiary are witnessed by dismantled paleocavities located at the top of karstic hillocks, by pockets in the upper surface and by beheaded drains.

The studies of fillings (hardpans) give evidence of a hot climate whith contrasted seasons and of a whole paleotopography no more existing. The examinations on sections moreover show a generalized feeding through marly albian limestones which probably covered all the Arbailles before scouring of their elevated structured surfaces.

At last, the examination of pockets of alterites and hardpans allows to give precisions about the pedogenese process during the mio-plio-quaternary geomorphologic evolution : a hot climate in surrective conditions.

Key-words : paleokarst, paleocavity, paleogeography, orogenese, bauxite, unconformability, beheaded system, Mesozoïc, Cenozoïc.

Introduction

Le massif des Arbailles présente un éventail important d'indices paléokarstiques qui sont les témoins des multiples phases de karstification qui se sont succédées au Mésozoïque et au Cénozoïque. Les phases anté-tertiaires ont une incidence faible sur le relief actuel, mais elles présentent un intérêt important sur le plan paléogéographique et au niveau des processus mis en jeu.

Les phases attribuées au Tertiaire (Néogène) sont représentées premièrement par des paléocavités situées au sommet des buttes karstiques totalement ou en grande partie démantelées dont il ne reste que des remplissages détritiques (grès fluviatiles, conglomérats), des concrétionnements stalagmitiques et des éléments de paléocuirasses ferrugineuses à l'affleurement. D'autres cavités anciennes, partiellement détruites (puits recoupés, salles effondrées), apparaissent sur le flanc des buttes et des vallées : elles sont également caractérisées par des dépôts détritiques et stalagmitiques, mais elles se poursuivent généralement en profondeur et peuvent donner accès à des réseaux plus récents (rivières souterraines). C'est pour cette raison que nous serons amenés à reprendre l'étude de certaines cavités polygéniques dans les chapitres 4 et 6.

Ces indices de paléocavités rencontrés au sommet des grandes buttes karstiques, dans les vallées perchées de la haute surface des Arbailles, voire à plus basse altitude, posent plusieurs questions géomorphologiques importantes pour la compréhension de l'évolution du massif : la nature du paléoenvironnement, l'âge des dépôts et la tranche de roche disparue par érosion depuis leur formation.

I. Les paléokarsts prétertiaires : indicateurs de l'évolution karstique avant l'orogénèse principale des Pyrénées

A. Etat des recherches

Dans les séries carbonatées des Arbailles, on observe les traces d'anciennes phases de karstification antérieures à la phase orogénique principale des Pyrénées au Lutétien moyen. Elles se présentent sous plusieurs formes : remplissages de fissures, surfaces d'altération et paléoaltérites, poches ou paléoconduits colmatés par des formations détritiques et/ou des concrétionnements calcitiques. Ces témoins montrent l'existence d'anciens épisodes continentaux assez longs pour permettre la mise en place de modelés karstiques. Il demeure souvent des incertitudes concernant l'âge des différents paléokarsts et la genèse des matériaux qui les remplissent. Cependant, les recherches menées sur les Arbailles permettent de reconnaître l'existence de plusieurs exondations liées à des phases de rifting. Seuls les dépôts calés dans le temps sont cités :

1/ Des brèches polygéniques à éléments hétérométriques (quelques millimètres à 30 cm) et à matrice argileuse rouge, intercarlées avec des brèches polygéniques de *débris-flow* à matrice argilo-carbonatée jaune et ocre visibles à Béloscare, attestent d'un épisode continental au sein de l'Hettangien supérieur [Hogrel-Made, 1988]. J. Canérot [comm. écrite] les interprète comme des brèches diapiriques ou de *collapse*.

2/ Dans l'Aquitaine et les Pyrénées, l'arrêt momentané de la sédimentation entre le Lias inférieur et le Lias moyen est marqué par un *hard ground* localement ferruginisé. Au sud du pic de Béhorléguy, dans le calcaire oolithique du Sinémurien, M. Hogrel-Made [1988] décrit le passage latéral de cavités de dissolution dans des dolomies à patine beige (Hettangien supérieur probable) à des brèches éponges, puis à une brèche de dissolution d'effondrement à clastes oolithiques.

3/ Sur le versant nord du Belchou, vers 900 m (coupe de route), on observe des dépôts paléokarstiques au sommet des calcaires à microfilaments du Dogger. Les altérites sont associées à des paléocavités décimétriques aux parois altérées (N. Vanara et R. Maire, obs. de terrain). Sur lame mince (éch. 415), on observe une masse plasmique rougeâtre, contenant des grains de quartz et de cuirasses, caractérisée par de nombreux pores de dissolution et des plages de calcite secondaire (photo 3-1).

4/ A la fin du Malm, la région est portée à l'émersion en raison de la baisse générale de l'océan mondial [Haq et coll., 1987] combinée avec les modifications dans les mouvements relatifs des plaques (accélération probable de la dérive vers l'est de l'Ibérie par rapport à l'Europe). La sédimentation ne reprend qu'avec le Barrémien. Ainsi, l'émersion fini-jurassique (phase néo-cimmérienne) est la plus importante puisque la région se retrouve émergée pendant une longue période. La lacune qui comprend le Jurassique terminal et la base du Crétacé est marquée par la discordance de l'Aptien sur le Jurassique plus ou moins érodé, par l'existence de brèches et d'une paléosurface à cavités plurimétriques remplies de bauxites et d'argiles latéritiques. Les principaux sites étudiés (Béhorléguy, col d'Apanicé, Légnia, Lutogagne, Andoche) se situent sur la bordure sud du massif [Delfaud, 1969 ; Ollier et Rovira, 1983 ; Megard-Galli *et al*., 1984 ; Peybernes et Garot, 1984 ; Peybernes et Combes, 1987 ; Hogrel–Made, 1988 ; Lenoble, 1992 ; Canérot, 1996].

5/ La coupe de Belchou permet l'observation des calcaires du Crétacé inférieur (série des Echelles). J.-L. Lenoble [1992] y reconnaît plusieurs épisodes d'émersion. La succession des calcaires de Rébénacq est couronnée par un conglomérat remaniant les niveaux crétacés sous-jacents (émersion accompagnée d'une dolomitisation). Un karst affecte le dernier niveau à characées des calcaires à annélides.

6/ Au nord de Muruche, une surface d'émersion sépare les dépôts des calcaires urgoniens des marnes à spicules (poches de dissolution à remplissage géotrope micritique puis sparitique) [Lenoble, 1992].

L'ensemble des phénomènes décrits ci–dessus témoigne d'une instabilité de la zone pendant le Jurassique et le Crétacé et leur prise en compte est particulièrement importante pour la reconstitution des paléoenvironnements. Reprendre l'ensemble des sites aurait débordé largement du cadre de notre recherche. Par contre, nous nous sommes attachés à l'étude de quelques coupes afin de préciser la nature des processus mis en jeu. Il importait

notamment de pouvoir déterminer si une évolution karstique avait pu se développer et, en cas de réponse positive, de la caractériser.

B. Le «paléokarst à bauxite» de la limite Jurassique-Crétacé

Dans toutes les Pyrénées, le début du Crétacé est marqué par des émersions multiples qui se traduisent par la présence à la surface du Malm de dépôts continentaux connus sous le nom de «bauxite». Cependant, ce terme général décrit mal la variété des gisements. Ainsi dès 1969, P.-J. Combes souligne que les bauxites ariégeoises «*longtemps considérées comme anté-aptiennes, … forment en définitive non pas un seul niveau mais plusieurs horizons qui apparaissent à différentes époques entre le Barrémien et l'Albien inférieur*». Il montre que les transformations épigénétiques peuvent aboutir à une grande variété de faciès, dont l'interprétation peut être compliquée par des démantèlements karstiques secondaires et des remaniements.

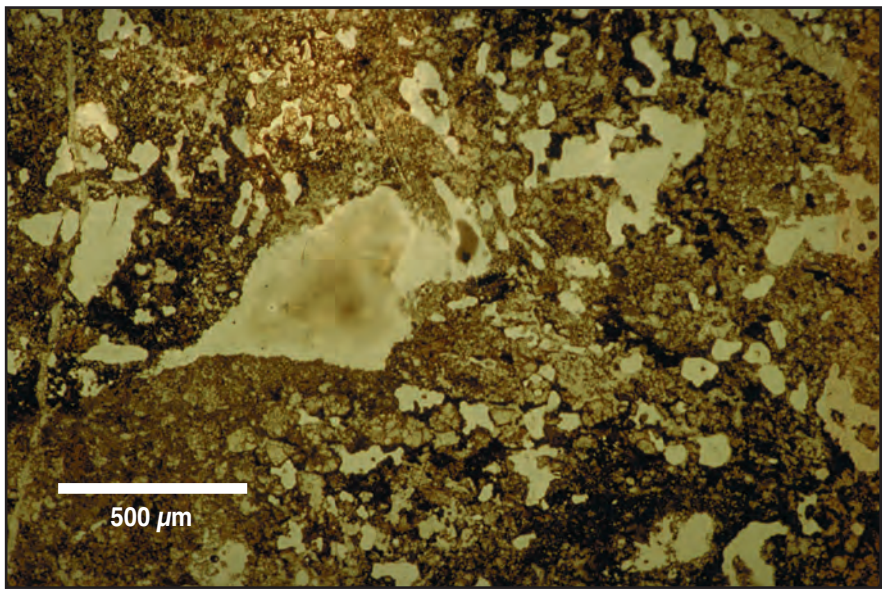


Photo 3-1 : Lame mince d'un dépôt paléokarstique du versant nord du Belchou, alt 900 m, sommet des calcaires du Dogger (éch. 415). La masse plasmique rougeâtre contenant des grains de quartz et de cuirasse est caractérisée par de nombreux pores de dissolution et des plages de calcite secondaire. L'échantillon est caractéristique d'une période d'émersion (lumière polarisée non analysée).

Dans les Pyrénées occidentales, des bauxites ont été reconnues dans les chaînons nord-pyrénéens. Des grès, situés à la base des calcaires à characées, annélides et choffatelles (Valanginien à Barrémien), sont bien représentés sur le flanc sud des aires anticlinales des Génies et de Montcaut et dans la bande méridionale du Mail d'Arreau jusqu'au sud du Prat d'Ourey (au sud-ouest de Lourdes). Ils deviennent plus sporadiques plus à l'est. Ces dépôts, d'une puissance maximale de trente mètres, mais le plus souvent ne dépassant pas une quinzaine de mètres, se présentent sous la forme de grès à ciment ferrugineux et grains de quartz. A leur base, ils remplissent des poches et cavités affectant la surface taraudée des couches sous-jacentes, généralement la dolomie portlantdienne, mais ils peuvent aussi reposer sur les dolomies callovo-oxfordiennes ou venir au contact du Kimméridgien. Le passage des grès aux calcaires sus-jacents se réalise par transition progressive d'un grès à un grès calcaire, à un calcaire gréseux et à un calcaire franc où les traces ferrugineuses disparaissent peu à peu. Ces dépôts ont livré des fossiles, mais indéterminables en raison de leur mauvais état de conversation [Godechot, 1962 ; Villanova, 1962 ; Casteras, 1970 ; Mediavilla, 1978].

Photo 3-2 : Bauxite du cayolar d'Andoche, bordure sud des Arbailles à 900 m d'altitude. Les bauxites se présentent sous la forme de brèches karstiques. Les fragments anguleux et corrodés de calcaires du Dogger sont noyés dans un ciment fin de couleur brun-verdâtre.

Plus à l'ouest, les grès ferrugineux se situent sur le flanc sud de le montagne du Rey (au sud-est de Louvie-Juzon). La coupe du versant sud du Pène d'Escot (anticlinal de Sarrance, au sud-est de Lurbe-St-Christau) montre sous les calcaires gréseux à nérinées, une brèche calcaire recristallisée à ciment verdâtre et éléments multicolores, très compacte reposant sur un ensemble composé de schistes ferrugineux, argileux, vert clair à nombreux cubes de pyrite et d'une croûte bauxitique, vacuolaire, limonitisée et bourrée par place de pisolithes ferrugineux fragmentés et écrasés ou de gravelles noires. Cette dernière repose sur le Kimméridgien calcaréo-bréchique. Brèche et bauxite se retrouvent sous les calcaires à annélides dans le chaînon de Bielle-Lourde (arête du pic d'Escurets à l'ouest de Louvie-Juzon). Dans le secteur des chaînons Ourdinse - pic de

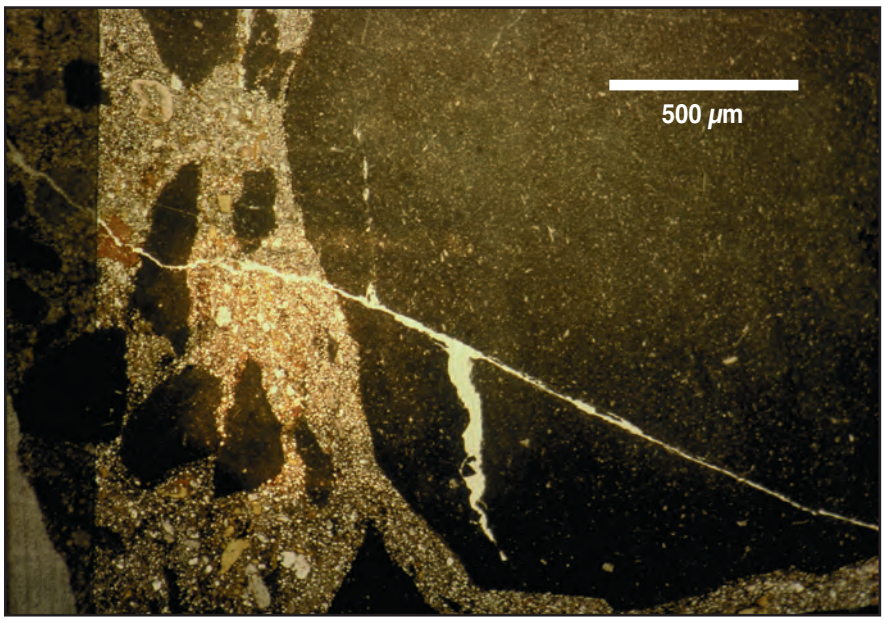


Photo 3-3 : Lame mince de la bauxite du cayolar d'Andoche (éch. 406 b). Les éléments calcaires présentent une surface très altérée à petits golfes de corrosion et revêtement rouge (ferri-argilanes). La pénétration des oxydes ferriques dans la masse du calcaire s'effectue par le réseau microporeux. Le ciment microgréseux est constitué en majorité par des grains de quartz (20-300 µm) noyés dans un plasma argilo-ferrugineux olive clair à jaunâtre selon une distribution porphyrique à pas simple ou double. Des petits grains de paléocuirasses remaniés sont constitués par des quartz cimentés par de la silice amorphe. L'ensemble de la structure bréchique est traversée par des infiltrations ferrugineuses postgénétiques (lumière polarisée non analysée).

Lauriolle (au sud-est de Sarrance), ils apparaissent sous forme de placages entre les dolomies callovo-oxfordiennes et les calcaires urgo-aptiens [Canérot, 1964 ; Casteras et coll., 1970 ; Combes et Peybernes, 1987].

Des dépôts d'argiles alumineuses très ferrugineuses reposent sur le Callovo-Oxfordien à l'est du Soum de Liorry, entre ce sommet et le pic Sudou et près des cols d'Irutiguty et d'Ebre (au sud de Lanne). Au pic de Sudou les argiles ferrugineuses, peu alumineuses, se chargent en granules ferrugineuses et en pisolites prenant ainsi une allure de bauxite de couleur verdâtre à rouille. Sur la montagne d'Ahargou, au sud de Laguinge-Restoue, des couches rouges et alumineuses existent au toit du Dogger [Paris, 1964 ; Casteras et coll., 1971 ; Combes et Peybernes, 1987]

Sur la structure de l'Arbéroue, à l'ouest d'Isturits, le Barrémien (Néocomien) correspond à un complexe lenticulaire où alternent calcaires, marnes et grès reposant en discordance sur des calcaires érodés du Kimméridgien localement rubéfiés [Boissonnas *et al*., 1974 ; Kienken et coll., 1972].

Dans le massif des Arbailles, nous avons étudié trois sites : l'un au sud du massif (Andoche), l'autre au nord (pic de Belchou) et le troisième correspondant à l'affleurement qui vient d'être découvert au nord-est du massif, sur le flanc nord du pic d'Etchécortia (fig. 1-10).

1. Etude des paléokarsts anté-aptiens : les sites d'Andoche et du Belchou

a. La bauxite d'Andoche

Sur la bordure sud des Arbailles, sous le cayolar d'Andoche à 900 m d'altitude, un affleurement de brèches, de paléoaltérites et d'argilites est visible sur une centaine de mètres entre les calcaires du Dogger et les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur (photo 3-2) [Castéras et coll., 1971].

Les brèches karstiques sont caractérisées par des fragments anguleux et corrodés de calcaires du Dogger noyés dans un ciment fin de couleur brun-verdâtre. En lame mince (éch. 406 a, b et c), les éléments calcaires présentent une surface très altérée à petits golfes de corrosion et revêtements rouges (ferri-argilanes). La pénétration des oxydes ferriques dans la masse du calcaire s'effectue par le réseau microporeux. Le ciment, de type microgréseux, est constitué en très grande majorité par des grains anguleux de quartz (20-300 µm) noyés dans un plasma argilo-ferrugineux olive clair à jaunâtre (5Y 6/3-6/8) selon une distribution porphyrique à pas simple ou double. On distingue également des petits grains de paléocuirasses remaniés constitués par des quartz cimentés par de la silice amorphe. L'ensemble de la structure bréchique (éléments calcaires et ciment) est traversé par des infiltrations ferrugineuses (photo 3-3).

b. La poche du Belchou

Sur la bordure nord du massif des Arbailles, le pic de Belchou offre un site complémentaire à celui d'Andoche. La poche observée se situe sur le versant sud-est, vers 1 118 m d'altitude, au sommet des calcaires gris-noir du Kimméridgien (fig. 3-1). Les dépôts en place ou dispersés sont abondants dans un rayon d'une dizaine de mètres. Le remplissage (éch. 477) est caractérisé par une masse argileuse de teinte brune (7,5YR 5/2) ou jaune (10YR

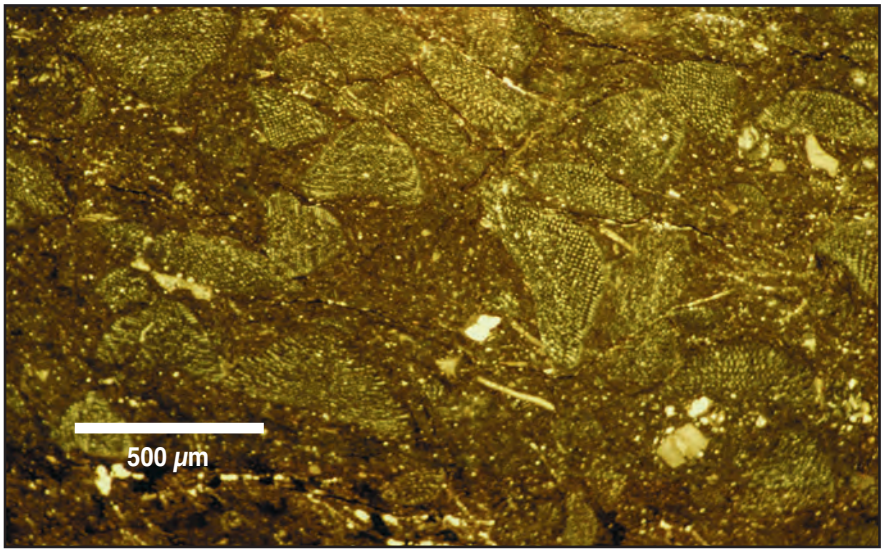


Photo 3-4 : Lame mince des niveaux à orbitolines de la séquence supérieure des brèches d'Arhansus (éch. 405). Les petits éléments de polypiers de 3 à 15 mm présentent une distribution porphyrique fermé (espacement proche, certains éléments se touchent). Ces éléments sont emballés dans un ciment gréseux jaune-rougeâtre. Le ciment présente un plasma argilo-carbonaté à ferri-argilanes et grains de roches. Des filonnets de calcite originels recoupent l'ensemble de la structure (lumière polarisée non analysée).

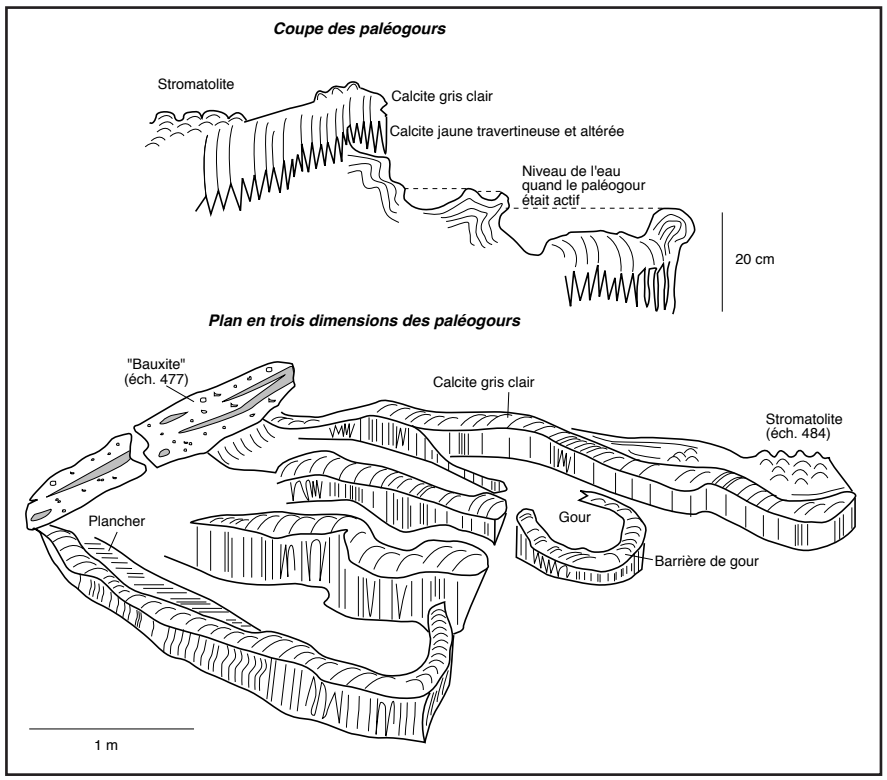


Figure 3-1 : Les paléogours du Belchou sud ravinent un paléokarst plus ancien attribuable aux karsts des bauxites de la limite Jurassique-Crétacé. Les barrières des gours sont constituées par une calcite travertineuse en longs et fins cristaux palissadiques, altérée de teinte jaune passant vers le haut à une calcite gris clair apparemment recristallisée qui gomme la structure fibreuse originelle.

7/6) fortement indurée par une calcite micritique et infiltrée par des fissures remplies d'une argile jaune-brunâtre (10YR 6/8) également indurée. L'ensemble est tectonisé : il présente une structure en *boxwork* recoupée par des filons de 2 à 20 mm de large remplis de calcite sparitique parfois à très grands cristaux. Exposé à la dissolution cryptokarstique postérieurement au dépôt et à l'induration, ce dépôt présente une surface perforée en nid d'abeille favorisée par la structure en *boxwork* (fig. 3-2).

Après dissolution, l'argile récupérée présente un couleur jaune-brunâtre (10YR 6/6). Le résidu sableux est composé en majorité (80 %) de quartz translucides et anguleux (50-250 μm), de 10 % d'éléments rouge-noir de cuirasse ferrugineuse (pisolites, baguettes, grains d'hématite), de quelques quartz automorphes bipyramidés, de rares minéraux jaunes et quelques grains de croûte siliceuse jaunâtre.

2. Caractérisation des paléokarsts de la limite Jurassique-Crétacé

L'absence de dépôt à la fin du Jurassique et au début du Crétacé concerne l'ensemble des Arbailles. Il est difficile de déterminer à partir de quel moment se termine la sédimentation du Malm et commence l'érosion d'autant que les évolutions sont un peu différentes selon les secteurs en raison de l'existence d'un relief différencié. Sur la bordure nord, les dernières sédimentations marines sont celles des calcaires noirs à pseudocyclammines qui affleurent de manière discontinue sur le flanc sud de l'anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta. Sur la bordure sud, les derniers dépôts jurassiques sont datés de l'Oxfordien supérieur. L'absence de sédimentation est probable durant le Néocomien. Alors que le flanc nord présente des séries du Barrémien et de l'Aptien inférieur, le flanc sud n'est émergé qu'à partir de l'Aptien, preuve d'une transgression progressive depuis le nord.

Ainsi, l'émersion concerne une longue période, largement suffisante pour la mise en place d'une puissante karstification du Jurassique carbonaté. La karstification est en effet un processus très rapide à l'échelle géologique. La durée nécessaire à la mise en place d'une structure de drainage karstique est de l'ordre de 10 000 à 20 000 ans selon M. Bakalowicz [1979]. L'érosion est plus ou moins importante selon les secteurs, ce qui explique que l'Aptien discordant repose sur le Lias, le Dogger (calcaires à microfilaments) ou le Malm (Oxfordien).

Les types d'altération et de dépôt prouvent l'existence d'une évolution karstique des paysages émergés [Combes et Peybernes, 1987 ; Hogrel-Made, 1988]. On observe :

- des réseaux étoilés de dissolution, des poches plurimétriques à décimétriques simples ou anastamosées, des cuvettes de quelques mètres, des fentes de dissolution (col d'Apanicé et Andoche) ;
- une altération de la roche qui, elle, présente une couleur lie-de-vin caractéristique d'une rubéfaction sous influnce continentale comme à Apoloborro ;
- des brèches karstiques (Ilharéko Lépoa) et des effondrements de clastes (Bosmendiette) ;
- tapissage de paroi, de poches par de la calcite drusique ;
- des sédiments de remplissage argilo-carbonaté (Ilharéko Lépoa), des pénétrations d'argiles ou argilites ferrugineuses et latéritiques (Bosmendiette, Andoche), des croûtes bauxitiques et alumineuses. Localement les argiles sont silicifiées et mises en relief par érosion du matériel carbonaté encaissant. Les faciès témoignent de l'origine détritique (remaniement) du matériel issu d'un arrière pays latérisé, puis de son altération *in situ*. Les remplissages sont riches en concrétions hématitiques et goethitiques, en pisolithes et quartz détritiques. Les poches sont souvent situées sur des failles à jeu anté-aptien prouvant la relation entre tectonique et karstification. La poursuite de la karstification postérieurement aux dépôts des bauxites est parfois bien visible sous forme d'infiltrations ferrugineuses postgénétiques (Béhorléguy, Andoche).

Ainsi, la karstification anté-aptienne a entraîné la formation d'une paléosurface irrégulière à poches centimétriques et cavités plurimétriques remplies postérieurement d'argiles latéritiques et de bauxites en provenance d'un arrière-pays latérisé. C'est au niveau des poches que la surface d'érosion est la mieux conservée. L'érosion et la dissolution ne vont pas laisser à l'Aptien une topographie complètement plane. Le substrat jurassique montre certaines irrégularités fossilisées par les premiers dépôts du Crétacé (fig. 3–3).

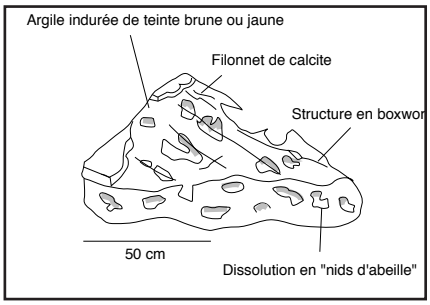


Figure 3-2 : La "bauxite" du Belchou sud. Ce dépôt présente une surface perforée en nid d'abeille favorisée par une structure en boxwork.

C. Les brèches du col d'Arhansus, indicateurs d'une émersion sur la bordure sud des Arbailles au cours de l'Aptien

Entre la carrière d'Andoche et le col d'Arhansus, la coupe de la route montre entre les calcaires à microfilaments du Dogger et les calcaires urgo-aptiens supérieurs, plusieurs niveaux conglomératiques séparés par des marnes noires, connus sous le nom de brèches d'Arhansus (fig. 3-3 et 3-4). Ces brèches découvertes par R. Bousquet en 1961 ont été étudiées par J. Delfaud et M. Servant [1971], J. Delfaud [1984], B. Peybernes et B. Garot [1984], J.-P. Combes et B. Peybernes [1987], M. Hogrel-Made [1988], J. Canérot [1991, 1996]. Elles sont datées du Gargasien supérieur (Aptien). Une origine karstique a été envisagée pour la première séquence (séquence de base) par M. Hogrel-Made [1988]. Nous avons récolté quelques échantillons pour lames minces afin de vérifier s'il existe des modalités karstiques dans la genèse des brèches d'Arhansus.

1. Les trois séquences des brèches d'Arhansus

Les brèches de base remanient les calcaires du Dogger. Elles sont hétérométriques, subangulaires à arrondies, en contact ou flottant dans une matrice argileuse et schistosée (3 m). Elles passent à des marnes ligniteuses microbréchiques.

Les brèches intermédiaires sont moins épaisses (70 cm) et présentent les mêmes caractéristiques que le niveau inférieur. Elles laissent progressivement la place à des niveaux de marnes ligniteuses.

La séquence supérieure présente un faciès bréchoïde caractérisé par des éléments subarrondis et hétérométriques (5 mm à plus de 10-20 cm) de calcaires noirs d'Aussurucq. Ces éléments en forme de galets ne présentent aucune continuité entre eux. Le ciment est formé par une vase carbonatée grise comportant parfois des minéralisations (pyrite) et des petits fragments de roches. Cette structure indique un transport de type coulée de débris (*debris-flow*).

Dans les niveaux à orbitolines présents dans la séquence supérieure, l'étude en lame mince (éch. 405) montre la structure bréchique à plus grande échelle. Les petits éléments d'orbitolines de 3 à 15 mm sont observables (espacement proche, certains éléments se touchent). Ces éléments sont emballés dans un ciment gréseux jaune-rougeâtre (HUE 7,5YR 6/8). Le ciment présente un liant argilo-carbonaté à ferri-argilanes et grains de roche. Des filonnets de calcite, originels, recoupent l'ensemble de la structure (photo 3-4).

L'analyse des minéraux en grains du ciment jaune-rougeâtre montre des grains argileux et des quartz de type sédimentaire (extinction normale). On distingue également un cortège constitué de fibres de calcédoine, grains de silice amorphe (opale), hornblendes vertes, zircons, augites brunes et sphènes dont la taille va de 10-25 à 100-150 μm, suggérant une provenance du socle paléozoïque.

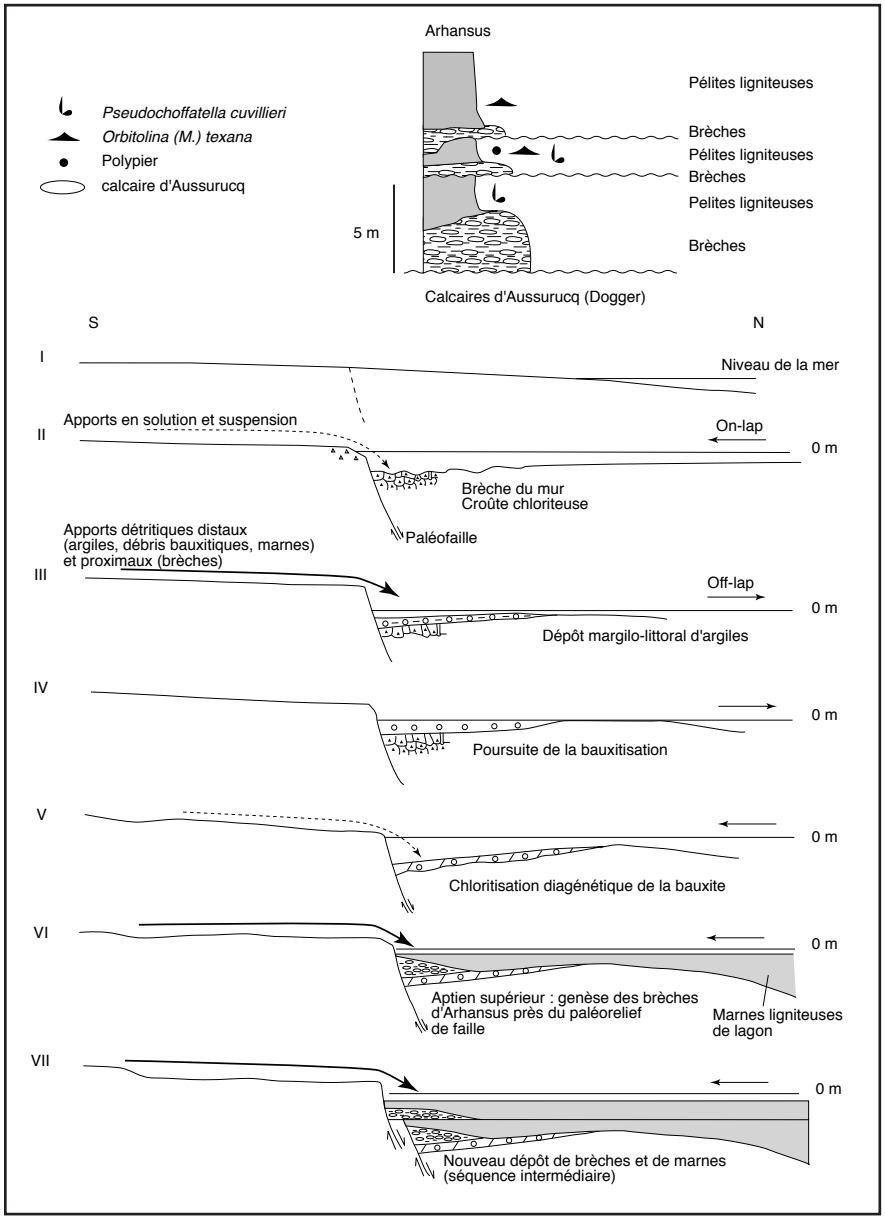


Figure 3-3 : Genèse des bauxites et des "brèches d'Arhansus". Intervalle Kimméridgien-Barrémien : I- Apparition d'une paléofaille et fracturation connexe, bréchification, ennoyage, formation de croûtes chloriteuses ; II et III- Dépôt d'argile avec poursuite possible de la bauxitisation à la faveur d'une régression temporaire ; IV et V- Fonctionnement de la paléofaille, enfoncement du gradin, transgression, chloritisation diagénétique comme en I. Aptien supérieur : VI- Dépôt des brèches d'Arhansus ; VII- Rejeu de la faille, nouveau dépôt de brèches (amorce de la séquence intermédiaire suivie de la séquence supérieure) [d'après Combes et Peybernes, 1987 ; modifié].

2. Interprétation : coulées de débris du Gargasien supérieur de la paléomarge nord-ibérique ou brèches karstiques d'origine diapirique reprise dans la sédimentation marine

Les conglomérats remanient le Dogger, ce qui les rattache au Crétacé inférieur. Elles renferment des foraminifères dont *pseudochoffatella cuvillieri* Deloffre, marqueur du Gargasien supérieur [Peybernes et Garot, 1984].

Au Gargasien supérieur, le secteur de Mendibelza et la bordure sud des Arbailles étaient émergées [Peybernes et Garot, 1984]. A l'emplacement de l'actuel massif de Mendibelza se situait le socle primaire avec une couverture latéritique (cuirasses). C'est ce socle situé en amont qui est à l'origine du cortège minéral retrouvé dans

le ciment des conglomérats (éch. 405). En effet, le lessivage du continent a fait migrer des minéraux des altérites vers la bordure sud des Arbailles (secteur d'Arhansus).

Les conglomérats sont constitués de clastes calcaires ayant subi un faible transport (éléments subarrondis). Le faciès est caractéristique d'un déplacement en masse (coulée de débris) se déposant dans un lagon réducteur à l'origine des dépôts ligniteux. B. Peybernes et B. Garot [1984] les interprètent comme des brèches d'écroulement jalonnant «*les blocs basculés de la paléomarge nord-ibérique des Pyrénées basco-béarnaises, nouvellement crée lors de la phase de rifting bédoulienne*» (fig. 3-5). P.–J. Combes et B. Peybernes [1987] y voient «*un déplacement en masse vers un lagon réducteur à sédimentation argilo-ligniteuse*» (fig. 3-3). J. Canérot et C. Chevrier estiment cependant que l'étude de la coupe prouve une nette ouverture du milieu marin, sous faciès de marnes noires, en direction du nord [comm. orale]. Il s'agirait donc plutôt de séquences marnes/calcaires admettant des coulées sous marines conglomératiques au sein de termes marneux.

Pour M. Hogrel-Made [1988], on a une plage à galets calcaires écroulés qui auraient subi une dissolution karstique avant leur remaniement (séquence 1), des

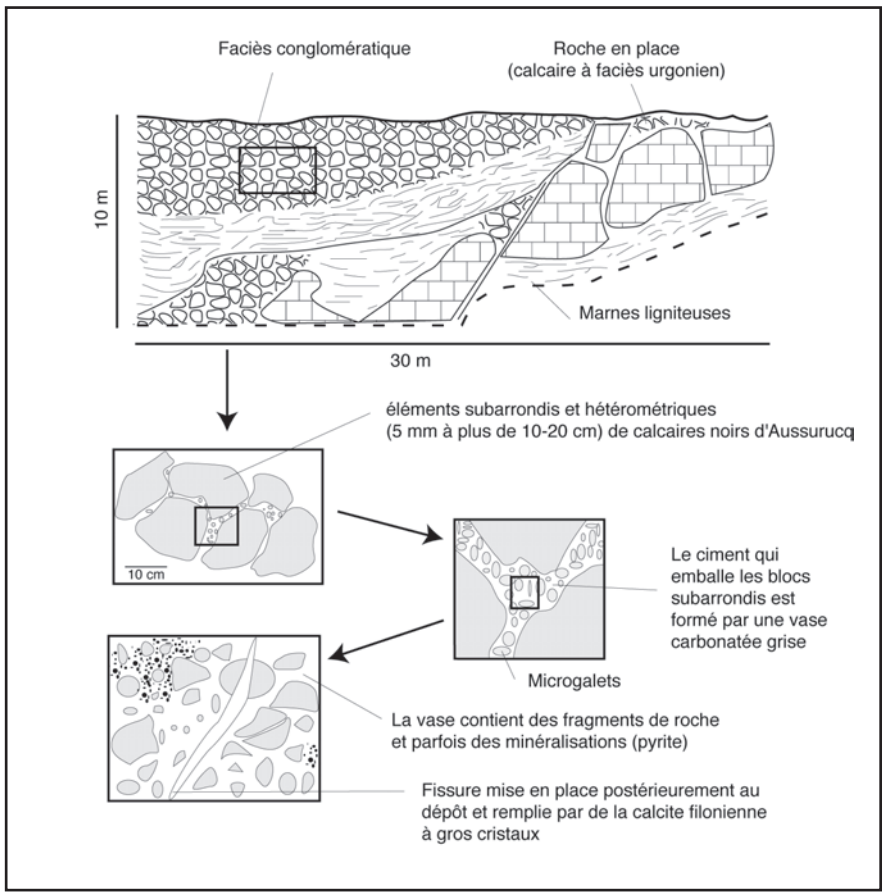


Figure 3-4 : Les brèches du col d'Arhansus (N. Vanara, obs. de terrain). Les conglomérats sont associés à des marnes noires à orbitolines, brachiopodes, polypiers, oursins dans des séquences aggradantes [J. Canérot, comm. écrite].

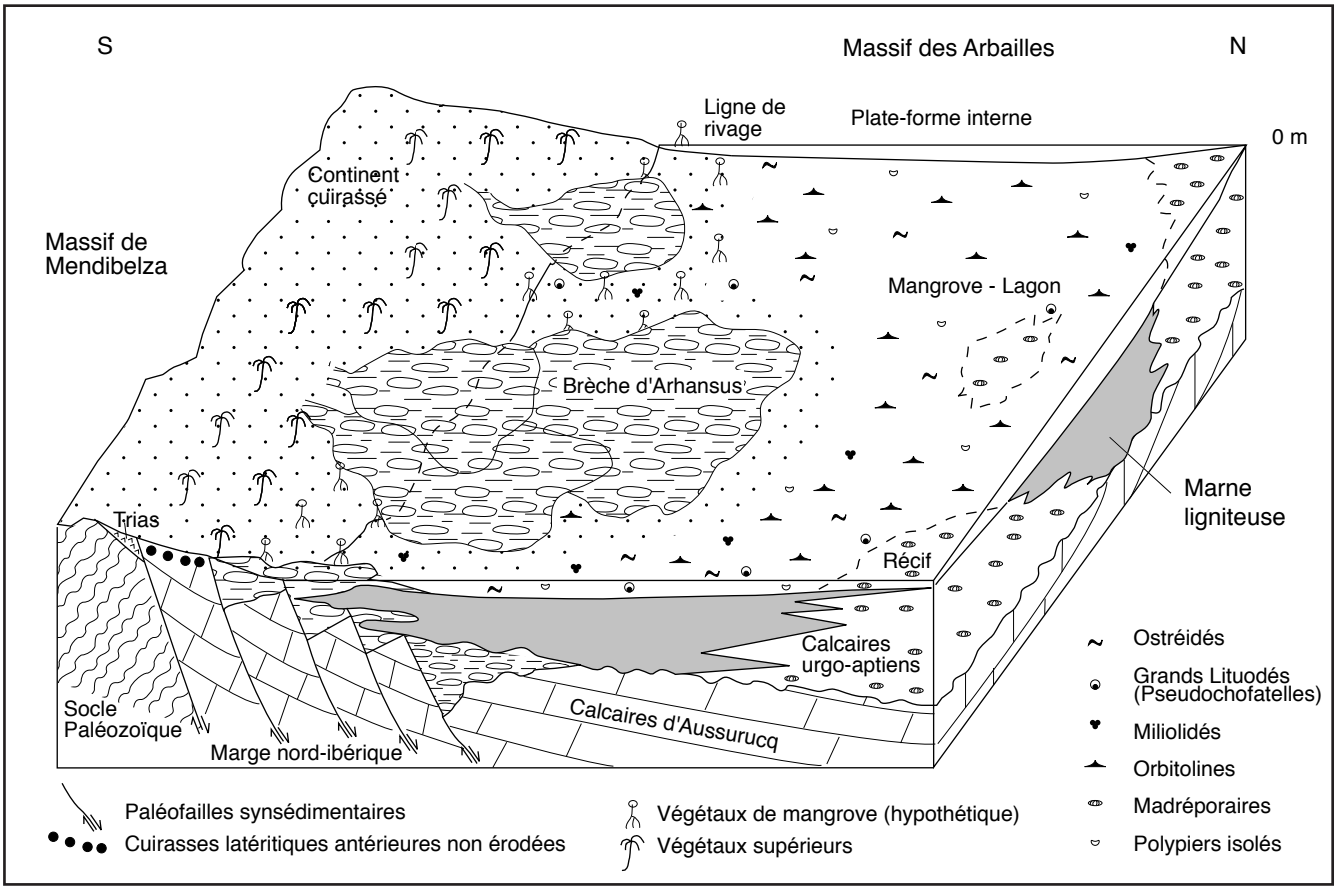


Figure 3-5 : Essai de reconstitution des paléoenvironnements de la marge nord-ibérique basco-béarnaise au Gargasien supérieur selon B. Peybernes et B. Garot [1984] (figure redessinée).

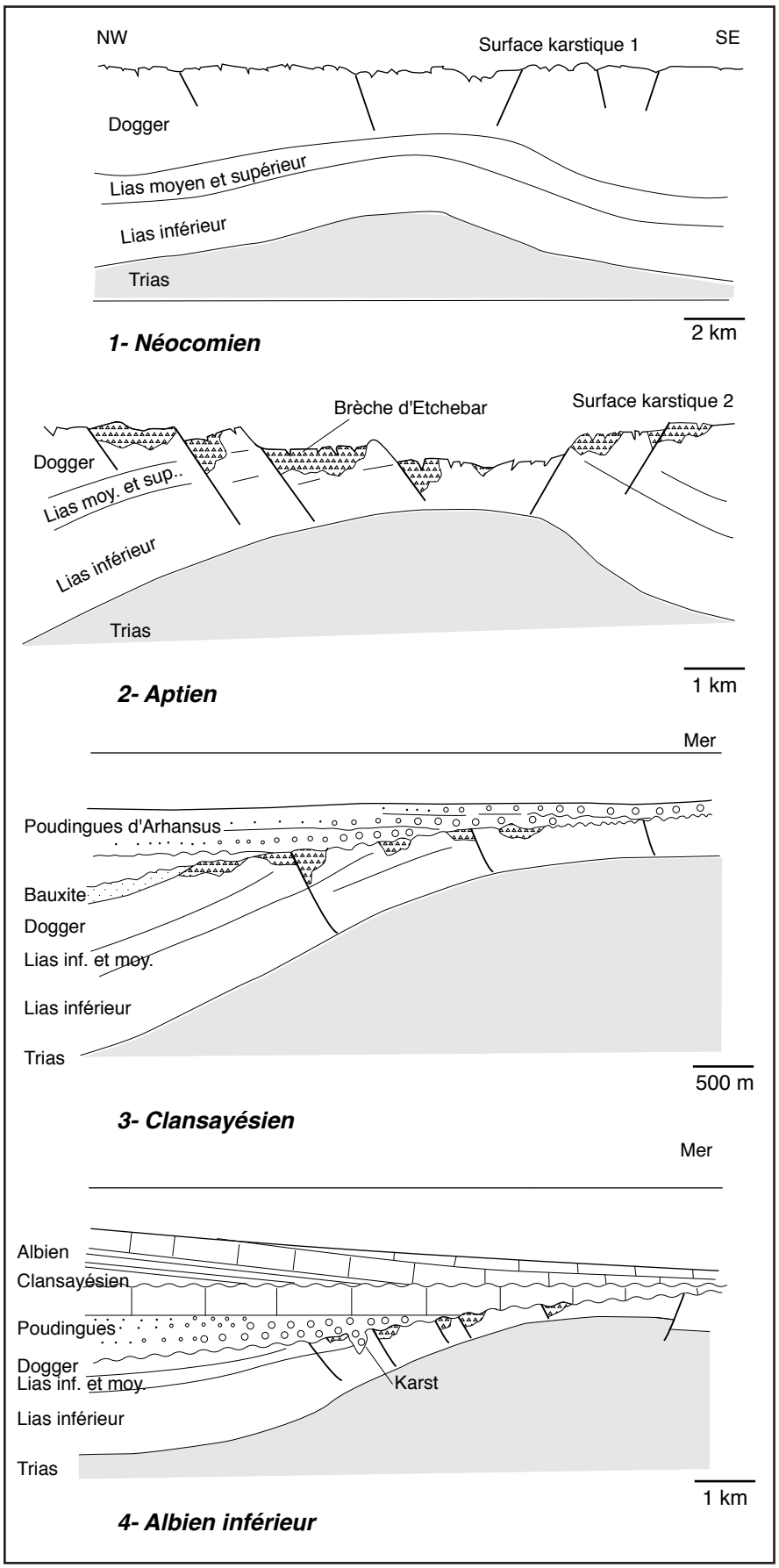


Figure 3-6 : Stades d'évolution éocrétacée de l'intumescence diapirique d'Arhansus selon J. Canérot [1996] (figure redessinée). La surface karstique 1 est visible dans l'affleurement méridional (comblement postérieur par le conglomérat d'Arhansus marin). La brèche d'Etchebar est une brèche de collapse visible dans l'affleurement intermédiaire. Les poudingues d'Arhansus présentent trois séquences observables dans l'affleurement septentrional (contact faillé avec le Jurassique). Ils peuvent remplir des cavités karstiques.

dépôts fluviatiles ou de pente déversés sur le littoral (séquence 2) et des brèches d'écroulement de constructions récifales en domaine marin (séquence 3). Enfin, pour J. Canérot [comm. orale], à la suite de la distension éocrétacée, la tectonique salifère conjuguée à la fracturation du socle, serait responsable de la formation par karstification et collapse des brèches de faciès Etchebar. Par la suite, les éléments de ces brèches seraient repris dans la sédimentation marine ouverte des conglomérats d'Arhansus (fig. 3-6).

La nature des contacts entre les conglomérats et la roche n'est pas identique partout. Deux types de cavités sont observables : 1/ au sud de la coupe, des cavités sur fractures élargies par la dissolution avec des épontes nettes faisant penser à des dolines de soutirage comblées par des conglomérats marins et de la brèche continentale de collapse ; 2/ au nord de la coupe, des pseudo-cavités correspondant à des *breccias-pipes*, c'est à dire des brèches de dissolution descendant par *piping*. Dans ce deuxième type de cavités les épontes sont moins nettes car il y a passage progressif de la roche à la brèche sur 20 ou 40 cm. Pour J. Canérot [comm. écrite] les trois séquences observables au nord comportent du *debris flow* sous-marin bordier.

Ainsi, l'activité tectonique intra-aptienne est prouvée par le jeu relatif des zones subsidentes (pic de Béhorléguy) par rapport aux zones positives (Lutogagne) [Hogrel Made, 1988] et par la mise en place de corps bréchiques (conglomérats d'Arhansus et brèches de Légnia).

D. La discordance intra-aptienne du puits d'Apanicé

Les études géologiques ont montré l'existence d'une phase de rifting éocrétacée responsable d'une émersion au cours de l'Aptien (Gargasien supérieur) se traduisant par le dépôt des conglomérats d'Arhansus *(supra)*. Sur la bordure sud, les faciès carbonatés du Clansayésien montrent des récurrences de niveaux bréchiques et de faciès nodulisés, preuve d'une prolongation de l'activité tectonique (Légnia, Arhansus) [Hogrel-Made, 1988]. Par contre, les études de la série carbonatée urgo-aptienne de la plate-forme centrale ne mettent pas en évidence des épisodes nets d'émersion [Delfaud et Servant, 1971]. Sur l'ensemble du massif des Arbailles, aucune observation lithostratigraphique n'a permis de mettre en évidence des indices karstiques de type paléosurface d'altération, paléocavités et paléoremplissages affectant la série aptienne.

Nos observations à partir de l'étude du karst souterrain ont permis de mettre en évidence des indices de karstification intra-aptiens qui prouveraient que les phases d'émersion intra-aptiennes de la bordure sud ont également intéressé la plate-forme carbonatée des Arbailles.

Le gouffre d'Apanicé (X : 323,380 ; Y : 94,900) s'ouvre à 1 040 m d'altitude sur la bordure sud du synclinal à coeur d'Albien. Par sa profondeur importante, il offre la possibilité d'observer l'organisation des terrains sédimentaires sur plus de 500 m de dénivellation, en particulier dans le grand puits axé sur une faille qui lui confère une verticalité exceptionnelle de 350 m depuis son sommet et 330 m depuis le départ de la corde (fig. 4-7).

La galerie d'entrée forme un toboggan incliné dans le pendage des calcaires marneux albiens (Az 045°/35°). Dans la cavité, le passage des calcaires marneux albiens aux calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur a été reconnu vers 820 m d'altitude, soit 64 m sous le départ de la corde du grand puits. Ceci permet d'estimer à 180 m l'épaisseur de l'Albien marneux. Comme le fond actuel du réseau se situe toujours dans les calcaires urgoniens, ceux-ci possèdent une épaisseur d'au moins 215-230 m.

L'échantillon 286 prélevé à la base du puits de 330 m (550 m) montre un faciès rudstone à rudistes très abondants et *bacinella irregularis,* daté de l'Aptien supérieur probable (déterm. P. Masse).

Une discontinuité très visible a été observée dans la masse des calcaires urgoniens vers la cote absolue de 740 m, soit à –300 m dans la cavité. Elle se présente sous l'aspect d'une ligne irrégulière de teinte marron, inclinée d'une quinzaine de degrés (fig. 3-7). Il s'agit d'une surface de ravinement typique à partir de laquelle descendent de profondes fissures, également de teinte marron, sur plusieurs dizaines de mètres de hauteur et une largeur de plusieurs décimètres.

On est en présence d'une paléosurface karstifiée et d'altération fossilisée par la série supérieure de l'Aptien. Des racines d'altérites très profondes colorent la masse du calcaire le long des fissures. Ces fissures semblent indiquer une évolution de type cryptokarstique sous couverture d'altérites selon des modalités qui ont été étudiées par exemple dans la carrière de Camou (chap. 2). Cependant aucune paléocavité karstique n'a été observée au niveau de cette coupe.

Cette discordance atteste donc une phase d'émersion et de karstification sur la bordure sud de la plate-forme carbonatée des Arbailles au cours de l'Aptien. Cette phase est à mettre en relation avec la tectonique distensive éocrétacée. Les reliefs devaient être faiblement soulevés et soumis à un climat tropical.

Les anciennes surfaces d'altération, les paléoaltérites, les poches et les paléoconduits témoignent ainsi des épisodes de karstification les plus anciens ayant affecté les Arbailles. Les conditions d'observation de ces dépôts sont souvent difficiles en raison d'affleurements discontinus ayant éventuellement subi des remaniements et des altérations ultérieures, ce qui en complique la lecture.

L'émersion de la fin du Jurassique représente un élément majeur en raison de sa durée qui a permis la mise en place d'une véritable évolution karstique des paysages. Cependant, l'analyse des dépôts montre que les conditions d'érosion étaient bien différentes de celles s'exercant actuellement sur le karst des Arbailles (chap. 2) en raison d'un relief peu élevé (paysages de plaines ou de douces collines) et d'un climat de type tropical à saison sèche.

Jusqu'à maintenant, les études ont concerné essentiellement les bordures nord et sud des Arbailles où affleurent les couches les plus anciennes. L'étude du puits d'Apanicé montre l'intérêt que peuvent présenter les explorations souterraines pour la compréhension des évènements géologiques ayant affecté la partie centrale du massif.

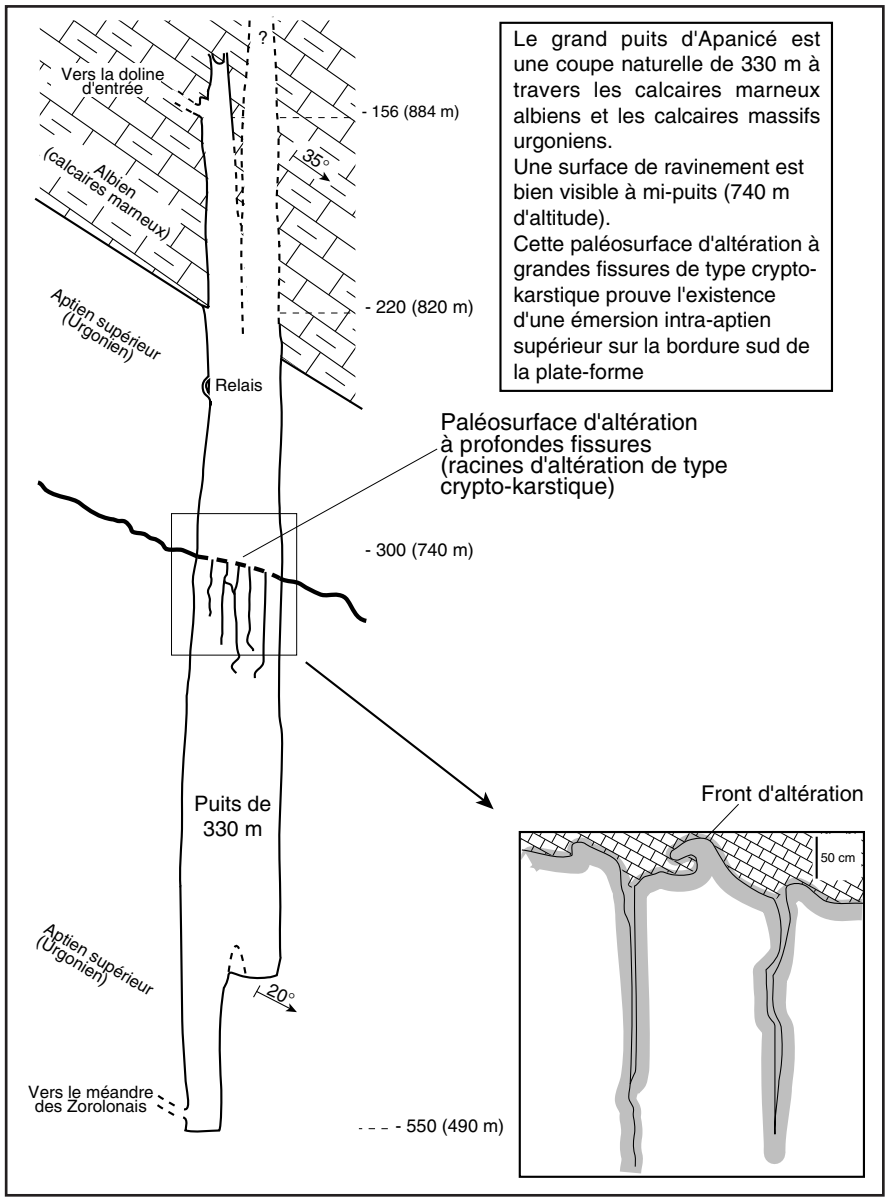


Figure 3-7 : La paléosurface d'altération du puits d'Apanicé [N. Vanara, obs. de terrain]. J. Canérot estime que la discordance observée correspondrait à la discontinuité entre Gargasien et Clansayésien et qu'elle pourrait ainsi être corrélée avec la discontinuité karstique d'Arhansus avec disparition graduelle vers l'est du Gargasien.

II. Les paléoréseaux démantelés d'altitude

La karstification tertiaire est attestée par l'existence de massifs stalagmitiques visibles à l'affleurement sur les replats et les buttes de la surface sommitale, mais également dans les vallées sèches et sur les versants. Ces spéléothèmes témoignent de l'existence de cavités anciennes mises au jour par l'érosion, puis démantelées par la dissolution et le gel.

Le site du Belchou (1 120 m) est particulièrement caractéristique. D'autres témoins ont été mis en évidence au replat d'Heguilloré (990 m), sur le versant d'Andoche (930 m), au sommet Olhamendi et au fond de la vallée sèche de Léchareguibela (865 m).

Généralement les coupes se présentent sous la forme de gros concrétionnements stalagmitiques associés à des brèches et à des dépôts fluviatiles souterrains. Ils fossilisent d'anciens conduits souterrains dont la continuation en profondeur n'est plus visible.

L'étude de ces vieilles concrétions et de leur dépôts associés est indispensable pour la compréhension des karstifications anciennes et des paléoenvironnements. Cependant, le calage chronologique de ces spéléothèmes pose des difficultés.

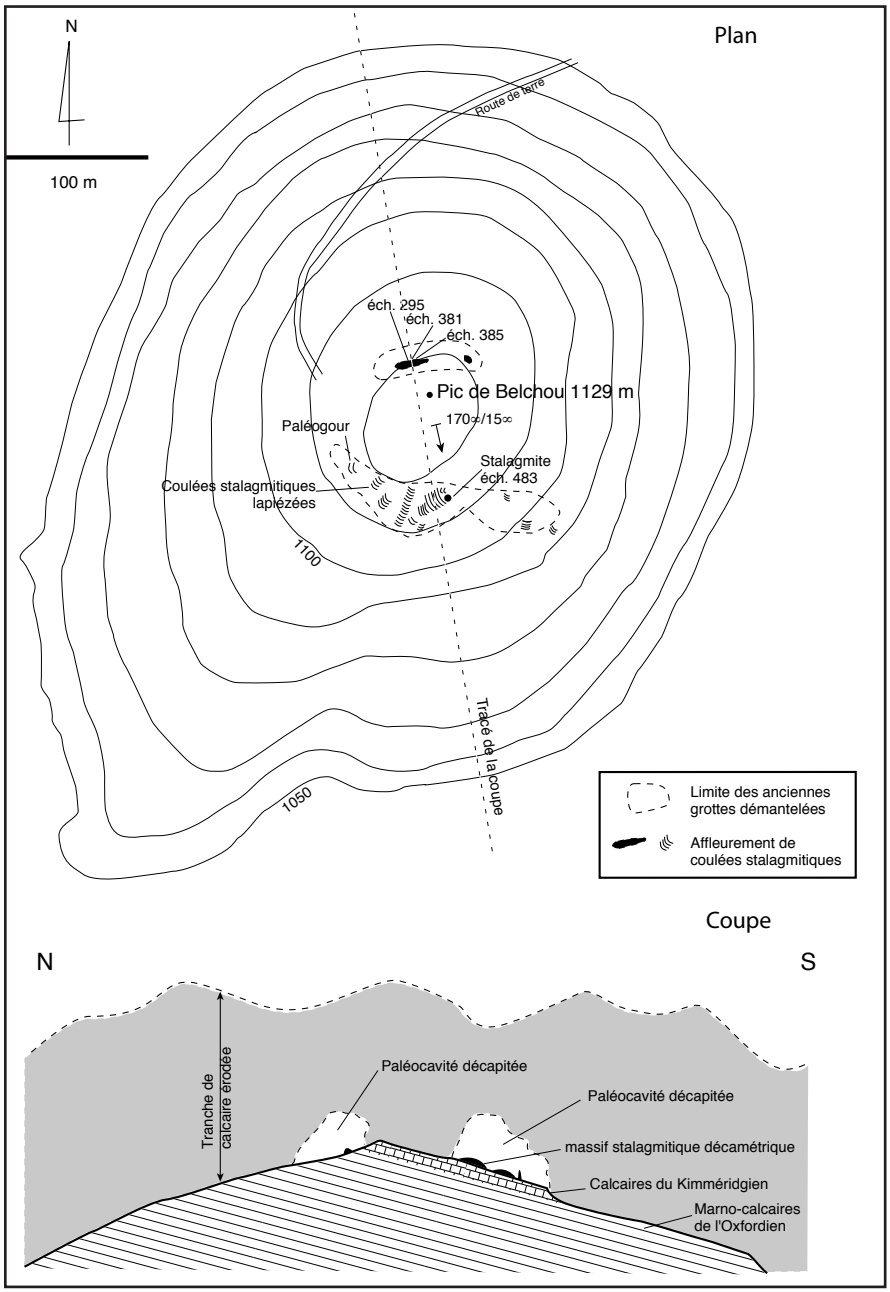


Figure 3-8 : Les paléocavités démantelées du Pic de Belchou. Au sommet du pic de Belchou (1 129 m) des affleurements de coulées stalagmitiques décamétriques témoignent de l'existence d'anciennes cavités de grandes dimensions démantelées en raison de l'érosion d'une importante tranche de calcaire. Ces dépôts sont préquaternaires d'après les premiers tests paléomagnétiques et palynologiques.

A. Les grandes salles décapitées au sommet du Belchou

Sur la bordure nord des Arbailles, d'importants massifs stalagmitiques affleurent autour du pic de Belchou vers 1 120-1 126 m d'altitude.

1. La morphologie du site : deux ensembles de massifs stalagmitiques

Deux ensembles principaux s'étendent de part et d'autre du sommet du Belchou : le premier, bien conservé, est situé au nord du sommet, le second de taille plus importante au sud (fig. 3-8).

L'ensemble nord présente, à l'altitude 1 026 m, une coulée stalagmitique massive longue de 17 m et haute de 70-80 cm orientée est-ouest. Des éléments démantelés et remaniés sont dispersés plus à l'ouest près de la route de terre. Un autre massif stalagmitique en place affleure à l'est de la coulée principale. L'ensemble s'étend sur une centaine de mètres et suggère l'existence d'une ancienne grotte de vastes dimensions.

L'ensemble sud, localisé entre 1 100 et 1 120 m, est encore plus vaste. Il s'étend sur plus de 150 m de long et 30 à 40 m de large selon une orientation également est-ouest. Les concrétionnements visibles à l'affleurement sont variés : paléogours à l'ouest, dômes, coulées et stalagmites au centre et à l'est. Le dôme stalagmitique central couvre plus de 500 m^2. L'érosion karstique a découpé ces spéléothèmes sous la forme de lapiés perforés et de lapiés «feuilletés». Les lapiés perforés sont caractéristiques d'une corrosion diffuse acquise sous couverture par des roches possédant une porosité relativement importante. Les lapiés feuilletés ont été découpés par la dissolution dans le sens des discontinuités de croissance (cycles de lamines).

Les spéléothèmes ont probablement évolué sous couverture pédologique pendant l'Holocène (biostasie). Les modelés acquis (formes arrondies, feuilletées ou perforées) dépendent des qualités intrinsèques des concrétionnements plus ou moins massifs ou poreux.

Photo 3-5 : L'ensemble nord du sommet du Belchou (1 120 m) présente une coulée stalagmitique longue de 17 m et haute de 70-80 cm orientée est-ouest, aux formes massives et arrondies. Ce spéléothème témoigne d'une paléocavité tertiaire, sans doute miocène supérieur à pliocène, recoupée par l'érosion à la suite de la surrection plio-quaternaire.

2. L'analyse des dépôts : brèches et sables fluviatiles scellés par les concrétionnements

a. La coulée stalagmitique compacte du flanc nord

La coulée de 17 m est constituée par une calcite compacte et rythmée, de couleur allant du blanc au brun clair, plus résistante à l'érosion que l'encaissant formé ici par les marno-calcaires d'Hosta (Oxfordien supérieur). La concrétion présente des formes arrondies qui prouvent son dégagement récent de la couverture de sol. Elle scelle des dépôts détritiques bréchiques et fluviatiles (fig. 3-9).

A l'oeil nu, la calcite de la coulée présente des séquences de lamines organisées en cyclothèmes plus ou moins réguliers de 1 à 2 cm d'épaisseur chacun (photo 3-5). Chaque cyclothème se termine par une surface plus sombre formant une sorte de diastème qui constitue une discontinuité favorable à la dissolution différentielle (fig. 3-9). Au microscope, on constate que la calcite (éch. 204) est organisée en doublets de lamines claires et sombres. Ces dernières sont traversées par de grands cristaux qui ont parfois tendance à effacer complètement l'ancienne organisation de la calcite. Entre les cristaux, des pores intercristallins ont piégé des microdébris pédologiques.

La coulée scelle différents types de dépôts. La première coupe (éch. 381) a révélé des dépôts clastiques fortement indurés de plusieurs décimètres d'épaisseur. Cette brèche est constituée par des éléments anguleux centimétriques de marno-calcaires d'Hosta et par un ciment microgréseux jaune-rougeâtre (7,5YR 6/6) à jaune (10YR 7/8). En lame mince, ce ciment microgréseux est formé par des

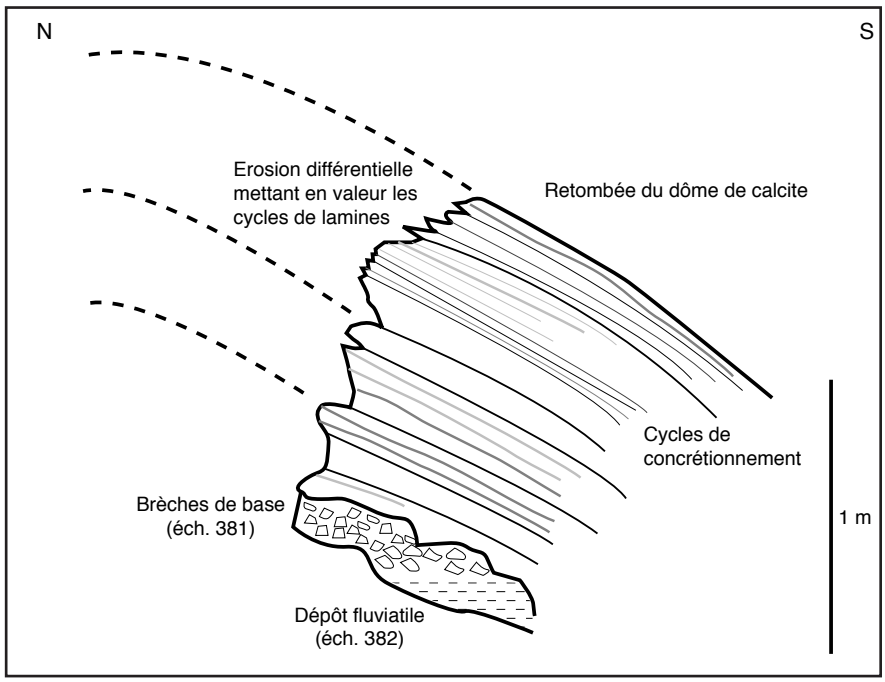


Figure 3-9 : La coulée massive du Belchou nord (éch. 295). Elle est constituée par une calcite compacte et rythmée qui scelle des dépôts détritiques et fluviatiles. Age Pliocène d'après les datations paléomagnétiques.

Photo 3-6 : Spéléothèmes en forme de lapiés «feuilletés», Belchou sud. La dissolution s'est exercée préférentiellement dans le sens des discontinuités de croissance représentées par les différents cycles de lamines.

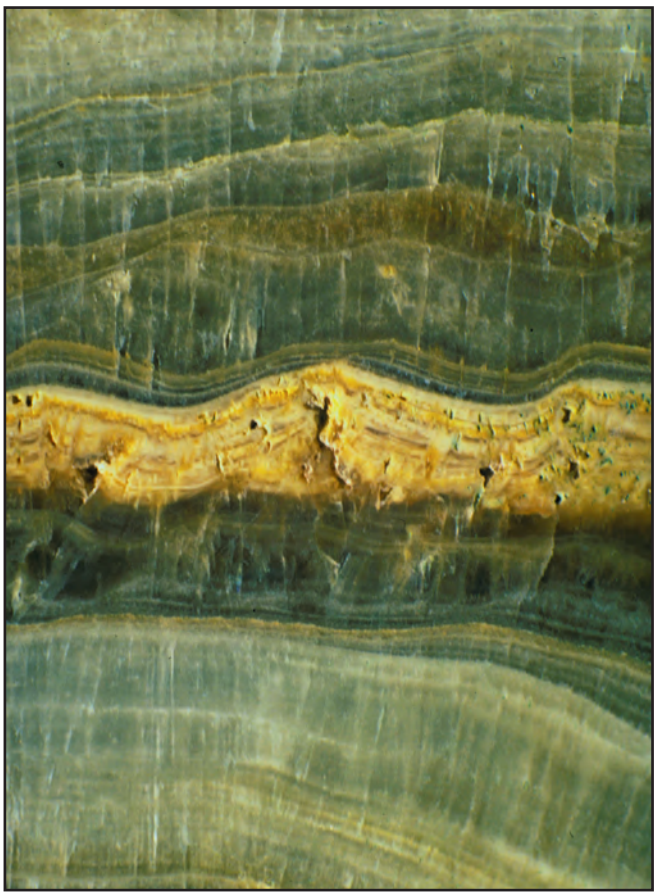


Photo 3-8 : Surface polie de la coulée stalagmitique de l'ensemble nord du Belchou (1 120 m d'altitude). Au milieu de la photographie, le niveau vacuolaire et contaminé sur lequel a été réalisé un test palynologique. Il est encadré par de la calcite laminée pure et compacte (agrandissement x 3). Cf. figure 3-10 pour un complément d'information.

éléments de cuirasses et de quartz cimentés par des argiles imprégnées de calcite microsparitique (pores de dissolution en géode). Les argiles du ciment sont constituées par des illites (analyses RX, J. Lacroix, Meudon). Le ciment comporte parfois de la calcite travertineuse (en touffes) et en arêtes de poisson (altération). Les grains de cuirasse sont de deux types : éléments roulés de cuirasse gréseuse (hématite + quartz) et grains irréguliers noirs de cuirasse hématitique.

En frottis, la fraction sableuse du ciment jaune est composée par des grains de cuirasse limonitique, du quartz, de la hornblende verte, du sphène et par un petit cortège allochtone (verre) qui pourrait provenir des ophites du Trias. Le dépôt clastique de base peut présenter un faciès différent. Le squelette est alors formé par des fragments de roche, de cuirasse, de concrétions, de coquilles de gastéropodes noyés dans un ciment microgréseux jaunâtre et localement travertineux (faciès microstromatolithique en touffes). Les pores de dissolution ont été partiellement remplis par de la calcite sparitique secondaire.

Plus à l'ouest, vers la route de terre, la coulée scelle des sables fluviatiles cimentés (éch. 383) et des silts laminés orangés (éch. 385). Les silts présentent des séquences alternées d'épaisseur variable. Les épisodes plus grossiers contiennent une proportion importante de grains de quartz et de cuirasses ferrugineuses. De grandes fissures remplies de calcite sparitique secondaire recoupent l'ensemble du dépôt.

Photo 3-7 : Spéléothèmes du Bechou sud. L'ensemble sud du sommet du Belchou (1 115 m) présente des spéléothèmes à porosité élevée découpés par l'érosion sous la forme de lapiés perforés. Cette évolution est caractéristique d'une corrosion diffuse acquise sous couverture.

b. Les concrétionnements variés de la paléocavité sud

Les types de concrétionnements de la paléocavité sud sont très variés : gours, stalagmites et surtout coulées et dômes stalagmitiques plurimétriques. L'évolution cryptokarstique, suivie d'une érosion des sols, a mis au jour des lapiés «feuilletés» à la faveur des discontinuités (diastèmes) séparant les cycles de lamines (photo 3-6). Les lapiés perforés affectent les concrétionnements plus poreux (photo 3–7). En revanche, la calcite massive possède la capacité de garder plus longtemps les formes douces acquises durant l'évolution cryptokarstique préalable (photo 3-5).

Les concrétionnements sont constitués par différentes fabriques cristallines. Les spéléothèmes feuilletés et perforés présentent un état d'altération et de recristallisation plus avancé que celui des calcites massives du type de la grande coulée de la paléocavité nord.

— Les fabriques cristallines.

Plusieurs familles de fabriques cristallines sont observables :

1/ Une calcite compacte et laminée, identique à celle de la paléocavité nord, se présente sous la forme d'importants massifs ou dômes stalagmitiques (photo 3–9). Les cycles de lamines ont des teintes variées (fig. 3-10) : blanche (10YR 8/1), gris clair (10YR 6/1), brun-olive clair (2,5Y 5/6). Ces concrétions donnent des formes arrondies et massives liées à la corrosion cryptokarstique (photo 3-5).

2/ Une calcite de teinte gris clair (2,7Y 7/2, éch. 505 a) ou marron très clair (10YR 7/3, éch. 504) à faciès microstromatolitique finement laminé. Les doublets, probablement annuels, mesurent 100 à 150 μm chacun. Ils sont constitués par une lamine d'hiver, compacte et translucide, et une lamine d'été claire poreuse et plus épaisse, comme on peut l'observer pour des concrétions actuelles. La porosité de corrosion est de 5 à 10 % (photo 3-10).

3/ Une calcite en épis de teinte jaune (2,5Y 7/6) est formée par des cristaux en aiguilles de taille centimétrique avec de rares lamines visibles (éch. 505 b). La porosité de corrosion, importante, est de plus de 20 %.

4/ Une calcite jaune clair (2,5Y 7/4) dont les lamines sont peu visibles, peut-être en raison d'une recristallisation (éch. 505-e).

On observe une altération météorique plus grande de la calcite en épis et de la calcite stromatolitique.

— La coupe des paléogours et les dômes stromatolitiques.

A l'extrémité ouest du dépôt, un ensemble de paléogours a raviné un paléokarst plus ancien (fig. 3-1). Chaque barrière de gour est constituée par une calcite travertineuse en longs et fins cristaux palissadiques altérés de teinte jaune (2,5Y 7/6), disposés en épis, passant vers le haut à une calcite gris clair (10YR 7/1) entièrement recristallisée qui gomme la structure fibreuse originelle. Cette

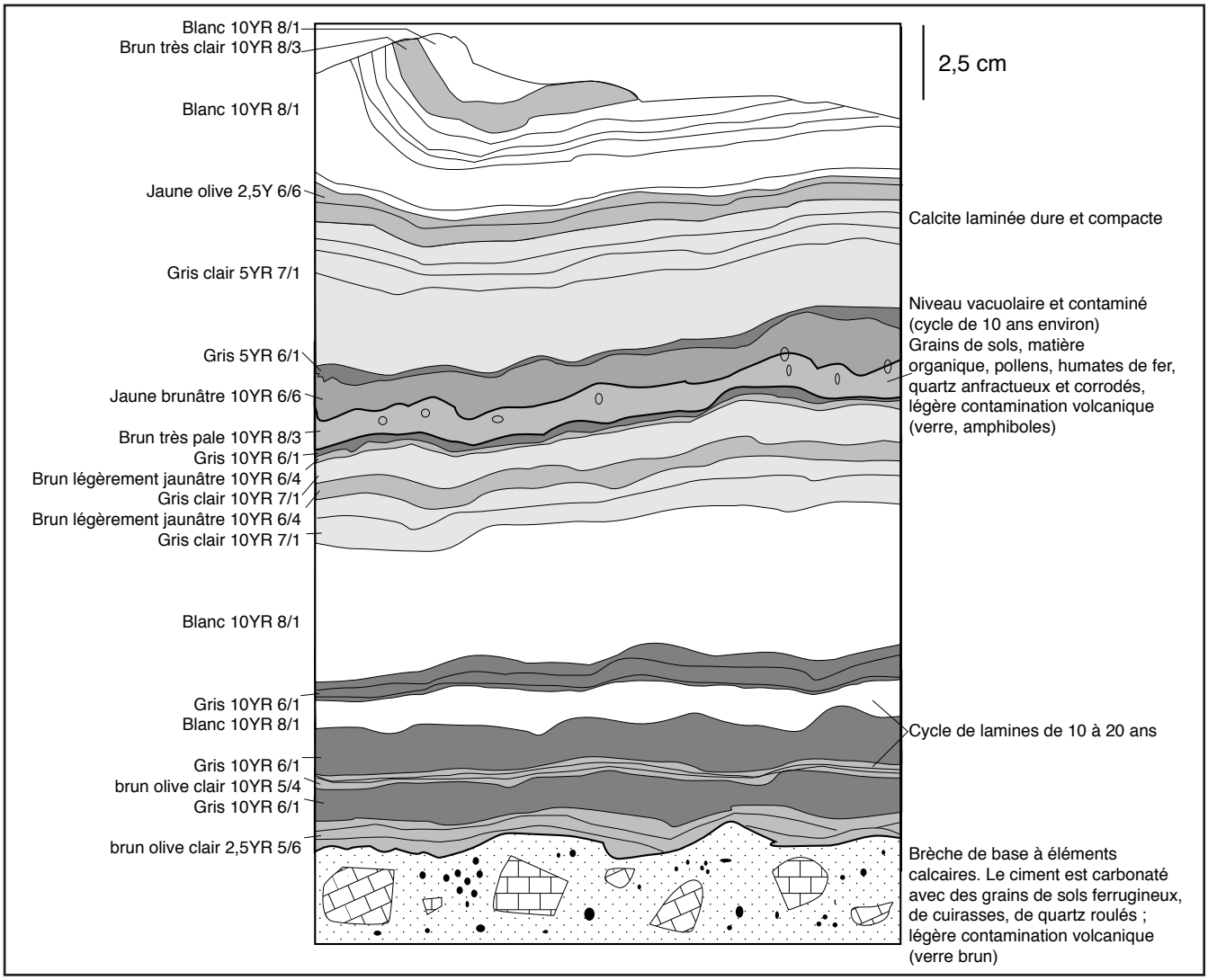


Figure 3-10 : Surface polie de la coulée massive du Belchou nord (éch. 295). La calcite compacte se caractérise par des plages de couleurs différentes qui correspondent à des oxydes métalliques et/ou à de la matière organique et détritique. La calcite palissadique pure et compacte atteste d'une phase de biostasie. Au contraire, le niveau contaminé indique une destabilisation de l'environnement. Cette figure a été réalisée à partir de l'image scannée de l'échantillon. Cf. photo 3-8.

calcite est trouée par des pores de dissolution enrobés d'une calcite jaune (10YR 7/8) colorée par des oxydes de fer.

Ces gours présentent une formation sommitale en place ou démantelée *in situ*. Il s'agit de planchers et dômes stromatolitiques mamelonnés typiques allant jusqu'à 40 cm de diamètre (photo 3–11). En coupe, on discerne des bulbes de 10 à 15 mm de diamètre et de 30 à 50 mm de haut, très finement laminés (micro-ondulations), de teinte blanche à marron très clair (10YR 8/2 à 8/3) séparés par des plages de calcite recristallisée de couleur jaune (10YR 7/8), infiltrée par des filonnets de calcite sparitique transparente (éch. 484).

Les planchers sont constitués par un faciès ondulé stromatolitique qui semble en partie effacé par la recristallisation de calcite jaune (10YR 8/6).

Après dissolution des stromatolites à l'acide chlorydrique à froid (éch. 484), on recueille des petites masses gélatineuses. Au microscope, on observe un enchevêtrement de filaments jaunâtres de 5 à 30 μm de large et plusieurs mm de long. Il s'agit d'une trame organique composée de filaments algaires, algo-bactériens ou d'hyphes mycéliens comme ceux mis en évidence par J.-P. Adolphe [1981] ou J.–F. Loubière [1987]. La fraction insoluble révèle des quartz et des phytolites (fig. 3-11).

3. Essai d'interprétation de l'évolution du site du Belchou depuis le Néogène : morphologie et méthodes analytiques (palynologie, datation U/Th, paléomagnétisme)

Pour dater les dépôts stalagmitiques anciens du Belchou, présumés antéquaternaires, plusieurs méthodes sont utilisées : les arguments géomorphologiques et micromorphologiques, la palynologie, la datation isotopique U/Th et le paléomagnétisme.

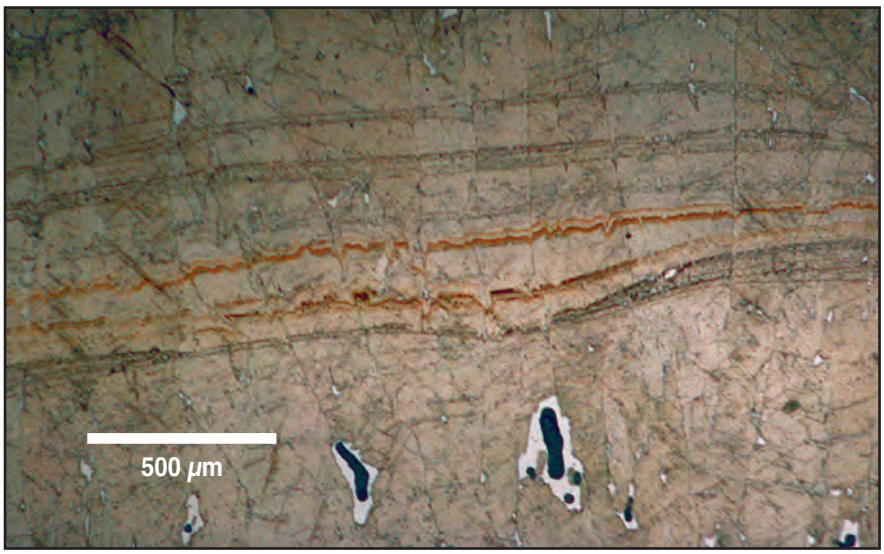


Photo 3-9 : Lame mince de la calcite massive de la coulée de l'ensemble nord du Belchou (éch. 204). La calcite est organisée en doublets de lamines claires et sombres traversées par de grands cristaux palissadiques. Entre les cristaux, des pores intercristallins ont piégé des microdébris pédologiques (lumière polarisée non analysée).

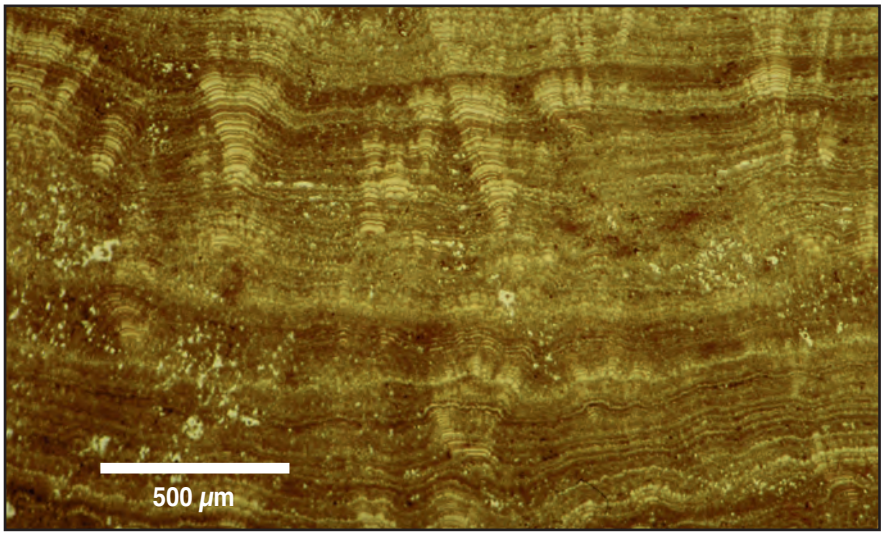


Photo 3-10 : Lame mince d'une calcite de teinte marron très clair à faciès microstromatolitiques finement laminés, Belchou sud (éch. 504). Les doublets, probablement annuels, mesurent 100 à 150 µm chacun. Ils sont constitués par une lamine compacte et translucide d'hiver et une lamine claire poreuse plus épaisse d'été comme on peut l'observer pour des concrétions actuelles. La porosité de corrosion est de 5 à 10 % (lumière polarisée non analysée).

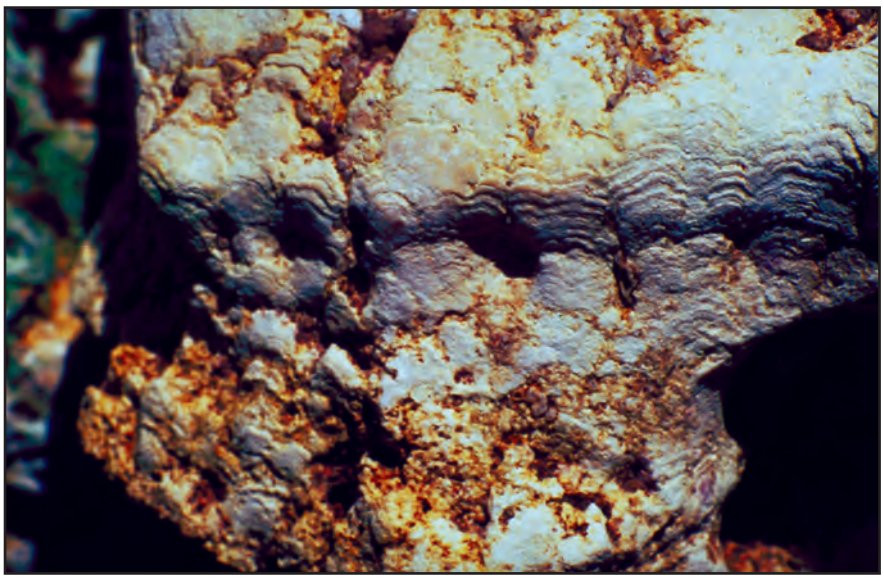


Photo 3-11 : Dômes stromatolitiques de la coupe des paléogours, cavité démantelée du sommet du Belchou sud. Les bulbes de 10 à 15 mm de diamètre et de 30 à 50 mm de haut, de teinte blanche à marron très clair, sont très finement laminés (micro-ondulations) (lumière polarisée non analysée).

a. Les arguments géomorphologiques et micromorphologiques

La surface importante occupée par les affleurements suggère l'existence d'un réseau karstique composé de salles et de conduits autrefois de grandes dimensions et actuellement démantelés par l'érosion (fig. 3-8).

Ces témoins de grotte, subsistant au sommet d'une grande butte, sont la preuve de l'ancienneté du dépôt et de l'importance de la tranche calcaire érodée. En effet, de tels dépôts ne peuvent se constituer que dans des cavités volumineuses qui requièrent pour leur creusement un drainage important des eaux. Ce drainage suppose l'existence d'un bassin-versant et d'une tranche de calcaire sus-jacente épaisse. Les dômes stalagmitiques situés actuellement dans un contexte d'inversion de relief soulignent ainsi l'importance des modifications géomorphologiques subies par les Arbailles depuis cette époque.

L'ancienneté des spéléothèmes est également attestée par un phénomène d'altération (recristallisation ?) qui efface en partie ou totalement la structure laminée, en particulier pour les concrétionnements de la paléocavité sud. Les études micromorphologiques récentes montrent que les phénomènes de recristallisation sont assez fréquents dans les spéléothèmes holocènes [Frisia, 1996] et aussi dans les spéléothèmes anciens altérés [Maire, 1990].

Le niveau contaminé beige localisé au sein de la coulée a été soumis à plusieurs tests analytiques. L'observation au microscope et en exoscopie du résidu détritique fait apparaître près de 80 % de quartz (grains usés et baguettes bipyramidées), des grains ferrugineux rouges, de la matière organique, auxquels s'ajoutent quelques phytolites, hornblendes vertes, amphiboles, zircons, micas (muscovite) et une petite contamination volcanique (verre brun).

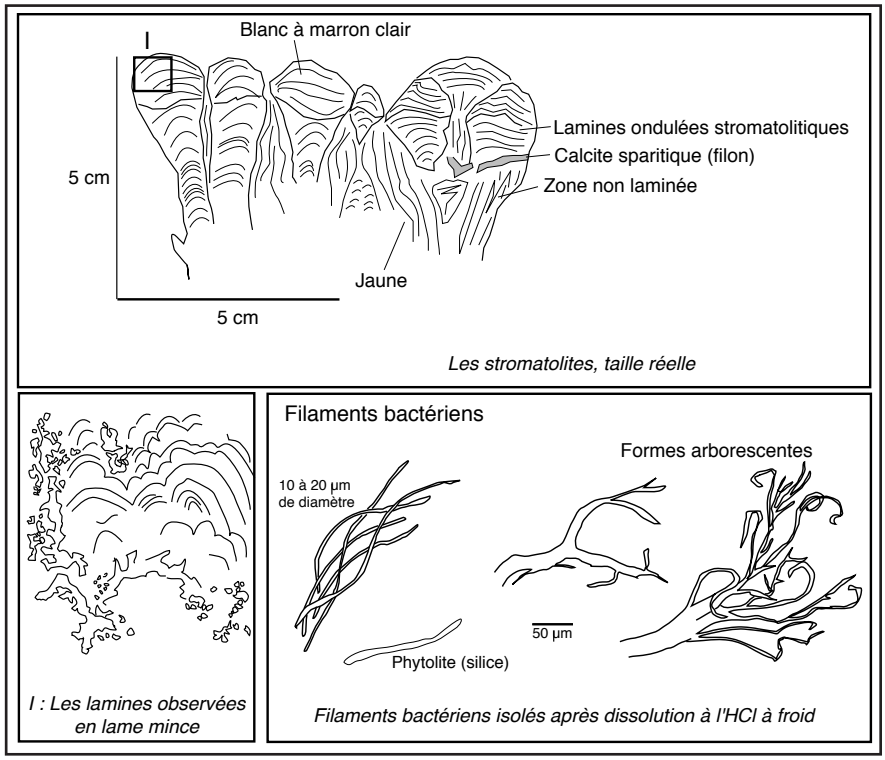


Figure 3-11: Stromatolites endokarstiques du site des paléogours, Belchou sud (éch. 484). Ils sont constitués par des bulbes typiques qui renferment une trame probablement bactérienne.

b. La palynologie [d'après M.-F. Diot, Centre National de Préhistoire, Périgueux, comm. écrite]

L'analyse palynologique de fragments de concrétions provenant des Arbailles a pour but de vérifier ou d'infirmer l'hypothèse selon laquelle la calcite se serait formée pendant le Tertiaire. Si les pollens sont conservés, il est possible de déterminer des associations caractéristiques du Tertiaire inférieur, du Pliocène, du Quaternaire ancien et de les distinguer des pollens reliques du Tertiaire ou du Quaternaire récent. Mais on sait que cette méthode appliquée aux spéléothèmes, mise au point par B. Bastin [1978], peut donner des résultats variables selon les échantillons.

— Echantillonnage et préparation

Les échantillons ont été prélevés en privilégiant les parties zonées riches en débris minéraux et/ou organiques car il s'avère que la calcite pure est très pauvre en pollens [Diot, 1989 ; Bastin, 1978 et 1990]. L'analyse a porté sur deux ensembles de fragments (fig. 3-9) :
1/ un bloc de la coulée massive du Belchou qui a été débité afin d'observer sa partie basale (éch. 295a), sa partie supérieure (éch. 295b) ou l'ensemble (éch. 295c) ;
2/ l'échantillon 382 est un silt varvé induré de couleur orangé récolté sous la coulée massive du Belchou.

Echantillon	295a	295b	295c	382
Type d'éch.	plancher varvé	plancher varvé	plancher varvé	silt induré
Poids	170 g	100 g	123 g	< 100g
HCl pur	1 semaine	1 semaine	3 jours	2 jours
HF 40 % HCl (b-m)	48 h	48 h	quelques heures	12 h
KOH 10 %	10' (b-m)	10' froid	0	0
Liqueur de Thoulet	0	0	0	2 fois
Nombre de lames	1	1	3	2

Tableau 3-1: Préparations palynologiques des échantillons du Belchou (M.-F. Diot, Centre National de la Préhistoire et U.M.R. 9933 du C.N.R.S).

Les échantillons 295 a, b et c ont été préparés au Laboratoire de Palynologie du Centre National de la Préhistoire à Périgueux. L'échantillon 382 a été traité en partie au Laboratoire Environnement de D.Y.M.S.E.T. (G.D.R. 440 du C.N.R.S.), en partie au Centre National de la Préhistoire, sans tenir compte de la pollution possible par les pollens actuels afin de vérifier les premiers essais.

La préparation (tabl. 3-1) a consisté à éliminer le carbonate de calcium par action de HCl à froid jusqu'à cessation de l'effervescence. Ensuite les minéraux, en particulier les silicates, ont été détruits par action de HF suivi de HCl au bain-marie. Lorsque le culot semblait organique, une attaque à KOH 10 % a été entreprise afin d'éliminer les matières humiques solides.

Une concentration des pollens et spores a été tentée par lévigation dans un liquide de densité 2 (celle du matériel sporopollinique). La totalité du culot obtenu a été montée entre lame et lamelle. La masse du culot disponible étant faible, seulement une à trois lames ont été réalisées par échantillon.

— Le palynofaciès du Belchou

Lors du comptage des pollens et spores au microscope, des microdébris de nature organique, sélectionnés par la préparation palynologique, ont été observés : généralement inférieurs à 200 μm ; ils constituent le palynofaciès [Combaz, 1964 ; Diot, 1991]. Celui-ci donne des

Echantillon	295a	295b	295c	382
Matière organique amorphe	peu agglomérée	très peu agglomérée	très peu	abondante, éparse ou agglomérée
Microdébris végétaux	rares évolués	rares	un peu et très évolués	-
Microdébris opaques	en agglomérats avec M.O. amorphe, isolés ou arrondis	rares, inf. à 20 μm, arrondis	en agglomérats avec M.O. amorphe, isolés ou arrondis	rares, arrondis, inf. à 25 μm
Microfossiles	algues	0	0	algues
Minéraux	peu corrodés	rares	peu et très arrondis	rares
Pollution	rares pollens	rares	0	pollens récents
Nombre total de pollens par lame	20	6	0	35

Tableau 3-2 : Eléments principaux du palynofaciès du Belchou (déterm. M.-F. Diot, Centre National de la Préhistoire et U.M.R. 9933 du C.N.R.S).

renseignements sur la mise en place et l'évolution de la matière organique (y compris le matériel sporopollinique) dans et avec le sédiment.

Pour ces concrétions, ont été observés (tableau 3-2) :
- de la matière organique amorphe inférieure à 5 μm ;
- des débris végétaux ;
- des débris opaques à la lumière transmise du microscope (microcharbons ou minéraux) ;
- des microfossiles (algues d'eaux douces) ;
- des pollens et spores fossiles ou liés à une pollution actuelle.

Le silt induré (éch. 382) situé sous la coulée stalagmitique contient beaucoup de matière organique amorphe alors que les planchers varvés en ont peu ou très peu. Les microdébris végétaux sont rares, ils ont subi une évolution au cours du temps et sont à peine reconnaissables. Les microdébris opaques sont peu nombreux généralement de petite taille, il n'est pas possible de savoir si ce sont des minéraux ou du carbone provenant de la matière végétale. Les microfossiles sont des algues d'eaux douces non identifiables au niveau du genre.

La pollution par des pollens actuels est abondante dans les échantillons 382 comme on s'y attendait au vu du type de préparation. Elle est plus rare mais présente dans les échantillons 295a et 295b. L'échantillon 295c ne contient pas de matériel sporopollinique ; l'échantillon 295b en contient peu et n'est donc pas analysable.

— Les résultats palynologiques (tableau 3-3)

Les comptages polliniques ont été effectués sur la totalité du culot organique présent après la préparation physico-chimique (éch. 295a et 382). Ils ont été différenciés en trois parties :
- les pollens manifestement actuels ou récents ; certains possèdent encore leur contenu cellulaire, ils sont pleins, les autres ont été affectés par le colorant (fuchsine basique) d'une manière forte, ce qui permet de les différencier des pollens fossiles à peine rose ou jaune ;
- les pollens indéterminés sont généralement corrodés et n'ont pas conservé suffisamment de caractéristiques (ornementation, ouverture) pour être rattachés à un taxon végétal ;
- les pollens fossilisés sont vides, peu colorés, la plupart du temps corrodés. Les pins sont de petite taille et amincis. Les autres pollens ne peuvent être identifiés. Seuls un pollen de l'échantillon 295a et deux pollens de l'échantillon 382 seraient antéquaternaires, mais restent douteux. Toutefois l'abondance de matière organique évoluée dans l'échantillon de silt induré 382, scellé par la coulée, est un indice intéressant d'ancienneté et suggère un climat chaud. Si ces premiers indices polliniques ne permettent pas encore de donner un âge tertiaire sûr aux concrétions, en revanche ils autorisent d'envisager des analyses palynologiques complémentaires.

Echantillon	295a	382
Pollens indéterminés	6	15
Pollen fossilisés		
Pinus	2	8
Pollen tricolpé	2	8
Pollen poré	3	
Pollens actuels		
Pollens pleins	0	2
Pinus	2	5
Quercus	1	3
Carpinus	1	0
Betula	0	0
Alnus	0	0
Juniperus	0	0
Ericaceae	0	0
Plantago	2	4
Poaceae	1	3
Anthemidae	0	0
Rumex	0	0

Tableau 3-3 : Comptages polliniques des échantillons du Belchou (déterm. M.-F. Diot, Centre National de la Préhistoire et U.M.R. 9933 du C.N.R.S).

c. Datation uranium/thoriun

Une datation uranium / thorium a été effectuée sur la partie la plus pure de la coulée nord (calcite blanche, éch. 295) (Y. Quinif, C.E.R.A.K., Mons). Le rendement géochimique est bon et le taux

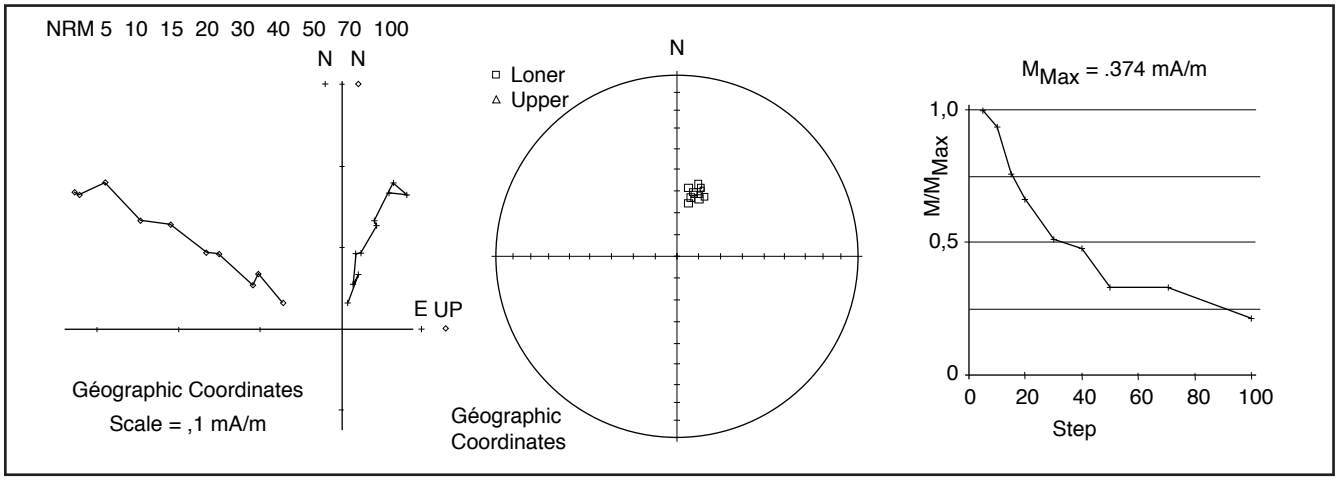


Figure 3-12 : Résultats des analyses paléomagnétiques. Echantillon 538 (racine de stalagmite du site Belchou sud). Analyse réalisée au laboratoire de magnétisme des roches, CEREGE, Aix-en-Provence, dir. P. Rochette.

Ech.	[U]ppm	U^{234} / U^{238}	Th^{230} / U^{234}	Th^{230} / Th^{232}	[U^{234} / U^{238}] t=0	Age (en m.a.)
295	0,250±0,003	1,005±0,012	0,928±0,017	190±33	1,012	283,8 [+36,1/-26,3]

Tableau 3-4 : Datation par la méthode uranium / thorium de la stalagmite du Belchou prélevée en surface (1 120 m d'altitude, analyses Y. Quinif, C.E.R.A.K., Faculté polytechnique de Mons, Belgique).

de thorium détritique est très faible. Mais le résultat analytiquement bon (283 800 ans, +36 100 / -26 300) est pourtant aberrant sur le plan géomorphologique compte tenu de la situation sommitale en inversion de relief de ces grandes paléocavités (tabl. 3-4).

Seule une altération de la calcite de la concrétion est susceptible d'expliquer cette date illogique, bien que la calcite soit massive et apparemment saine. En effet, compte-tenu du taux de dissolution moyen, il n'a pu disparaître qu'une tranche de 20-25 m en 300 000 ans, ce qui ne modifie guère la morphologie du site. A l'époque, les cavités devaient déjà être éventrées dans un contexte morphologique identique.

d. Analyse paléomagnétique

Enfin, une analyse paléomagnétique effectuée sur une stalagmite de la paléocavité sud indique un magnétisme normal (analyse effectuée au laboratoire de magnétisme des roches, CEREGE, Aix-en-Provence, P. Rochette). Compte tenu de l'ancienneté présumée de la concrétion, la probabilité est grande que l'échantillon n'appartienne pas à la période Brunhes (0-780 000). Il est donc vraisemblablement antérieur à la période Matuyama (780 000-2 600 000), ce qui le situerait au moins dans le Pliocène (fig. 3-12).

Ainsi, les arguments géomorphologiques, sédimentologiques et palynologiques plaident en faveur de l'ancienneté de ces cavités décapitées qui pourraient dater au moins du Pliocène, voire de la fin du Miocène (chap. 9).

B. Les autres concrétionnements mis au jour sur la haute surface

Les cavités démantelées par l'érosion sont nombreuses sur la haute surface des Arbailles. Elles se manifestent fréquemment par des massifs stalagmitiques visibles en surface, comme ceux d'Héguilloré ou du sommet d'Olhamendi, mais qui n'atteignent pas la dimension exceptionnelle des concrétionnements du pic de Belchou.

— Le site d'Héguilloré

Il est localisé à 990 m d'altitude, dans la partie centrale du massif, sur le rebord nord de la haute vallée sèche d'Ithé (Ibar Naba). Le massif stalagmitique, qui a été mis au jour par la construction de la piste, mesure plusieurs mètres de diamètre (photo 3-12). Il se situe à la limite entre les calcaires marneux aptiens de la série de Naboléguy et les calcaires marneux albiens.

Ce dépôt est constitué par une calcite pure, compacte et blanche (éch. 92). La fabrique cristalline est de type palissadique (épis), mais les lamines de croissance sont peu visibles ou absentes. Les rares éléments insolubles sont formés par quelques grains de sols ferrugineux et du quartz.

Ce concrétionnement scelle des dépôts bréchiques formés de clastes calcaires gris-noir appartenant à la série de Naboléguy. Le ciment microgréseux, de teinte brun-jaunâtre clair (2,5Y 6/4), renferme des grains de cuirasse ferrugineuse. La fraction argileuse du ciment est composée en majorité d'illite, puis par de la kaolinite, de la chlorite, du quartz et du feldspath (éch. 89, J. Lacroix, analyses RX, lab. P. Birot, Meudon). La fraction sableuse insoluble présente des petits grains de limonite et un cortège minéral dominé par du quartz sédimentaire et filonien, avec secondairement de l'épidote ou de l'olivine probable, ce qui suggère des apports allochtones proximaux provenant notamment des ophites triasiques et/ou du massif de Mendibelza.

— Le site du sommet Olhamendi

Il est situé au nord-ouest du massif, à 1 150 m d'altitude, en bordure du haut plateau très karstifié de Guillembero, dans les calcaires urgoniens de la série du Zabozé. De l'ancienne cavité, il ne reste pas de trace si ce n'est la base d'une stalagmite à la calcite très pure.

Photo 3-12 : Le massif stalagmitique d'Héguilloré est localisé à 990 m d'altitude sur le rebord nord de la haute vallée sèche d'Ithé (Ibar Naba). Ce dépôt est constitué par une calcite pure, compacte et blanche.

Ces témoins anciens révèlent d'anciennes phases de karstification qui se sont réalisées dans un contexte géomorphologique et environnemental autre que l'Actuel. Ils permettent aussi de mettre en évidence les importantes modifications géomorphologiques subies par le massif des Arbailles, par exemple des inversions de relief. Afin d'avoir une idée plus précise de l'importance de la tranche de calcaire érodée depuis leur dépôt, il conviendrait de dater ces derniers avec plus de précision.

Les méthodes de datations, comme le prouvent les essais croisés réalisés sur la concrétion nord du Belchou, restent délicates mais indispensables. La méthode U/Th ne donne pas toujours des résultats fiables. Le paléomagnétisme reste peu précis. Les tests palynologiques demeurent difficiles car les pollens sont rares et il faut multiplier les échantillons. Un test effectué dans la partie pure de la calcite de l'échantillon 295 n'a rien livré. Enfin, les pollens observés ne permettent pas toujours de déterminer un âge, même très approximatif.

III. Les anciennes pertes recoupées par l'érosion

L'érosion des calcaires entraîne le recoupement de puits, conduits et salles qui représentent des phases anciennes de karstification réalisées dans un contexte géomorphologique et environnemental différent de l'Actuel. Ces formes sont donc des marqueurs morphogénétiques et paléogéographiques [Delannoy, 1997]. Elles se trouvent généralement au-dessus de 800 m sur la haute surface, les hauts versants ou le bord des grandes dépressions d'altitude, généralement en situation d'inversion de relief. L'étude de leurs modelés apportent déjà des renseignements sur leur genèse. Les puits sont à rattacher à d'anciennes pertes, les salles et surtout les galeries à d'anciens niveaux de creusement. Ces anciens drains aujourd'hui à l'air libre permettent de prouver l'importance de l'ablation superficielle, réalisée suite à l'encaissement du réseau hydrographique, conséquence d'une puissante surrection du massif. L'étude des remplissages contenus dans les paléoconduits peuvent donner des indications sur les fonctionnements anciens du système et éventuellement sur le contexte bioclimatique. Leur datation reste généralement délicate en raison de l'ancienneté des dépôts.

A. Les paléocavités en bordure du massif imperméable de Mendibelza : Lutogagne

L'intérêt du secteur de Lutogagne consiste en son faible éloignement vis-à-vis du massif de Mendibelza. Actuellement, ce fragment résiduel subsiste entre les vallées de l'Apoura et de l'Ilhonatzé. Il renferme une importante poche de témoins sédimentaires.

1. Les poches à galets du Lutogagne

Le Lutogagne, qui culmine à 1 097 m d'altitude, est armé par les calcaires urgoniens fortement redressés de la bordure sud. Le sommet domine par un versant en pente forte (31°) de 150 m de dénivelé le col d'Arhansus qui marque la limite entre le massif des Arbailles situé au nord et le massif de Mendibelza au sud.

L'étude des poches d'altérites a révélé l'existence, entre 950 et 1 000 m d'altitude, de nombreux petits galets bien roulés d'un diamètre de 1,5 à 3 cm en moyenne. Leur étude pétrographique (éch. 510) montre qu'il s'agit principalement de quartz, grès quartzitiques et quartzites, ce qui prouve un balayage généralisé de la zone par des écoulements en provenance de Mendibelza (tabl. 3-5). Aucun galet n'a pu être retrouvé au sommet du Lutogagne, ce qui semble indiquer que la crête constituait déjà un point haut évité par les torrents descendus des massifs méridionaux bordiers. Les galets ne sont pas datables, cependant leur transport s'est réalisé antérieurement au creusement des vallons bordiers affluents de l'Apoura et de l'Ilhounatzé qui isolent actuellement le massif des Arbailles. Il est intéressant de noter la petite taille de ces dépôts alluviaux alors que l'on se trouve à moins de 250 m de la zone de contact avec Mendibelza (flysch). Plusieurs facteurs explicatifs interviennent :

- la zone d'alimentation des galets est située en fait 2 km plus au sud. En effet, une grande bande de schistes noirs (C2-1S) puis de flysch schisto-gréseux (C2-1F1) fait la transition entre les Arbailles et les poudingues proprement dits (C2-1P). Le transport était donc d'au moins deux kilomètres, ce qui augmente les possibilités de fractionnement ;
- les bassins-versants nombreux dans un relief encore peu accentué auraient permis la constitution de ruisseaux de faible compétence, ce qui pourrait expliquer la taille réduite des éléments ;
- enfin, les poudingues de Mendibelza sont constitués d'éléments empruntés au terrain du Paléozoïque, galets ou blocs plus ou moins anguleux de quartz, quartzites, grès et schistes du Dévonien supérieur, grès micacés et paquets de schistes noirs du Namuro-Wesphalien, mais aussi blocs de calcaires griottes, lydiennes du Carbonifère, voire grès triasiques et ophite. La taille des éléments est variable, généralement de 0,1 m à 1 m de diamètre. Le ciment des poudingues est friable, généralement gréseux (éch. 475) [Castéras, 1971].

Nature des galets	%
Grès quartzitiques, quartzites et arkoses bien roulés	68
Quartz bien roulés	12
Cuirasses roulées	9
Grès quartzitiques, quartzites et arkoses mal roulés	4
Silexites	3
Quartz bipyramidés et fibreux mal roulés	3
Quartz mal roulés	1

Tableau 3-5 : Nature des galets récoltés en surface sur le flanc sud du Lutogagne, bordure sud du karst des Arbailles.

La résistance faible de certains éléments en provenance de la Haute Chaîne doit être prise en considération, notamment pour les essais de compréhension du fonctionnement des grandes vallées. En effet, il n'a pas été possible de retrouver dans le lit des vallées sèches des galets prouvant d'anciennes alimentations allochtones comme cela peut être fait dans d'autres régions karstiques comme le Causse Méjean et le Causse Noir [Vanara, 1990] ou le Sud Larzac [Camus, 1997]. Cette donnée de terrain nous a donc obligés à recourir à d'autres méthodes (chap. 4).

L'étude de la matrice en frottis (éch. 511) a révélé l'existence de nombreux quartz (quartz fluviatiles très usés et bien roulés et quartz bipyramidés, certains usés et roulés et d'autres automorphes), des fragments de quartzites et de nombreux débris de cuirasses ferrugineuses (dont de nombreux pisolithes de 0,3 à 1 mm). Le frottis confirme lui aussi de manière indiscutable une zone d'alimentation située dans le massif de Mendibelza.

2. La paléo-perte de la carrière d'Arhansus

Le creusement d'une carrière sur le flanc du Lutogagne à 950 m d'altitude a permis le dégagement d'une importante poche remplie d'alluvions (fig. 3-13). Cette dernière constitue la partie visible de ce qui devait être un puits fonctionnant en perte comme le prouvent les indices phréatiques (coups de gouge) visibles sur la voûte. Le vide karstique a été entièrement rempli par

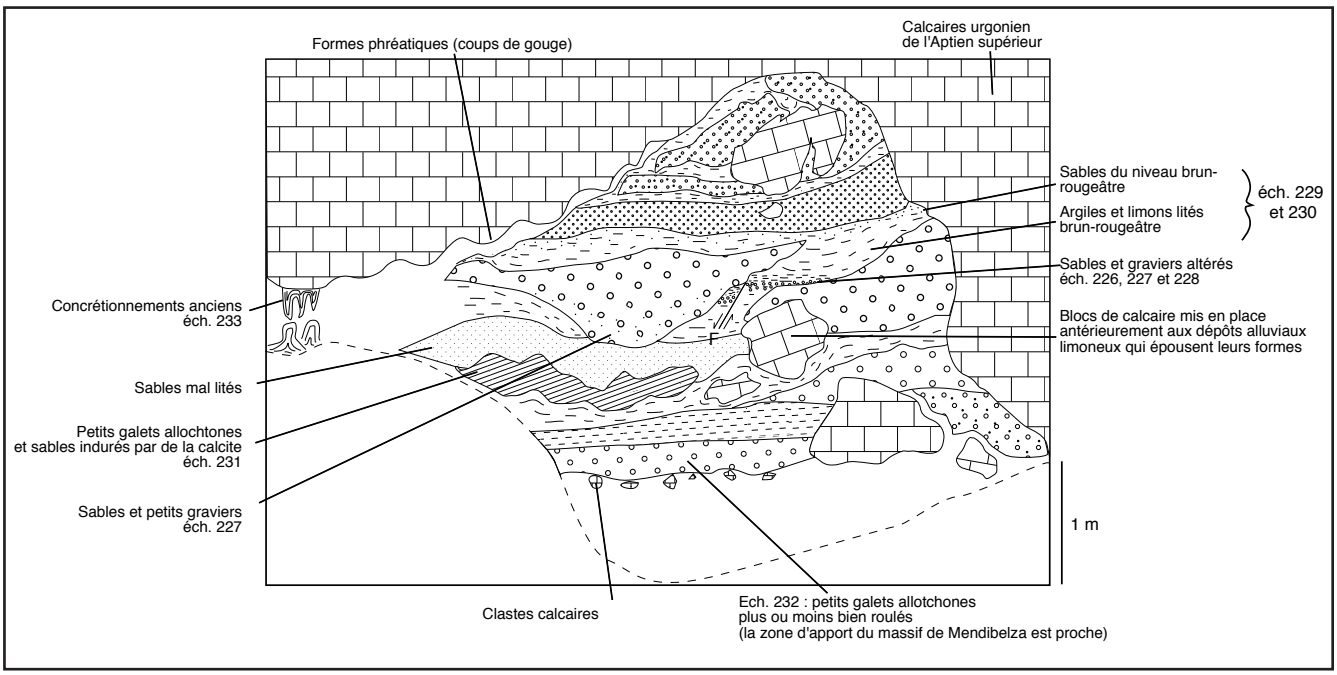


Figure 3-13 : Dépôts alluviaux de la cavité de la carrière d'Andoche. Les dépôts alluviaux provenant du massif de Mendibelza ont été piégés dans cette cavité avant que la profonde incision des vallées périphériques n'isole le massif des Arbailles

des alluvions qui renseignent sur l'évolution passée de cette zone de contact. Le remplissage est constitué d'une alternance de niveaux sableux, marneux et sableux.

a. Les niveaux à galets

Le niveau à galets est surtout bien observable à la base du remplissage (éch. 232, fig. 3-13). Il s'agit de petits galets de quartz, grès quartzitiques, et quartzites d'un diamètre toujours inférieur à 2 cm, plus ou moins bien roulés, englobés dans une matrice sablo-limoneuse. La fraction fine observée au microscope montre l'importance des quartz anguleux, près de 50 % du dépôt : quartz anfractueux et quartz bipyramidés à inclusions fluides nombreuses. 45 % des grains sont représentés par des grains sombres de cuirasse : pisolites, hématite et limonite. Quelques zircons, sphènes, amphiboles, olivines, hornblendes vertes constituent les 10 % restant.

La perte était alimentée par un cours d'eau assez important pour charrier des galets depuis la zone des poudingues de Mendibelza. L'aspect corrodé de certains grains de quartz, notamment les bipyramidés, indique la relative ancienneté du dépôt, confirmée par la situation du site qui est en inversion de relief.

b. Les niveaux sableux

Plusieurs niveaux sableux sont visibles. Ces dépôts jaune-brunâtres (10YR 6/6) se distinguent par leur teneur plus ou moins forte en argile et limons (fig. 3-13). Les petits galets que l'on retrouve épars au sein de ces remplissages sont en général très altérés.

L'étude des échantillons 227, 228 et 232 à la loupe binoculaire et au microscope montre que leur composition minéralogique est la même que pour la fraction fine des niveaux à galets. On observe trois types de quartz (65 %) : des anfractueux et anguleux à inclusions fluides, des anfractueux usés, enfin des bâtonnets et bipyramidés à inclusions fluides fréquentes. Les éléments de cuirasses sont abondants (30 %) : grains ferrugineux et hématite cubique. Quelques hornblendes et de rares amphiboles, zircons, sphènes viennent compléter le cortège.

La lame mince de l'échantillon 226 montre, dans un ciment silico-ferrugineux, la transition entre un niveau inférieur à graviers roulés, un niveau moyen à sables fins et un niveau supérieur à sables grossiers. La minéralogie des grains indique une alimentation en provenance des poudingues de Mendibelza : quartzites, schistes, micaschistes et grès (photo 3-13).

Une induration par la calcite est intervenue postérieurement au dépôt sur le remplissage de milieu de coupe. La surface polie de l'échantillon 231 montre à la base, un niveau à petits galets et au sommet des sables fluviatiles riches en éléments ferrugineux (fig. 3-14).

Les niveaux sableux prouvent un remaniement d'anciens dépôts de cuirasses, puis un transport de type fluviatile (galets) depuis les flancs de Mendibelza (minéraux caractéristiques de la Haute Chaîne).

c. Les niveaux argilo-limoneux

Les niveaux argilo-limoneux sont lités en fonction de teneurs plus ou moins importantes en sables, limons et argiles. Ils présentent la caractéristique de s'enrichir en éléments sableux à la fin des séquences de dépôt. La couleur brun-rougeâtre (5YR 4/4) visible dans les échantillons 229 et 230 est révélatrice d'une évolution en réduction dans une zone en creux mal drainée. La composition minéralogique des sables contenus dans les niveaux argilo-limoneux est identique à celle décrite pour les niveaux sableux.

Des micro-failles internes au remplissage recoupent les remplissages

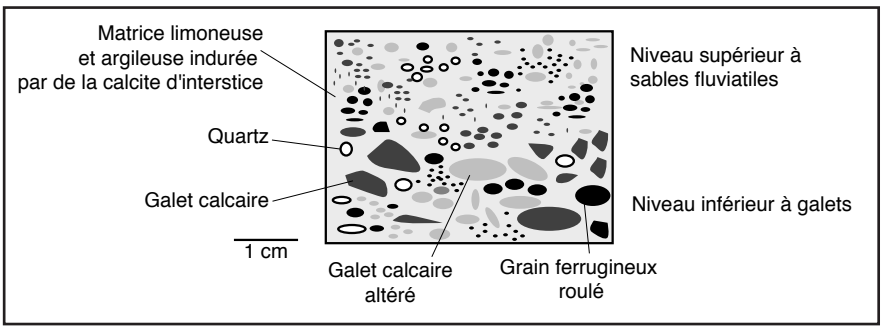


Figure 3-14 : Surface polie n° 231 du niveau induré à galets et sables de la cavité de la carrière d'Andoche (cf. figure 3-13 pour la localisation de l'échantillon).

argilo-limoneux et attestent de tassements postérieurs (photo 3-14).

En conclusion, les remplissages de cette perte indiquent la permanence, durant son fonctionnement, des alimentations en provenance des poudingues de Mendibelza. Cependant, la compétence des ruisseaux au départ assez forte (transport possible de petits galets) est devenue par la suite beaucoup plus faible. Il est possible d'y voir un début de capture des circulations par les cours d'eau affluents de l'Apoura et de l'Ilhounatzé, peut-être à la fin du Pliocène ou au cours du Pléistocène inférieur (chap. 4). Des remaniements ultérieurs au dépôt ont eu lieu : faille listrique affectant les remplissages argileux, induration de certains niveaux sableux.

La paléo-perte de la carrière d'Arhansus, située au contact entre les Arbailles et les massifs bordiers, montre la petite taille des éléments piégés. Les éléments les plus importants ne dépassent pas les 2 ou 3 cm. Les éléments de la formation de Mendibelza sont pourtant hétérométriques. Ceci prouve que la compétence des anciens ruissellements qui ont charrié les galets était moyenne ou faible, en liaison avec un débit réduit (zone proche de l'amont).

B. Le réseau démantelé de Bédola, une ancienne perte de la mégadoline de Sihigue

1. Un ancien réseau décapité

La cavité de Bédola est située à 950 m sur le flanc occidental de la mégadoline de Sihigue (X : 326,87 - Y : 3095,72). Elle se développe à la faveur d'une zone broyée (présence de calcaire bréchifié). Elle communiquait autrefois avec l'aven de même nom dont le puits béant s'ouvre à une dizaine de mètres. Ce réseau fonctionnait vraisemblablement comme un point d'absorption privilégié de fond de dépression avant que l'approfondissement progressif de la mégadoline ne contribue à son perchement et à son démantèlement. L'entrée du réseau domine actuellement le fond de la dépression d'une dizaine de mètres.

Il ne subsiste actuellement de la cavité (calcaire bréchifié) qu'une petite salle effondrée avec des fragments de planchers stalagmitiques corrodés scellant des dépôts fluviatiles consolidés (fig. 3-15).

2. Des dépôts anciens indurés

a. Les remplissages fluviatiles de la poche supérieure

Une première poche de remplissage située dans une anfractuosité de la paroi a été étudiée. Les niveaux alluviaux anciens (éch. 101, 102 et 105) sont constitués de graviers roulés de quartz laiteux de 5 à 25 mm de long recouverts par des incrustations ferrugineuses. Les autres graviers sont formés par des éléments de calcaire (0,5 à 5 cm) et de cuirasse ferrugineuse de texture microgréseuse (3 à

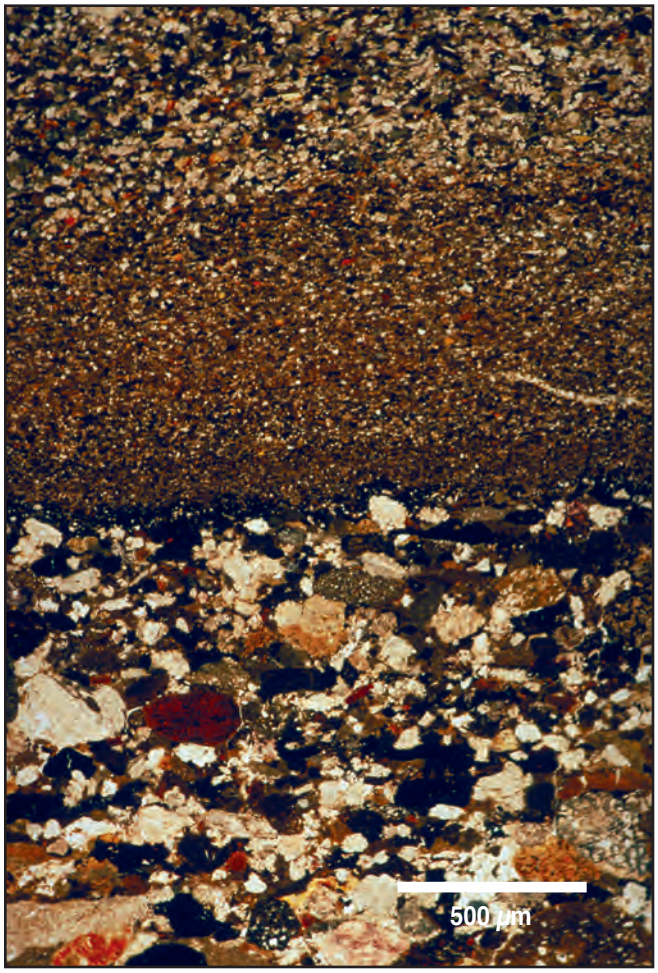


Photo 3-13 : Lame mince d'un niveau sableux (éch. 226) de la cavité de la carrière d'Andoche, bordure sud du karst des Arbailles. On observe, dans un ciment silico-ferrugineux, la transition entre une niveau inférieur à graviers roulés, un niveau moyen à sables fins et un niveau supérieur à sables grossiers. La minéralogie des grains indique une alimentation en provenance des poudingues de Mendibelza : quartzites, schistes, micaschistes et grès (lumière polarisée non analysée).

Photo 3-14 : Dépôts alluviaux de la cavité de la carrière d'Andoche. Le niveau sablo-limoneux lité de la base est surmonté par un niveau plus argileux lité lui aussi. Au-dessus, le remplissage devient plus grossier avec de petits galets allochtones pris dans une matrice sablo-limoneuse. Les micro-failles internes recoupant les remplissages attestent de tassements postérieurs au dépôt.

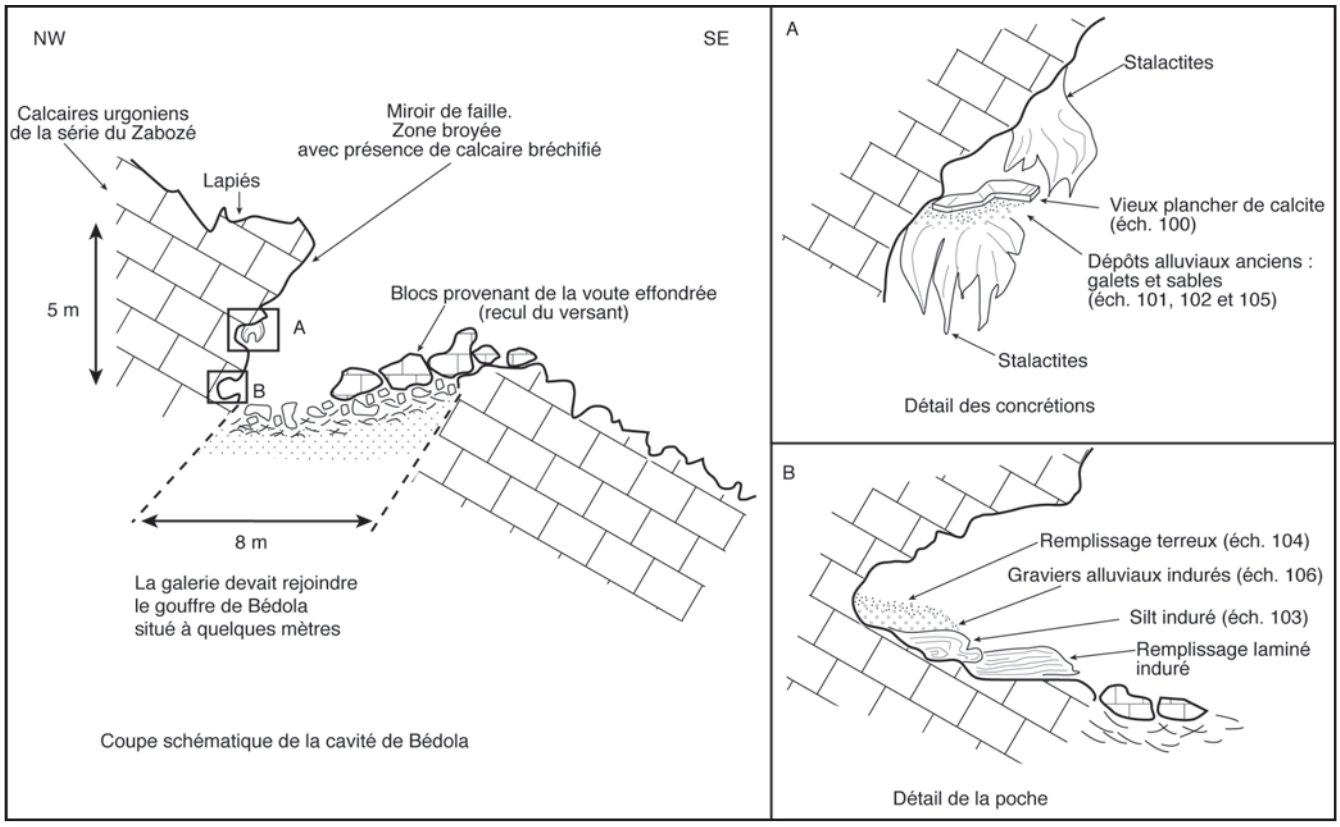


Figure 3-15 : Les remplissages de la cavité recoupée de Bédola. La cavité est située environ 20 m au-dessus du fond de la mégadoline de Sihigue.

10 mm de long). La fraction sableuse est constituée à 90 % de sables de quartz et par un cortège polygénique : rares hornblendes vertes et nombreux petits quartz à extinction normale pour l'altération de l'Albien ; épidote, verre, amphibole, rutile, quartz métamorphique et zircon pour les apports allochtones.

Sur lame mince (éch. 101), les grains de grès, de feldspath, de quartz métamorphique et des sphérolites de calcédoine sont noyés dans un ciment carbonaté microtravertineux (photo 3-15). Les niveaux alluviaux sont scellés par un vieux plancher de calcite poreux à niveaux pollués (éch. 100). La lame mince montre deux niveaux pollués principaux (photo 3–16), ce sont aussi les niveaux les plus corrodés (pores d'altération). Des débris sont piégés dans les coins intercristallins. La cristallisation en mosaïque dans les niveaux pollués se transforme en cristallisation columnaire dans les niveaux purs.

b. Les dépôts de la poche inférieure

La poche inférieure contient à la base un remplissage laminé induré, surmonté par des graviers alluviaux indurés puis par un remplissage terreux.

Le silt induré de la poche inférieure de texture très fine montre un litage régulier de couches fines grises (2,5YR N5) et de couches épaisses grises claires (2,5YR 7/2). A échelle fine, on observe (lame mince, éch. 103) un dépôt argileux imprégné de carbonates (ciment micritique) à nombreux pores de corrosion et fissures de dessiccation. Les fissures sont remplies par de la calcite microsparitique (photo 3-17).

Le silt est scellé par un niveau de graviers alluviaux indurés (éch. 106 : calcaires, cuirasses et quartz).

La pétrographie du remplissage terreux jaune-olive (2,5YR 6/6) de sommet de coupe montre dans la fraction sableuse grossière des quartz émoussés luisants et anguleux et des grains de cuirasses roulés ou anguleux. La fraction fine contient un cortège issu des marnes (quartz bipyramidés et anguleux) et du socle (olivine, zircon, quartz à extinction roulante).

Le remplissage de la cavité démantelée de Bédola est intéressant car il prouve l'existence d'une topographie très différente de l'Actuel. La taille des petits galets (jusqu'à 25 mm) indique l'existence de rivières possédant une compétence moyenne. Actuellement, les ruissellements sont inexistants car les infiltrations diffuses sont très efficaces. La pétrographie indique une alimentation en provenance de la zone de Mendibelza (poudingues et flychs), ce qui suppose que le dépôt est antérieur au creusement des grandes vallées bordières. Par contre, les alimentations en provenance de l'Albien (calcaires marneux à filons quartzeux) ont pu se réaliser par la paléo-

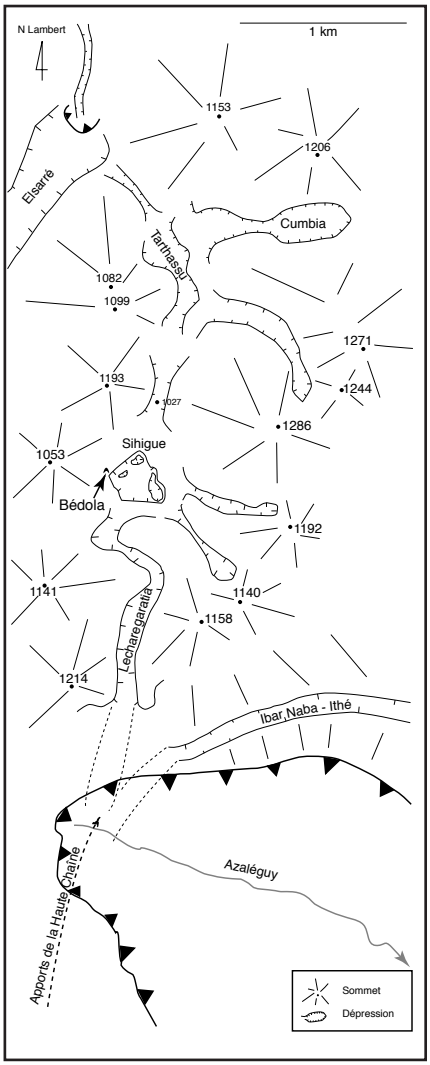


Figure 3-16 : le paléo-drain de Lécharegaratia - Sihigue.

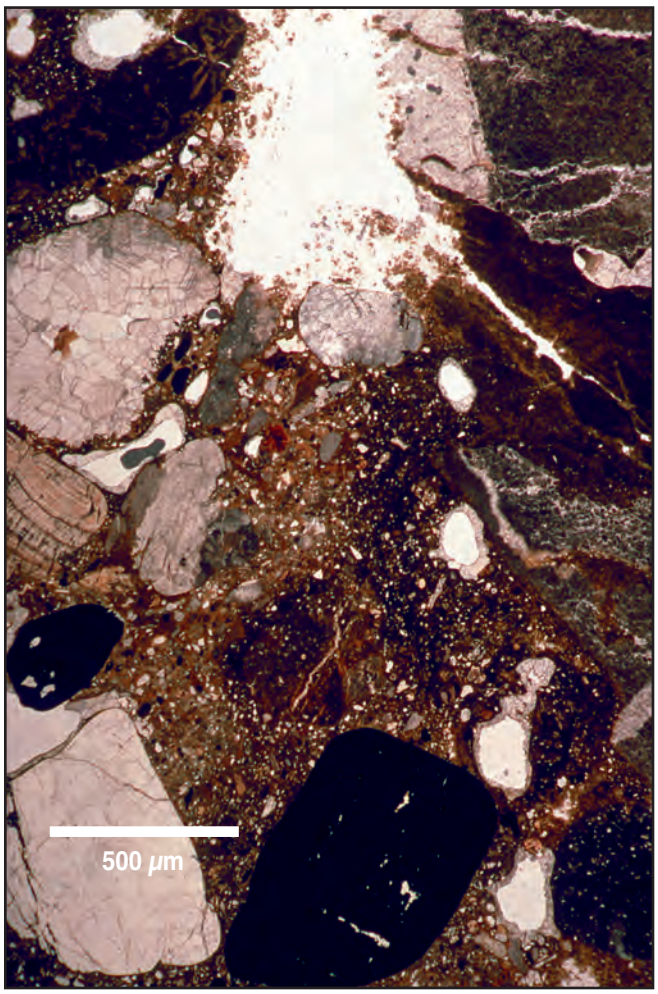


Photo 3-15 : Lame mince des niveaux alluviaux anciens du réseau démantelé de Bédola (éch. 101). Les grains de grès, de quartz métamorphique et des sphérolites de calcédoine sont noyés dans un ciment carbonaté microtravertineux (lumière polarisée non analysée).

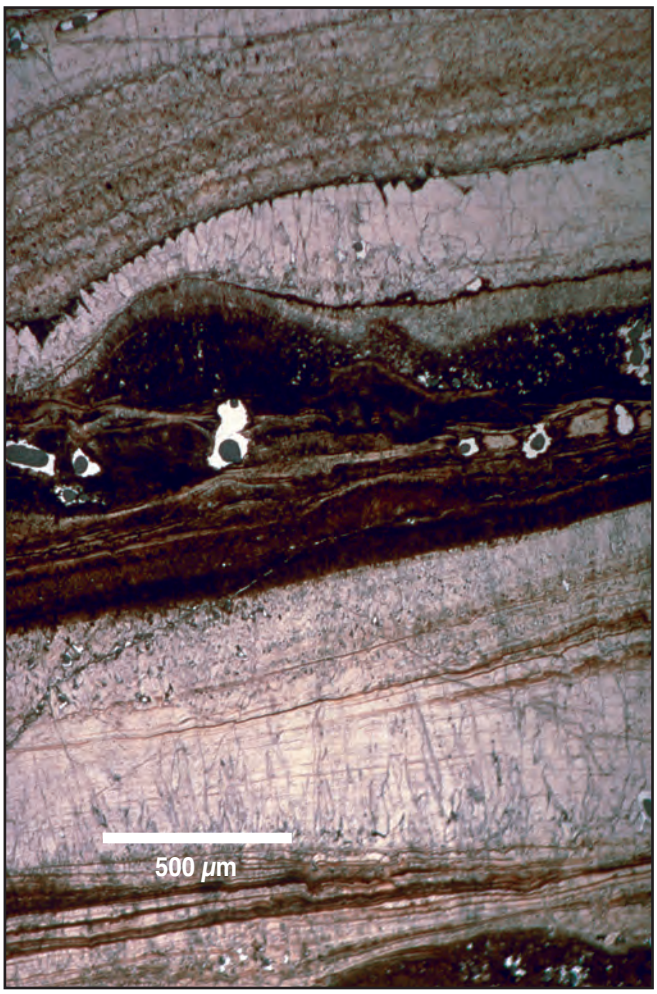


Photo 3-16 : Lame mince d'un plancher, réseau démantelé de Bédola (éch. 100). Au centre le niveau pollué montre des pores de dissolution. Il est encadré par des niveaux de calcite pure à cristallisation columnaire (lumière polarisée non analysée).

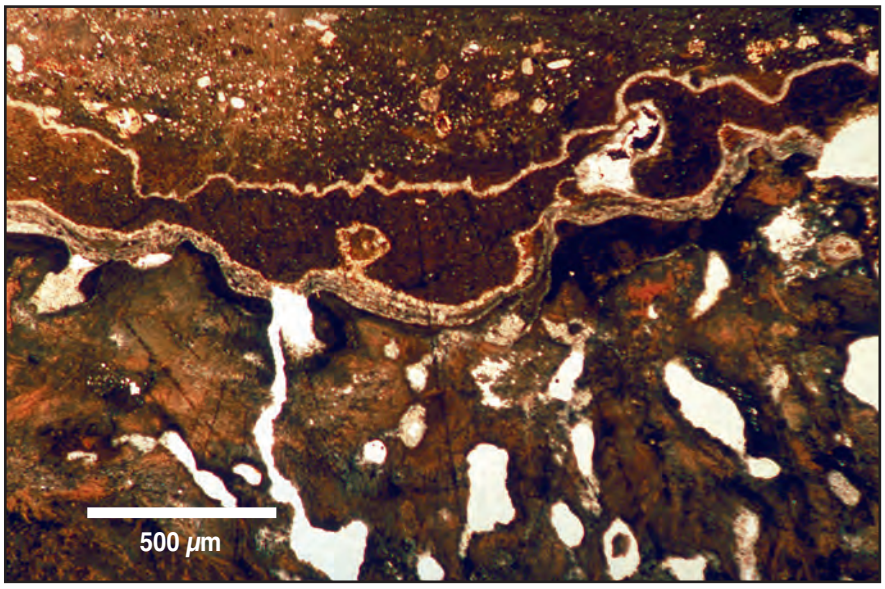


Photo 3-17 : Lame mince du silt induré de la poche inférieure du réseau démantelé de Bédola, mégadoline de Sihigue (éch. 103). On observe un dépôt argileux imprégné de carbonates (ciment micritique) à nombreux pores de corrosion et fissures de dessiccation. Les fissures sont remplies par de la calcite microsparitique (lumière polarisée non analysée).

vallée de Lécharegaratia. Il est possible d'imaginer que cette dernière se prolongeait en direction de la haute chaîne avant la capture de son haut bassin par le ruisseau d'Azaléguy (fig. 3-16).

Les dépôts observés, remaniés et soutirés, sont anciens, probablement anté-quaternaires ou au plus tard du Pléistocène inférieur. Comme cette cavité se poursuit en profondeur par un puits de 70 m concrétionné, on est en présence d'une phase de verticalisation de l'endokarst qui pourrait effectivement se situer au cours du Pliocène lors de la première grande phase de surrection, donc après la première phase de karstification conservée au sommet du Belchou qui est probablement miocène (chap. 9).

IV. Les poches de paléoaltérites et les cuirasses associées

Les poches d'altérites mises au jour par l'érosion précisent les modalités de la pédogenèse au cours de l'évolution géomorphologique plio-quaternaire.

Une série de sites étudiés sur un transect sud-nord permet d'identifier sur un plan altitudinal et spatial l'altération des roches carbonatées et des éventuels apports silicatés provenant de l'amont de Mendibelza et/ou de l'altération et du décapage de la couverture des flyschs qui devait recouvrir entièrement le massif.

A. Les modalités de la pédogenèse au Plio-quaternaire : les poches d'altérites

1. La coupe du col d'Oxibar (Camou)

Dans les calcaires urgoniens du col d'Oxibar (alt. 589 m), une poche d'altérites large de 6 m présente un dépôt argilo-limoneux décarbonaté, de couleur jaune-brunâtre (10YR 6/8), comprenant en majorité de l'illite et secondairement de la kaolinite et de la chlorite (éch. 130, analyses RX, J. Lacroix, lab. P. Birot, Meudon).

La fraction sableuse (16 %) est formée de quartz anguleux, de rutile, de hornblende verte, de quelques grains roulés de microquartzite et d'éléments de cuirasse gréseuse. En lame mince, on observe un squelette composé de grains de quartz et de cuirasse, noyés dans un plasma argileux et limonitique.

Photo 3-18 : Cuirasse grèseuse du col d'Oxibar, altitude 589 m (éch. 129). Le squelette est constitué par des grains roulés de quartz, quartzite, sphérolites de calcédoine, grains de paléocuirasse. Le ciment ferrugineux plus ou moins cristallisé témoigne d'une hydromorphie moindre, avec battance de nappe et régime de surrection. La situation altitudinale de la poche indique une genèse quaternaire à plio-quaternaire qui reprend des éléments remaniés de cuirasses microgréseuses plus anciennes (agrandissement x 3).

Des fragments centimétriques de cuirasse gréseuse, remaniés dans les poches, présentent une structure porphyrique à monique (éch. 129). Le squelette est constitué par des grains roulés de quartz, quartzite, silexite et cuirasse ferrugineuse à structure lamellaire ou fibreuse noyés dans un ciment argilo-ferrugineux hématitique (photo 3-18). Les argiles sont dominées par l'illite (analyses RX, J. Lacroix, lab. P. Birot, Meudon). Du quartz secondaire apparaît en remplissage de pore. On observe également des grains de feldspath et des sphérolites de calcédoine.

Les grains de cuirasse limonitique prouvent l'incorporation dans le profil d'éléments de paléocuirasse de nappe. Ces cuirasses gréseuses suggèrent une évolution des poches dans un contexte d'hydromorphie à battance de nappe évoquant un régime de surrection et probablement un climat chaud.

L'état avancé d'altération des grains de quartz roulés (éclatement par infiltration et cristallisation du fer) montre une évolution polygénique ancienne : grains de roches et de paléoaltérites roulés d'origine allochtone. Les quartz roulés fluviatiles proviennent sans doute des poudingues de Mendibelza. La poche suggère l'existence d'un paléo-drainage vers la vallée d'Oxibar-Camou. Ce drainage n'est possible qu'antérieurement au creusement de la vallée de l'Apoura puisque cette dernière isole actuellement le «cirque» de Camou des amonts imperméables.

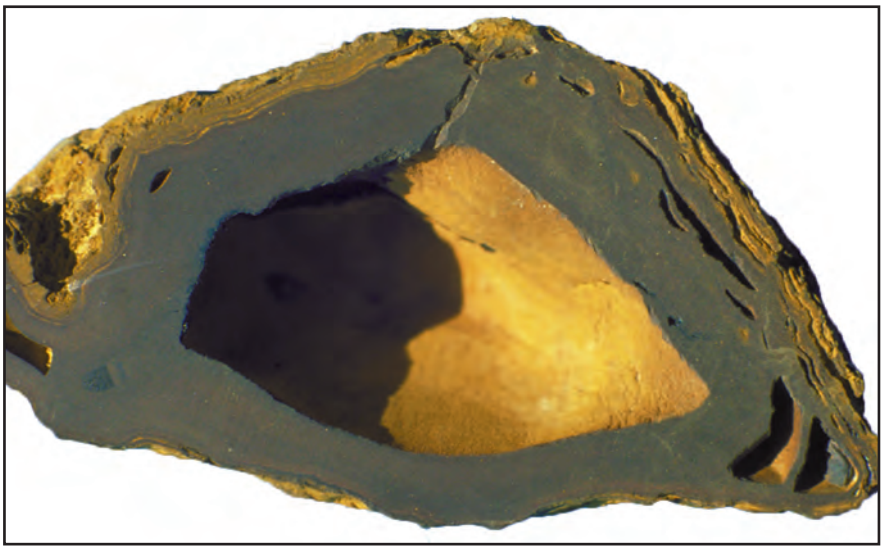


Photo 3-19 : Cuirasse limonitique en géode (éch. 139). La cuirasse a été prélevée dans une poche située sur le flanc d'une vallée sèche perchée au-dessus du poljé d'Elsarré (Lécharéguibela, altitude 900 m). Genèse dans des poches avec blocage temporaire de l'écoulement (mauvais drainage, régime d'hydromorphie), âge plio-quaternaire probable, en liaison avec le niveau perché de vallée sèche de 850 m (agrandissement x 2,5).

2. Poche d'altérites sur la haute surface : l'exemple de Lécharéguibela

La poche étudiée mesure 20 m de large et se situe dans les calcaires marneux albiens à l'amont de la vallée sèche de Lécharéguibela (alt. 920). Le dépôt argilo-

Photo 3-20 : Le cuirassement gréseux climatique de Jagui est situé à 400 m d'altitude sur la bordure nord-est des Arbailles, sur le versant dit de Jagui, en face du village d'Aussurucq. C'est le plus important dépôt cuirassé ayant été repéré jusqu'à maintenant sur le karst des Arbailles.

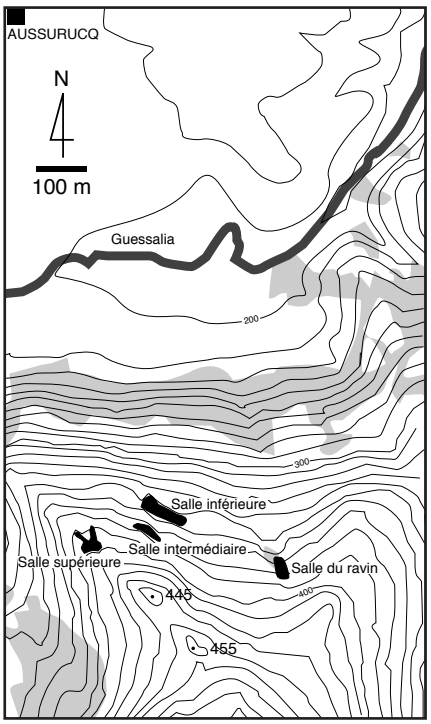


Figure 3-17 : Situation des paléocavités mises au jour de Jagui, à proximité du village d'Aussurucq.

limoneux brun-clair renferme des fragments de quartz filonien issu de l'altération de l'Albien et des éléments de cuirasse ferrugineuse. Les fragments de cuirasse sont constitués par des croûtes et des nodules à enveloppes ferrugineuses (photo 3-19). La minéralogie des argiles indique (éch. 141) : illite dominante, chlorite, kaolinite et mica (analyses RX, J. Lacroix, lab. P. Birot, Meudon). Au microscope, la fraction sableuse montre des quartz anguleux abondants (90 %), des pisolites ferrugineux, des paillettes de muscovite et de rares hornblendes vertes. En lame mince (éch. 139), on observe une structure plasmique argileuse et goethitique avec du quartz néoformé en remplissage de pores. Les argiles sont dominées par l'illite. Quelques minéraux isolés sont en partie d'origine allochtone : quartz, amphibole, calcédoine, esquilles phylliteuses et quartzitique.

Ces éléments de cuirasse, notamment en nodules, indiquent une genèse de battement de nappe, en contexte de dépressions mal drainées, à une époque où les reliefs moins élevés du massif des Arbailles connaissaient un climat probablement tropical à saison sèche marquée (Néogène). Les dépôts allochtones sont la preuve d'une alimentation en provenance des poudingues de Mendibelza.

B. Les cuirasses, témoin d'un régime de surrection et d'un karst tropical hérité

Le relief de la zone centrale des Arbailles (chap. 2) évoque de manière frappante les paysages karstiques actuellement observables dans les régions tropicales humides à saisons contrastées tels les karst à buttes de Sangzhi (Hunan, Chine) et les karst à cônes de Yanziping (Hufeng, Hubei, Chine) [Zhang et Maire, 1995]. D'ailleurs, dès 1961, G. Viers notait en conclusion de son étude : «*sur les Arbailles, entre de profondes coupures, il ne reste que des témoins disloqués, défoncés ou lacérés de ce qui fut peut-être un causse miocène*».

Le relief apporte les premiers indices d'une évolution ancienne sous climat chaud et humide que nous rapportons au Mio-pliocène. Cependant, il convient d'appuyer cette hypothèse par d'autres arguments de terrain. L'érosion a été importante depuis le Néogène et les périodes froides du Quaternaire ont modifié les modelés en raison des climats périglaciaires. Aussi, nous ne pouvions trouver les réponses que dans l'étude des résidus piégés dans le karst.

Plus de 200 échantillons ont été prélevés sous terre ou en surface. Ils montrent l'omniprésence des nodules, de grains et de pisolithes ferrugineux (hématite, goethite) de taille variée (10–20 μm à plus de 2 cm).

Ces résidus prouvent l'existence d'anciennes surfaces cuirassées complètement démantelées par les évolutions ultérieures. Les cuirasses sont des croûtes superficielles épaisses

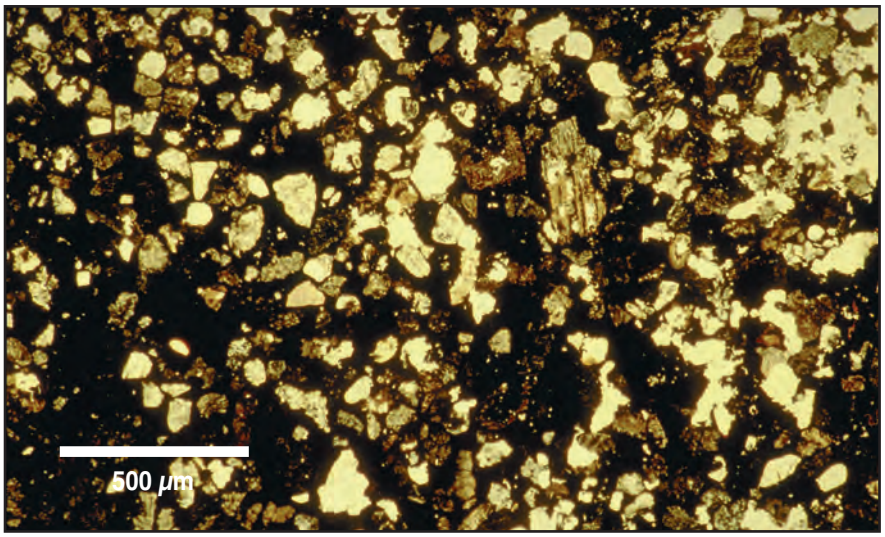


Photo 3-21 : Cuirasse climatique de Jagui, lame mince de l'échantillon 490. On observe un squelette formé de grains de sables roulés altérés et un ciment ferrugineux (lumière polarisée non analysée).

fortement durcies par des précipitations d'hydroxydes de fer et d'aluminium à partir des eaux courantes ou des eaux remontant par capillarité. Ce type de dépôt ne se forme que dans des conditions bien particulières. Il faut généralemet un climat chaud à saisons contrastées, mais il existe cependant des cuirasses de nappe qui peuvent se former en climat tempéré (ex : alios et garluche dans les sables des Landes).

1. Le cuirassement climatique de Jagui

La cuirasse étudiée est très particulière car elle est située à 400 m d'altitude à peine, sur la bordure nord-est des Arbailles, sur le versant dit de Jagui (fig. 3–17). Elle repose dans la partie nord-ouest de la salle supérieure, soit 200 m au-dessus du niveau actuel de la rivière du Guessalia. La description des salles démantelées et des remplissages complexes associés sont actuellement en cours d'étude (fig. 3-18).

La cuirasse mesure 1m x 30 cm pour une épaisseur de 20 cm (photo 3-20). Elle est la plus importante ayant été jusqu'à maintenant repérée sur le karst des Arbailles. Elle présente un squelette composé essentiellement de grains de quartz dans un ciment hématitique à forte porosité présentant des plages de couleur rouge clair (2,5YR 4/2) et jaune-rougeâtre (5YR 6/6) (photo 3-21).

Le frottis permet l'observation des grains à une échelle plus fine. La taille des quartz roulés peut atteindre 3 mm pour une taille moyenne de 100 à 200 μm, celle des quartz anguleux va jusqu'à 400 μm pour une taille moyenne de 50-100 μm. Les fragments de cuirasse sont très abondants (cristaux d'hématite), les quartz bipyramidés sont présents.

Les argiles sont en très petites quantités : un peu d'illite, de la kaolinite ou de la chlorite et peut-être de la vermiculite (abondance du quartz, absence de calcite) (RX, J. Lacroix, lab. P. Birot, Meudon).

Sur lame mince (éch. 490), on discerne un squelette formé de grains de sables roulés altérés. Ces derniers montrent des infiltrations d'argile et de fer. Les quartz qui représentent la majorité des grains sont exogènes : quartz à extinction roulante (particulièrement altérés), quartzites métamorphiques et chailles. Les quartz non altérés existent, mais ils sont rares. Le ciment est ferrugineux (hématite).

On est en présence d'une cuirasse gréseuse dont le matériel allochtone garde les traces d'une longue évolution. Sa formation suppose une pédogenèse sous ambiance tropicale, ce qui repousse la période de formation à une époque anté-quaternaire.

Trois hypothèses sont possibles concernant la genèse de cette cuirasse (fig. 3-19) :

1/ les grains allochtones supposent une alimentation provenant de la Haute Chaîne, ce qui oblige à replacer les évènements avant le creusement des vallées, notamment celle de l'Apoura qui isole actuellement la zone de Jagui des alimentations venus de Igountze-Mendibelza. Cependant, en raison de la faible altitude du dépôt (400 m), cela suppose un faible soulèvement depuis cette époque. Cette hypothèse va en contradiction avec les autres témoins géomorphologiques du karst des Arbailles [Vanara, Maire et Lacroix, 1997] ;

2/ la cuirasse n'est pas en place et elle a été soutirée au fur et à mesure de l'abaissement de la surface karstique. La cuirasse repose actuellement au centre d'une grande salle effondrée sur des

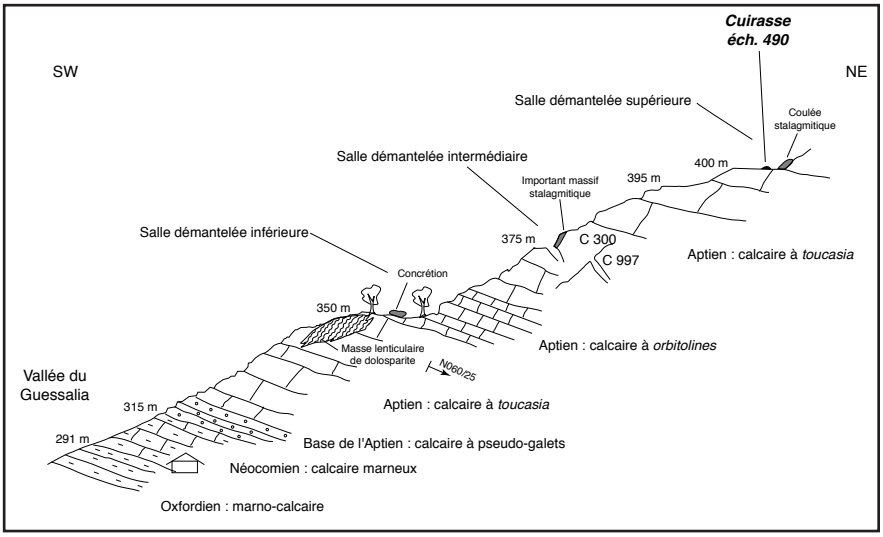


Figure 3-18 : Croquis schématique du site des grandes salles démantelées du versant de Jagui (bordure nord-ouest des Arbailles). Cf. figure 3-17 pour la localisation générale.

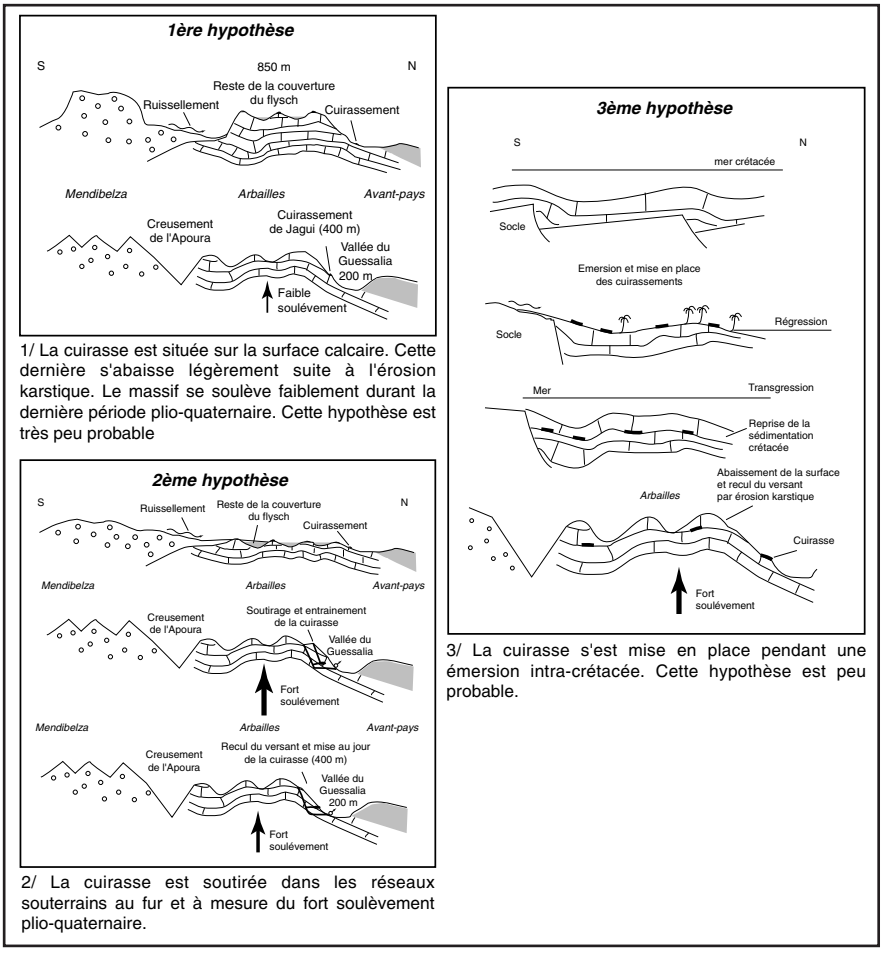


Figure 3-19 : Hypothèses de mise en place de la cuirasse gréseuse de Jagui.

remplissages apparemment plus récents ;
3/ la dernière hypothèse suppose une mise au jour par l'érosion d'un paléokarst datant d'une émersion intra-crétacée du type de celle qui est actuellement observable dans le grand puits d'Apanicé (§ 3-1-C).

La compréhension de cette genèse de la cuirasse ne peut être menée à bien qu'avec l'ensemble des grandes salles qui s'échelonnent sur le versant de Jagui. Ce site complexe est actuellement en cours d'étude.

2. Cuirasse de fracture en bordure sud du massif : Andoche

Le site de la carrière d'Andoche (950 m) se situe près du col d'Arhansus, à proximité du Trias et des poudingues de Mendibelza. Une cuirasse en place de 1 à 2 cm d'épaisseur, recouvrant une calcite filonienne de fracture, présente un cortex brun-rougeâtre foncé (5YR 3/2) et une masse plasmique centrale, légèrement vacuolaire, de teinte brune (photo 3-22). Sur lame mince, on observe une structure plasmique rouge hématitique avec des cristallites de quartz secondaire, teintés en rouge et fortement biréfringents, organisés en filonnets (*boxwork*). L'analyse RX montre aussi un peu d'illite, de chlorite et de feldspath (analyses RX, J. Lacroix, lab. P. Birot, Meudon). Ce type de minéralisation silico-ferrugineuse en croûte dense, sans doute d'origine

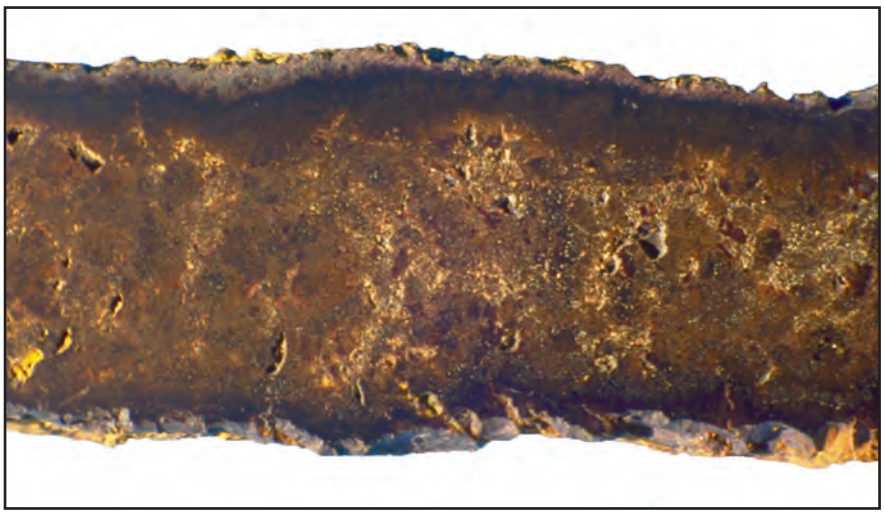


Photo 3-22 : Cuirasse de fracture dans le site d'Andoche avec influence hydrothermale probable, bordure sud des Arbailles, altitude 970 m. Genèse préquaternaire contemporaine de la première grande phase de surrection en distension.

mésothermale, est en relation directe avec le régime de surrection. Son âge est indéterminable et peut se situer entre le Crétacé et le Pliocène.

Ainsi, les trois types de cuirasses décrits -nodules de fer de Lécharéguibela, cuirassement de Jagui, cuirasse de fracture d'Andoche- indiquent une refixation du fer et de la silice dans des poches fonctionnant en régime d'hydromorphie, avec battance de nappe, voire dans des fractures avec influence hydrothermale. Leur genèse est conditionnée par l'évolution du régime hydrique en relation avec un climat chaud et fréquemment humide, un relief à buttes et vastes dépressions et le soulèvement du massif.

Le cortège minéral d'origine allochtone et le fer prouvent des apports non carbonatés en provenance de l'altération de l'ancienne couverture des marnes et des flyschs (Albo-Cénomanien), du Trias ophitique et des poudingues et flyschs de Mendibelza (chap. 9).

Conclusion

Ainsi, les indices paléokarstiques sont nombreux sur le karst des Arbailles. Ils sont la preuve des multiples phases de karstification qui se sont succédées au Mésozoïque et au Cénozoïque.

Les phases anté-tertiaires, notamment crétacées, permettent notamment de préciser les paléogéographies durant les phases d'émersion : karst des bauxites, karst intra-aptien. Certes, elles ont peu d'incidence sur le relief actuel, mais les processus mis en jeu permettent d'utiles comparaisons avec les processus actuels.

On distingue différentes générations de cavités : cavités démantelées au sommet des grandes buttes (ex. : Belchou) et gouffres concrétionnés de versant recoupés par la surface topographique (ex. : Bedola). La situation altitudinale, la morphologie et l'étude des remplissages de ces paléocavités, associées à celle des poches de paléoaltérites, indiquent un contexte paléogéographique, tectonique et paléoclimatique (cuirasses) très différent de l'Actuel.

Les remplissages sont riches en éléments issus des poudingues de Mendibelza, ce qui prouve que les phases de karstification sont assurément antérieures à l'incision généralisée des vallées bordières, donc à la dernière grande phase de surrection quaternaire.

La fréquence des minéraux en provenance des calcaires marneux albiens prouve que cette formation devait recouvrir l'ensemble du massif avant son décapage sur les zones structuralement élevées.

Les systèmes souterrains en partie fonctionnels mis en place consécutivement à la surrection du massif et donc postérieurs aux cavités démantelées et pertes décapitées permettent de mieux caler chronologiquement ces dernières (chap. 4 et 9).

Chapitre 4

Les jalons morpho-sédimentaires souterrains

Indicateurs de l'évolution géomorphologique plio-quaternaire

Résumé

L'étude de la distribution spatiale et altitudinale des cavités, de leurs morphologies et de leurs remplissages permet d'établir les anciens axes de drainage endokarstique, de positionner les zones noyées des paléo-systèmes et de préciser les conditions environnementales de la sédimentation souterraine.

Plus de 600 cavités ont été topographiées dans le massif des Arbailles. A partir de cette base très riche d'informations, nous avons opéré un choix en fonction des critères géomorphologiques généraux :
1/ les anciennes pertes de la bordure sud asséchées par l'isolement du massif (Yéti, Apanicé, Otxolatzé et Bienvenu) ;
2/ les cavités déconnectées des hauts vallons perchés (Landanoby) ;
3/ les réseaux jalonnant les vallées sèches d'Ithé et d'Etchaltia (Azaléguy, Etxanko Zola et Nébélé). L'étude des formes et des remplissages de ces réseaux permet de mettre en évidence les stades d'enfoncement successifs du réseau hydrographique soulignant ainsi la part majeure jouée par la surrection plio-quaternaire.

Mots-clés : cavités, endokarst, paléodrain, remplissage endokarstique, datation uranium / thorium, paléomagnétisme.

Chapter 4

The morphosedimentary subterranean markers

Indicators of the plioquaternary geomorphologic evolution

Abstract

The studies of cavities distribution in space and altitude, of their morphology and fillings made possible to restitute the ancient axes of endokarstic drainage, to locate the flooded zones of the paleosystems and to make a statement of the surrounding conditions of the subterranean sedimentation.

The topography of more than 600 cavities has been established for Arbailles mounts. From this very rich base of data, we have made a choice of indicators according to general geomorphologic criteria :
1/ the ancient leakages of the south border dried following the isolation of the massif ;
2/ the disconnected cavities of upper perched small valleys ;
3/ the watering systems marking the dried valley of Ithé and Etchaltia (Azaléguy, Etxanko Zola and Nébélé). The studies of forms and fillings of these systems give precisions about the stages of hollowing of the hydrographic system, underlining the major role of the plioquaternary surrection.

Key-words : cavities, endokarst, paleodrain, endokarstic filling, U/Th datation, paleomagnetism.

Introduction

La répartition spatiale et en altitude des cavités, l'organisation des réseaux, les caractères morphologiques des conduits et la nature et l'âge des remplissages permettent de repérer les anciens axes de drainage endokarstiques, de positionner les zones noyées des paléo-systèmes karstiques et de préciser les conditions environnementales de la sédimentation souterraine. Ces jalons morpho-sédimentaires sont étroitement liés à l'évolution morphotectonique du massif : surrection et creusement des vallées périphériques induisant des captures de têtes de vallées, mais aussi des captures souterraines au profit d'un nouveau niveau de base local représenté par telle ou telle vallée, par exemple celle de l'Apoura.

Les topographies des réseaux karstiques constituent des outils indispensables pour interpréter l'évolution de l'hydrographie souterraine (chap. 6). En outre, les dépôts piégés dans les niveaux de galeries sèches renseignent sur le soutirage des altérites et des sols dans l'endokarst. Plusieurs sites ont été étudiés au sud et au centre du massif. Ces jalons souterrains, en plus des jalons exokarstiques (chap. 3), permettent de compléter l'histoire géomorphologique du massif durant les dernières phases de surrection au cours du Plio-Quaternaire.

Deux étages géologiques sont favorables à la formation des réseaux karstiques : les calcaires marneux albiens et les calcaires aptiens à faciès urgonien. Situés plus bas dans la série et donc d'extension plus réduite à l'affleurement, les calcaires jurassiques d'Aussurucq permettent aussi le développement de grands réseaux.

Plusieurs classifications de cavités peuvent être tentées. Celles qui ont pour critère les types morphologiques aident à mieux comprendre la genèse et l'évolution des cavités et par conséquent l'évolution générale du massif.

En fonction des critères géomorphologiques généraux (situation, altitude), nous distinguons successivement :

1/ les anciennes pertes de la bordure sud asséchées par l'isolement du massif (ex : Yéti, Apanicé, Otxolatzé et Bienvenu) ;

2/ les cavités déconnectées des hauts vallons perchés (ex : Landanoby) ;

3/ les cavités jalonnant les vallées sèches d'Ithé et d'Exaltia (ex : Azaléguy, Etxanko Zola, Nébélé). L'historique des explorations des réseaux spéléologiques étudiés est donnée en annexe de la thèse.

I. Les anciennes pertes de la bordures sud asséchées par l'isolement du massif

Les gouffres les plus profonds se situent sur la bordure sud des Arbailles (fig. 4-1). Ils se distinguent des autres réseaux observés sur le massif par des profondeurs importantes (jusqu'à plus de 500 m), des séries de puits et des salles de grandes dimensions (salle terminale d'Otxolatzé), de petits écoulements en période d'étiage ne dépassant pas 0,5 à 1 l/s, des remplissages de galets sans rapport avec les écoulements actuels (tabl. 4-1).

Plusieurs facteurs permettent d'expliquer ces caractéristiques : un gradient hydraulique important de 700 à 1 000 m environ, la présence de calcaires marneux dans les parties supérieures des réseaux qui favorisent les ruissellements, l'exploitation de grandes fractures verticales.

L'ampleur de ces réseaux ne peut s'expliquer par les faibles écoulements actuels. Par exemple, le grand gouffre d'Apanicé est parcouru par un petit écoulement (< 0,5 l/s) et les crues (> 10 l/s) n'interviennent qu'une ou deux fois durant l'année (fonte des neiges, orage violent). Ces cavités ont dû se former dans un environnement morphogénique différent.

Pour expliquer la présence de débits importants ayant autrefois parcourus ces cavités, il faut envisager : 1/ l'existence de bassins d'alimentation plus étendus qui permettaient un drainage suffisant pour le creusement ; 2/ des climats plus froids et humides avec une fusion nivale importante durant les périodes froides du Quaternaire.

La situation et la morphologie des entrées de ces cavités prouvent que les puits ont été décapités par l'abaissement de la surface et/ou le recul du versant. Le creusement des vallées bordières, comme celles du sud du massif (Azaléguy et Ilhounatzé), est responsable de la disparition des anciens bassins d'alimentation de ces réseaux. Ainsi, les gouffres-pertes de la bordure méridionale sont des réseaux en grande partie hérités que les faibles ruissellements actuels ne font que réutiliser.

Il reste à déterminer quelle était l'étendue de ces bassins d'alimentation. Faut-il les limiter aux calcaires marneux albiens ou doit-on envisager une alimentation bénéficiant des apports du massif de Mendibelza, les eaux des terrains imperméables venant se perdre au contact des terrains calcaires ?

A. Les paléo-pertes recoupées du versant sud : les réseaux du Yéti et du Bienvenu

Deux réseaux importants ont été recoupés par le recul du versant sur le versant sud du massif : le Yéti (–480 m) et le Bienvenu (–200 m).

1. Le réseau du Yéti (LO10) (-470 m, 2 940 m)

a. Morphologie du réseau

Cette cavité importante, la deuxième du massif en profondeur, se situe dans la partie supérieure du versant sud de Lomendi qui domine la vallée d'Azaléguy (C.L. : 328,340 - 93,815 ; alt. : 923). L'ensemble de la cavité se développe dans la masse des calcaires marneux et n'atteint pas les calcaires aptiens à faciès urgonien.

L'entrée correspond à l'effondrement du toit d'une ancienne salle (fig. 4-2). Le recul du versant a fait disparaître le bassin d'alimentation. La preuve est apportée par l'ouverture de la cavité en pleine pente et l'indigence des écoulements souterrains, en particulier dans la partie supérieure du réseau. Même en période de crue, les écoulements entre 0 et - 250 m restent faibles car cette partie de la cavité se développe dans le pendage (Az 200° - 25°) et n'est alimentée que par des infiltrations de versant. A partir de 250 m de profondeur (actif 1), les écoulements semblent provenir des infiltrations de la haute vallée d'Ithé (Ibar Naba).

Cavités	Alt. m	Prof. m	Dév. m
Apanicé	1 040	504	-
Yéti (LO10)	923	480	2 940
Arrouscoua (GU201)	1 050	400	500
Tunnel (EX25)	915	375	4 059
Guillembero (HA10)	1 080	332	-
GA 306	980	330	600
Otxolatze (OTX1)	1 016	292	-
Bienvenu (LE10)	1 050	215	1 000
Landanoby (TH2)	1 100	200	1 600
Etxanko Zola (ET1)	645	197	4 100
Béchanka (CC2)	497	160	1 950
Nébélé	475	150	11 000
SI2	667	112	5 500
Aizkolezia (SI1)	665	110	6 000
Elzare (ZZ6)	720	110	3 000
Bidouze ouest (EL1)	610	110	3 000

Tableau 4-1 : Liste des principales cavités du massif des Arbailles (> 200 m de profondeur ou de > 1 000 m de développement) [d'après Delaitre, 1995].

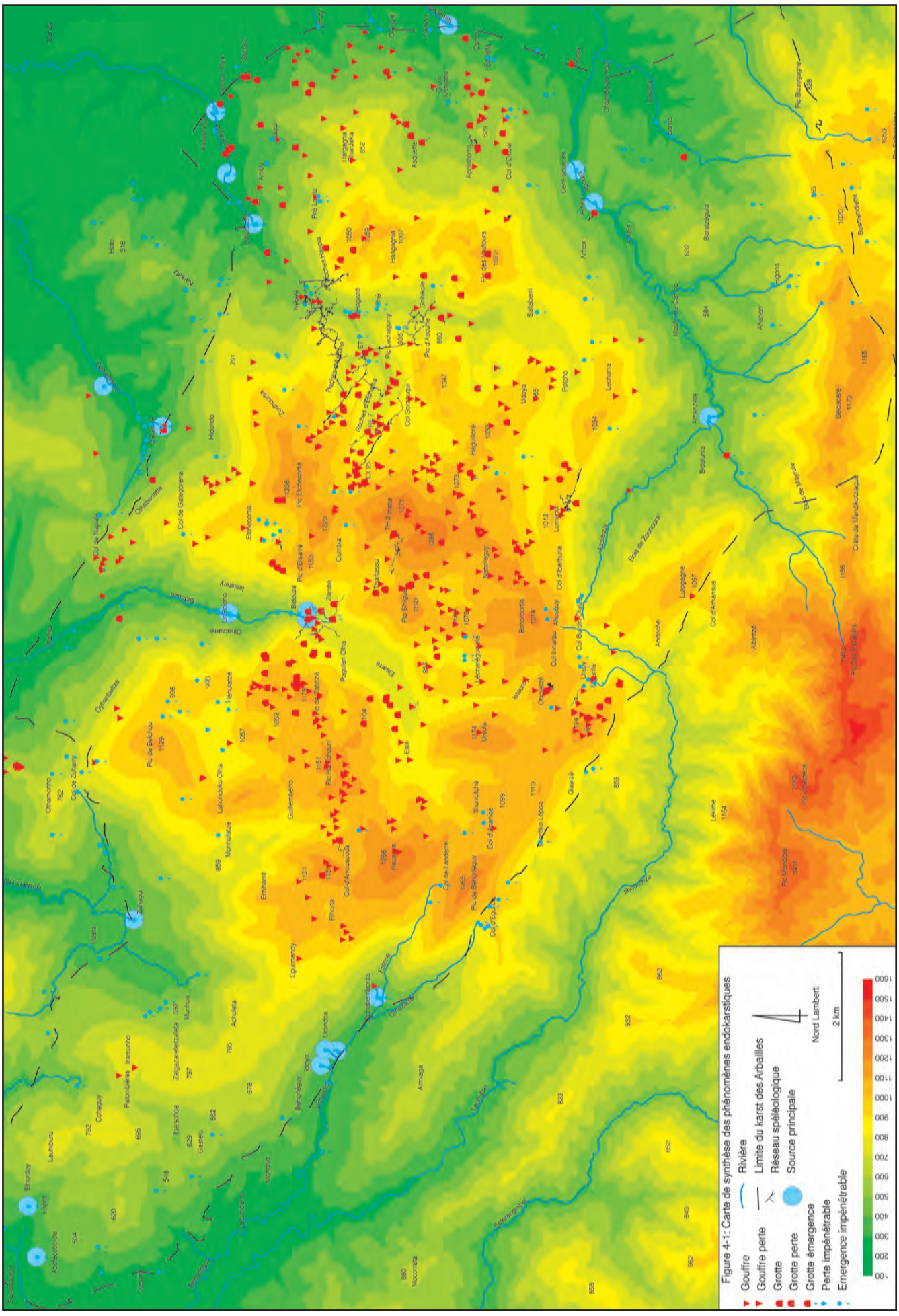


Figure 4-1: Carte de synthèse des phénomènes endokarstiques
Gouffre
Gouffre perte
Grotte
Grotte perte
Grotte émergence
Perte impénétrable
Emergence impénétrable
Rivière
Limite du karst des Arbailles
Réseau spéléologique
Source principale
Nord Lambert
2 km
1600
1500
1400
1300
1200
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100

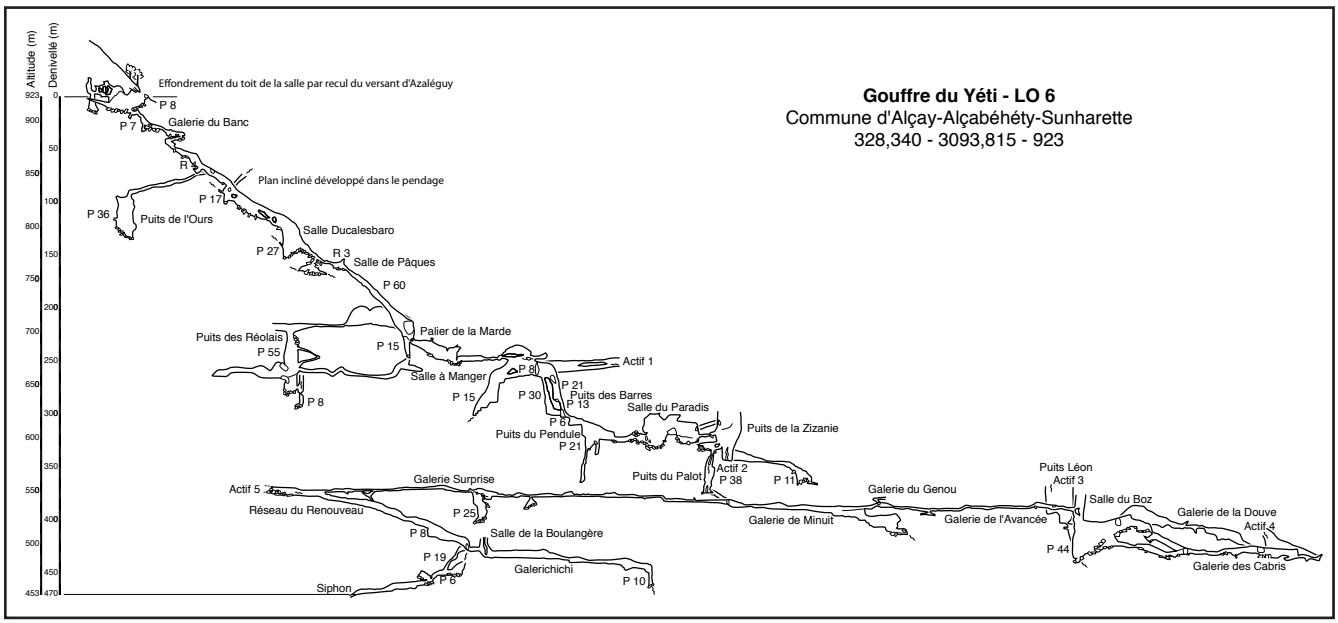


Figure 4-2 : Profil en long du gouffre du Yéti [Lesbats et Raulin, 1980 ; complété par les dernières découvertes de la S.S.P.B.]. Le recul du versant a entrainé l'effondrement du plafond de la salle d'entrée. Jusqu'à la cote -250 m, le plan incliné se développe dans le pendage. Plusieurs niveaux notamment les niveaux -250 et -350 m correspondent à d'anciens stationnements du niveau de base karstique (figure redessinée).

L'ensemble du réseau est orienté N110°, direction de fracturation majeure sur le massif des Arbailles (chap. 9). Il se termine sur un siphon à -470 m, soit à 453 m d'altitude, 58 m au-dessus de la source d'Arhanzéta (alt. 395 m, Albien) située 2,2 km au sud-est dans la vallée de l'Apoura. On peut distinguer plusieurs zones morphologiques dans le gouffre du Yéti

— La zone des puits et des niveaux fossiles intermédiaires

Du puits d'entrée jusqu'à la cote -250 m, la galerie principale descend selon une pente moyenne de 45° environ dans le pendage par des rampes et des puits creusés au contact des bancs de calcaires marneux (photo 4-1). Les écoulements sont faibles. Cette galerie majeure recoupe plusieurs niveaux fossiles concrétionnés, plus ou moins bien marqués : l'un à -20 m, l'autre vers –250 m. Vers -320 m, plusieurs salles d'effondrement se développent dans des calcaires durs (niveau à mélobésiés, puits de la Zizanie).

— La zone inférieure

Vers -380 m, la cavité présente une morphologie différente. La zone des puits atteint une galerie orientée ouest-est, inclinée légèrement vers l'est creusée sur joint, dans des calcaires francs. Cette galerie se développe vers 540 m d'altitude et semble correspondre à un ancien stationnement du niveau de base. Elle est actuellement recoupée par plusieurs écoulements qui disparaissent dans des galeries actives inclinées et des puits sous-jacents.

Photo 4-1 : Réseau du Yéti (versant sud du Lomendi, vallée d'Azaléguy). Dans la première partie du réseau, la galerie principale s'incline vers le sud dans le pendage par une rampe à 45° creusée au contact des bancs de calcaires marneux.

Le réseau actif le plus important du gouffre (actif 5, 5 l/s en période d'étiage) vient de l'ouest. Il se développe dans un système de diaclases formées dans un calcaire franc. C'est un méandre aux parois fortement marquées par l'érosion : coups de gouge, marmites d'érosion… Au niveau de la salle de la Boulangère, le cours d'eau se sépare en deux branches de directions opposées.

Les eaux des quatre réseaux inférieurs du Yéti sont arrêtées à peu près au même niveau par une couche marneuse au contact de laquelle se forment plusieurs siphons. La majeure partie de ces eaux (actifs 2, 3 et 4 et l'une des branches de l'actif 5) coule vers l'est dans le même sens que le torrent d'Azaléguy. Les parties terminales du réseau se situent plus bas que la vallée d'Azaléguy asséchée sur la plus grande partie de son cours.

b. Etude des remplissages entre 0 et –250 m

Des remplissages alluviaux fins et grossiers ont été étudiés dans deux niveaux fossiles, vers -20 m (galerie du Banc) et –250 m (galerie de la Salle à Manger).

Dans la zone de transfert vertical, la nature friable des calcaires marneux favorise le délitage sur joint de strate, d'où l'existence d'importants blocs effondrés (photo 4-1). La lithologie irrégulière conditionne la mise en place d'une érosion différentielle. Les bancs plus calcaires sont en relief par rapport aux bancs plus marneux. Outre un concrétionnement calcitique assez important (stalagmites, stalactites, draperies, piliers, coulées, excentriques), on observe également du gypse sur les parois (fleurs) et sur le plancher (croûte de gypse saccharoïde).

— Les remplissages de la galerie du Banc (niveau fossile de -20 m)

La galerie du Banc est située à la base du P 7. Il s'agit d'un conduit concrétionné de 4 m de large et de 1,5 à 2 m de haut, au plafond plat. Les parois montrent d'importants cisaillements probablement d'origine néotectonique (chap. 9). Ce conduit remonte en direction du nord-ouest sur une vingtaine de mètres et se termine sur un colmatage. Le plancher de la galerie est recouvert par des dépôts fluviatiles, des blocs et des stalagmites. Sur les bords de la galerie, un dépôt sablo-limoneux stratifié, induré et raviné subsiste par endroit (éch. 495) ; il est recouvert par un placage argilo-limoneux plus récent (éch. 496). Sur le plancher, en rive droite, on observe un remplissage grossier à galets centimétriques scellé par un plancher et des stalagmites (fig. 4-3).

*** Le remplissage sablo-limoneux raviné (éch. 495)** : Il est constitué par de petits graviers de calcaires marneux blancs à ocre altérés et par une matrice sablo-limoneuse. La fraction sableuse fine montre une majorité d'agrégats marneux gris à orangé et des grains siliceux (quartz détritique, chaille, quartz à extinction roulante rare). On observe également quelques tests siliceux de foraminifères, quelques grains noirs de sols et un cortège minéral secondaire peu abondant : hornblende verte, amphibole, zircon probable. Ce remplissage a comblé une bonne partie de la galerie par une rivière souterraine aujourd'hui disparue ; puis il a été érodé en grande partie par un autre écoulement qui a déposé un remplissage plus grossier (infra).

*** Le remplissage à galets (éch. 498) :** La rivière a déposé un important remplissage fluviatile qui comble actuellement en partie la galerie. Il contient exclusivement des galets de calcaires marneux albiens bien roulés de 1 à 10 cm de diamètre. Ces galets sont très altérés (forte décarbonatation) et parfois craquelés. Quelques blocs anguleux de calcaires marneux albiens sont mélangés au dépôt. L'ensemble est emballé dans une matrice argilo-limoneuse brun clair (7,5YR 6/4). Après passage à l'HCl, la fraction sableuse montre des quartz détritiques et des grains de chailles, des grains de cuirasses ferrugineuses (arrondis, en branche ou en géode bien visibles à la loupe binoculaire) et de rares cubes d'hématite. Les quartz sont souvent corrodés, mais il existe quelques quartz usés par érosion fluviatile. On observe un cortège minéral secondaire : hornblende verte, mica blanc.

*** Le placage argilo-limoneux (éch. 496) :** Ce dépôt limoneux jaune-brunâtre (10YR 6/6) plus récent subsiste par placage, notamment sur le dépôt raviné ancien. La fraction sableuse fine est composée de grains calcaires gris décarbonatés, de grains ferrugineux et de quelques quartz fibreux. Au microscope, on observe des quartz détritiques, des grains de chailles, des grains de cuirasses, des cubes d'hématite, de rares tests siliceux de foraminifères (milioles probables) et des hornblendes vertes.

*** Les spéléothèmes :** Le dépôt à galets est scellé par un plancher de calcite palissadique (éch. 497) et des stalagmites de calcite compacte, laminée, à surface intacte (éch. 500) ou corrodée par les suintements venus des fissures du plafond. Le plancher, composé également d'une calcite compacte et laminée, a été cisaillé et redressé sous l'effet d'une poussée latérale (mouvement tectonique ou glissement de banc).

— Les remplissages de la galerie de la Salle à Manger (niveau fossile de –250 m)

Les galeries fossiles horizontales situées vers -250 m comme celle de la Salle à Manger présentent des coupoles de corrosion nombreuses sur les parois et en plafond. Cette dernière est partiellement comblée par un remplissage argileux jaune-olive 2,5 Y 6/6 (éch. 336). L'étude de la fraction sableuse montre à la loupe binoculaire une majorité de quartz fibreux, des quartz non usés translucides, des grains de cuirasses et quelques rares quartz usés. Au microscope, on observe plus de 80 % de quartz sédimentaires et de grains de chailles et 10 à 20 % de grains de cuirasses et quelques hornblendes vertes.

c. Hypothèse de formation du gouffre

L'histoire du Yéti est intimement liée à celle de la vallée d'Azaléguy située immédiatement au sud. Les remplissages étudiés ont comblé une bonne partie des galeries par une rivière souterraine dont la zone d'alimentation n'existe plus puisque les écoulements actuels sont infimes dans cette partie du réseau.

La position de l'entrée, la morphologie, les niveaux de galeries et les dépôts permettent d'envisager la formation de cette cavité en fonction de l'évolution géomorphologique extérieure, en particulier l'abaissement du niveau de base matérialisé par la capture de la haute vallée

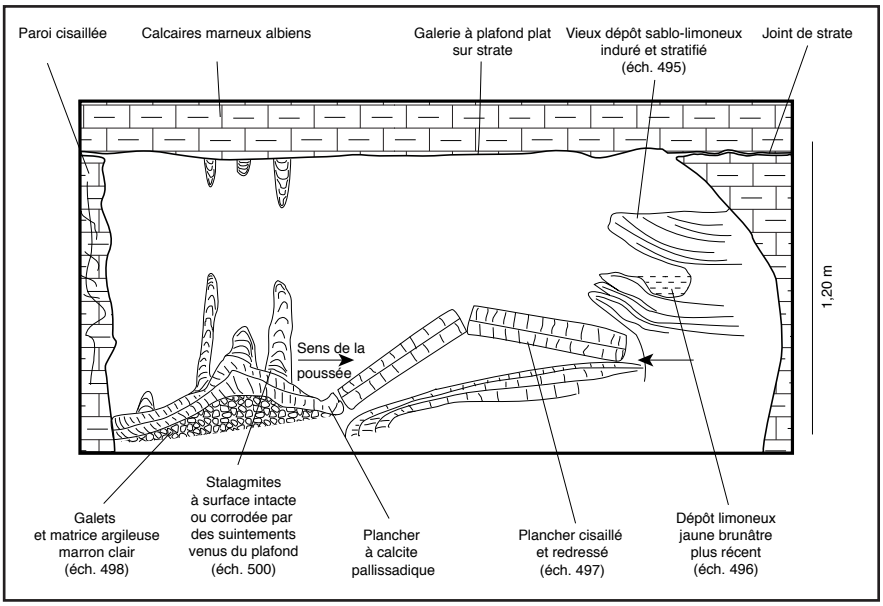


Figure 4-3 : Croquis du remplissage de la galerie du Banc, réseau du Yéti. Le départ de la galerie est situé à la base du P 7 (cf. figure 4-2). Les remplissages de la galerie du Banc, notamment les galets, prouvent que le réseau a autrefois fonctionné en perte. L'érosion régressive du ruisseau d'Azaléguy a entraîné le démantèlement du bassin d'alimentation et des parties supérieures du Yéti.

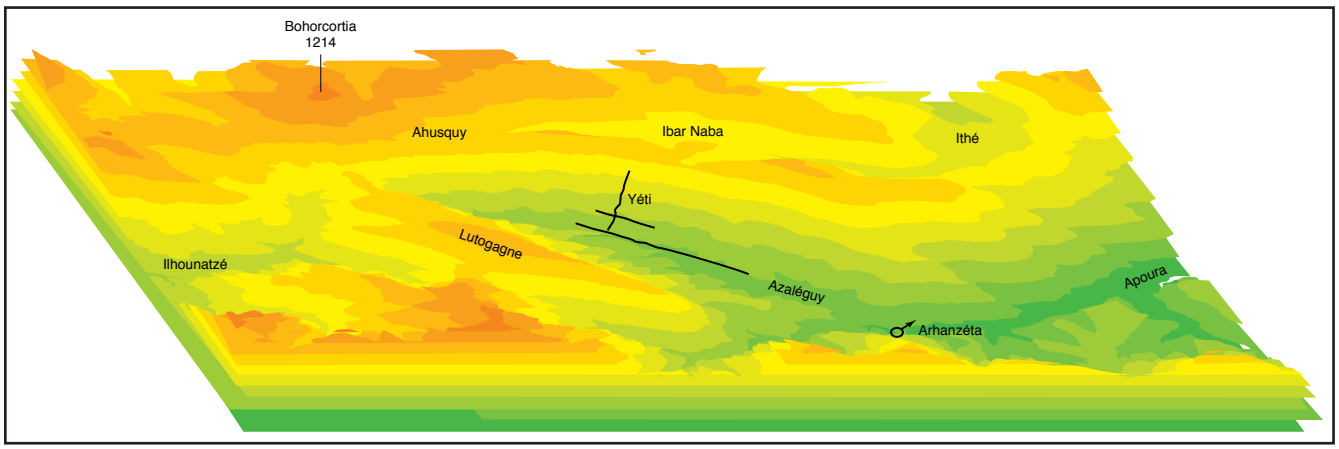


Figure 4-4 : Croquis en trois dimensions montrant la localisation du réseau du Yéti par rapport à la vallée d'Azaléguy. Les niveaux intermédiaires correspondent à d'anciens niveaux de base karstique. Leur mise en place est conditionnée par l'axe N110° du synclinal d'Azaléguy. La zone de transfert vertical utilise les joints de strates (pendage orienté vers le sud), les diaclases et failles.

d'Ithé à la suite du recul de la vallée d'Azaléguy. On peut distinguer plusieurs stades d'évolution (fig. 4-4).

— Stade 1 : alimentation par un bassin d'alimentation aujourd'hui disparu

Au début de la formation du réseau du Yéti, le massif des Arbailles est moins haut en altitude et le ravin d'Azaléguy n'est pas creusé mais la vallée de l'Apoura existe. Pourvu d'un bassin d'alimentation dans les calcaires marneux, éventuellement grâce à l'existence d'un vallon affluent de la vallée d'Ithé, le réseau du Yéti absorbe un écoulement important qui est à l'origine du creusement de conduits d'assez grandes dimensions et des dépôts fluviatiles que l'on rencontre à faible profondeur dans la galerie du Banc. A cette époque l'exutoire du réseau se situe probablement plus à l'est ou au sud-est dans la vallée de l'Apoura ou au début de la vallée d'Azaléguy alors naissante.

La nature pétrographique et minéralogique des remplissages de la galerie du Banc (galets marneux et cortège d'altération de l'Albien) indique une origine proche, confirmant l'existence d'un bassin-versant dans les calcaires marneux.

— Stade 2 : érosion régressive du ravin d'Azaléguy et encaissements successifs du réseau du Yéti

Suite à l'importante surrection plio-quaternaire du massif, l'Apoura s'encaisse progressivement. L'érosion regressive provoquée par le recul du ravin d'Azaléguy détruit le bassin d'alimentation du réseau du Yéti et recoupe peu à peu les conduits supérieurs.

Les galeries horizontales parallèles au ravin d'Azaléguy marquent les différents emplacements de la zone noyée. Cette zone noyée s'affranchit du pendage pour être conditionnée par le point d'émergence situé dans la vallée de l'Apoura. Ainsi l'encaissement de l'Apoura et de l'Azaléguy entraîne la formation de plusieurs niveaux successifs, en particulier ceux de -215 / -250 m et -380 m et l'actuel niveau noyé qui n'est pas encore connu. Entre les anciennes galeries noyées, le ruissellement est conditionné par le pendage (rampes) ou utilise la fracturation (puits sur faille).

Le niveau fossile de -215 / -250 m se situe vers 710-670 m. Il pourrait correspondre au stationnement du niveau de base représenté par le grand niveau de vallée d'Ithé situé vers 700 m. Ce niveau fossile daterait donc au moins du Quaternaire ancien. La nature du remplissage de la Salle à Manger indique une alimentation proche provenant des calcaires marneux. Les grains ferrugineux indiquent un décapage de paléosols.

Le niveau de -380 m recoupé par des affluents actifs actuels se situe vers 540 m. Il correspondrait à un autre stationnement du niveau de base au cours du Quaternaire.

Les manifestations néotectoniques observées dans la cavité sont en relation avec les dernières phases de surrection ; les décalages et cisaillements de spéléothèmes pourraient provenir également d'une relaxation des contraintes au cours de la surrection induisant des glissements banc sur banc à proximité du versant (fig. 9-13). Il s'agirait ici d'un processus de néotectonique indirect (chap. 9).

2. Le réseau Bienvenu (LE10) (–215 m, 1 000 m)

a. Morphologie du réseau

Le gouffre s'ouvre à 1 050 m d'altitude sur le versant sud du massif dans un cirque d'érosion à 700 m à l'WSW du col Inharpu. L'entrée se situe au fond d'un entonnoir correspondant à l'effondrement du toit de la cavité dans une barre rocheuse de calcaire albien franc à mélobésiés (C1c). La base du système est creusée dans les calcaires marneux albiens. Cette cavité présente un petit actif à partir de -20 m et que l'on suit jusqu'au siphon terminal où le débit atteint 1 l/s à l'étiage. A la cote –130 m, un affluent important est alimenté par une perte qui se trouve au fond de la vallée d'Uztarila à 960 m d'altitude. Les éboulis de cette perte sont parcourus par un courant d'air qui indique peut-être l'existence d'un conduit vers le Bienvenu [Bousquet, 1985].

La cavité présente deux parties distinctes : la zone des puits et la zone oblique. La zone des puits, entre 0 et –100 m, descend au NNE en fonction du pendage nord-est de 25°. La zone oblique inférieure de -100 à -215 m, s'incline vers l'est dans l'axe du synclinal.

b. Les remplissages

A -10 m deux échantillons ont été prélevés sur une banquette rocheuse.

— Alluvions sur banquette (éch. 535)

On observe un dépôt détritique à cailloutis de calcaires marneux mal roulés emballés dans une gangue argileuse. Après passage à l'HCl, la fraction sableuse montre à la loupe binoculaire des quartz anguleux détritiques abondants et de multiples fragments de paléosols et de cuirasses ferrugineuses (hématite dominante). Au microscope, on observe également quelques grains de chailles et de silice secondaire. Des revêtements de fer recouvrent certains grains de quartz détritique. L'ensemble constitue un cortège minéral autochtone provenant de l'altération des calcaires marneux avec un soutirage de paléosols à cuirasse de fer.

— Remplissage induré (éch. 536)

Ce dépôt est constitué de fragments de calcaires marneux anguleux ou mal roulés atteignant jusqu'à 6 cm de diamètre. La fraction sableuse montre en abondance des quartz détritiques et des grains ferrugineux

(grains cubiques hématitiques et fragments de cuirasse). Au microscope, on observe un cortège minéral secondaire intéressant car il est d'origine allocthone : sphène, verre brun, quartz métamorphique, rutile probable, hornblende verte, cette dernière pouvant provenir aussi bien du massif de Mendibelza que de l'altération des calcaires marneux.

c. Hypothèse de formation du réseau

Cette cavité s'est formée à une époque où le cirque d'érosion d'Uztarila n'existait pas. La perte du Bienvenu disposait alors d'une zone d'alimentation plus étendue dans les calcaires marneux. La présence d'un cortège minéral en provenance du massif des Escaliers-Mendibelza (éch. 536) indique que cette zone a été raccordée morphologiquement à ce massif qui constituait alors l'extrême amont des vallées. Toutefois, il est probable que le gouffre du Bienvenu ait été creusé au cours du Quaternaire par un écoulement local qui a remanié des dépôts allochtones.

B. Les paléo-pertes d'Otxolatzé et d'Apanicé de la haute surface des calcaires marneux

Ces paléo-pertes sont situées également dans la partie sud du massif sur les calcaires marneux albiens dont la teneur en argile favorise le ruissellement superficiel et de petites pertes localisées. Les deux gouffres étudiés sont parmi les plus profonds : Otxolatzé (-292m) et Apanicé (–504 m). Ces deux cavités, encore actives, présentent cependant des écoulements qui ne sont pas en rapport avec la grande dimension du cavernement. La situation des entrées à proximité des cols de la bordure sud indique une alimentation ancienne qui devait provenir de hauts vallons actuellement décapités par l'érosion.

1. La perte d'Otxolatzé (OTX 1, -292 m)

Cette cavité importante est creusée entièrement dans les calcaires marneux. La présence d'un écoulement permanent dans les puits et la mauvaise qualité de la roche (calcaires marneux très altérés) en rendent son étude dangereuse.

a. Morphologie de la cavité

La double entrée du gouffre se situe à 250 m à peine au nord de la bordure du massif au fond de dolines d'effondrement ouvertes dans les pâturages (fig. 4-6). L'entrée ouest forme un porche provenant de l'effondrement du toit d'un conduit ; aujourd'hui cette entrée absorbe un petit écoulement provenant d'une petite source superficielle (< 1 l/s à l'étiage) dite source d'Otxolatzé. Cette perte alimente la source Arhanzéta située 625 m plus bas et à 4,7 km à l'est-sud-est dans la vallée de l'Apoura (chap. 6).

Le gouffre d'Otxolatzé se situe au niveau de la terminaison ouest du synclinal d'Apanicé, à proximité de la faille passant par le vallon l'Ustarila et la Croix Pélou. Toute la cavité se développe dans les calcaires marneux qui se délitent en grandes plaques.

Le gouffre est formé par une série de puits actifs orientés sur fractures qui atteignent presque 300 m de profondeur. Les grandes salles d'effondrement du fond de la cavité collectent plusieurs écoulements qui se perdent dans les éboulis.

b. Formation du gouffre

La perte actuelle qui se jette dans l'entrée nord du gouffre ne semble pas être à l'origine du creusement de la cavité en raison du caractère récent de cette source. La situation de la cavité et l'effondrement de l'entrée orientale montrent un abaissement par érosion de la surface des calcaires marneux. Cette cavité a dû se creuser lorsque la vallée se poursuivait en amont en direction de Mendibelza avec un bassin d'alimentation. A cette époque, une perte plus importante devait alimenter la cavité. Aujourd'hui, elle ne fait que reprendre un écoulement local, processus fréquent dans de nombreux réseaux plus ou moins anciens.

2. Le gouffre d'Apanicé (-504 m)

a. Morphologie

Le gouffre d'Apanicé est le plus profond du massif. Il s'ouvre sur la bordure sud-ouest du massif à 1 040 m d'altitude à proximité du col d'Apanicé par une doline d'effondrement qui s'est ouverte brutalement au début de l'année 1971 après d'importantes pluies (fig. 4-7). La cavité est parcourue par un écoulement faible (< 0,2 l/s à l'étiage) qui n'est pas à l'origine du creusement de cette cavité importante.

La cavité donne la possibilité d'observer l'organisation des terrains sédimentaires sur 500 m de dénivellation, en particulier dans le puits de 330 m (ou puits des Pirates) qui présente des parois parfaitement propres.

La galerie d'entrée forme un toboggan incliné dans le pendage des calcaires marneux albiens (Az 045°/35°). 300 m plus au sud, le pendage de l'Albien atteint 50° dans les faciès marneux et 80° dans les intercalations de bancs plus calcaires de faciès urgonien. Ces variations du pendage sont typiques du synclinal d'Apanicé qui est caractérisé par des réductions d'épaisseur des couches, un plan axial plongeant vers le sud et un cœur formé par des roches tendres (chap. 2).

Le passage des calcaires marneux albiens aux calcaires urgoniens de l'Aptien

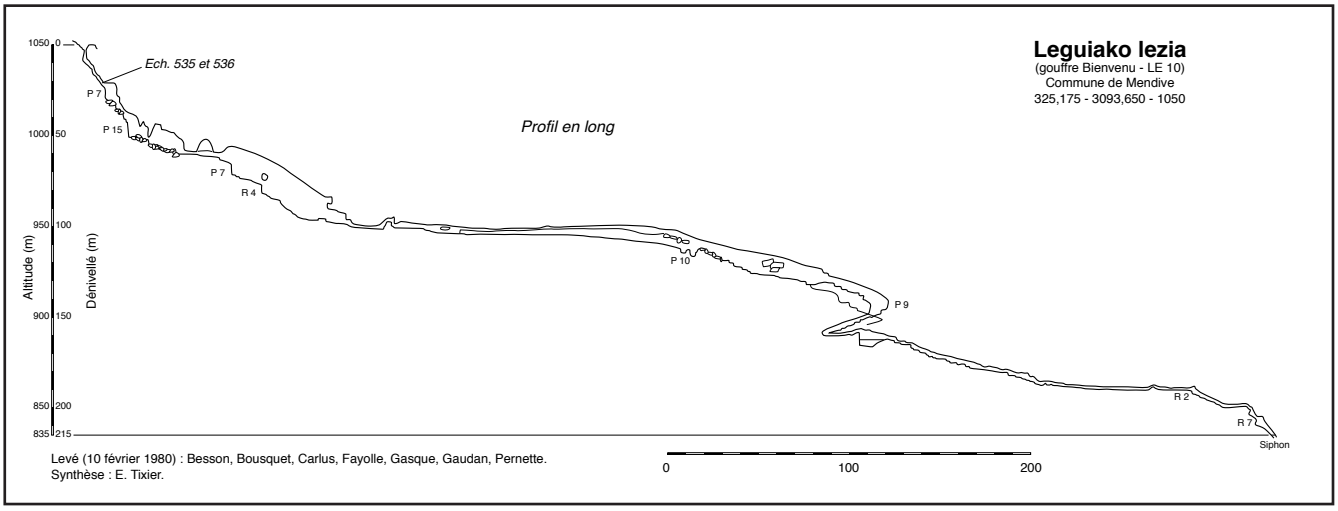


Figure 4-5 : Profil en long du gouffre Bienvenu. Le gouffre s'ouvre sur la bordure sud des Arbailles. Entre 0 et - 100, la zone des puits descend au NNE en fonction du pendage nord-est de 25°. La zone inférieure oblique, de - 100 à - 215 s'incline vers l'est dans l'axe du synclinal (figure redessinée).

supérieur a été reconnu à 820 m d'altitude, soit 65 m sous le sommet du puits des Pirates (chap. 3). Ceci permet d'estimer à 160 m l'épaisseur de l'Albien marneux. Comme le fond actuel du réseau se situe toujours dans les calcaires urgoniens, ceux-ci possèdent une épaisseur d'au moins 230 m.

Le puits des Pirates est axé sur une faille verticale qui confère à ce puits sa verticalité absolue exceptionnelle. Il est arrosé par un écoulement de plusieurs l/s lors des crues venant d'une petite galerie en méandre. Comme pour la plupart des mégapuits souterrains, la forme n'est pas en cloche. On observe une partie moyenne renflée alors que la base du puits se rétrécit. Une courte escalade au départ de la verticale de 330 m montre que le puits se termine 20 m plus haut environ (arrivée de plusieurs méandres) [S. Latapie et R. Maire, comm. orale]. Le puits des Pirates mesure donc au maximum 350 m, ce qui en fait le plus grand puits souterrain de France.

Dans le méandre terminal, situé juste après la base du P 330 m, on observe des fissures de cisaillement ouvertes affectant la masse de l'Urgonien. Ce type de fente, déjà observé dans plusieurs réseaux des Arbailles, indique des rejeux de fractures liés à l'activité néotectonique et non à la seule détente du massif.

b. Les remplissages

Plusieurs échantillons détritiques et calcitiques ont été prélevés depuis la doline d'entrée jusqu'à la base du puits des Pirates.

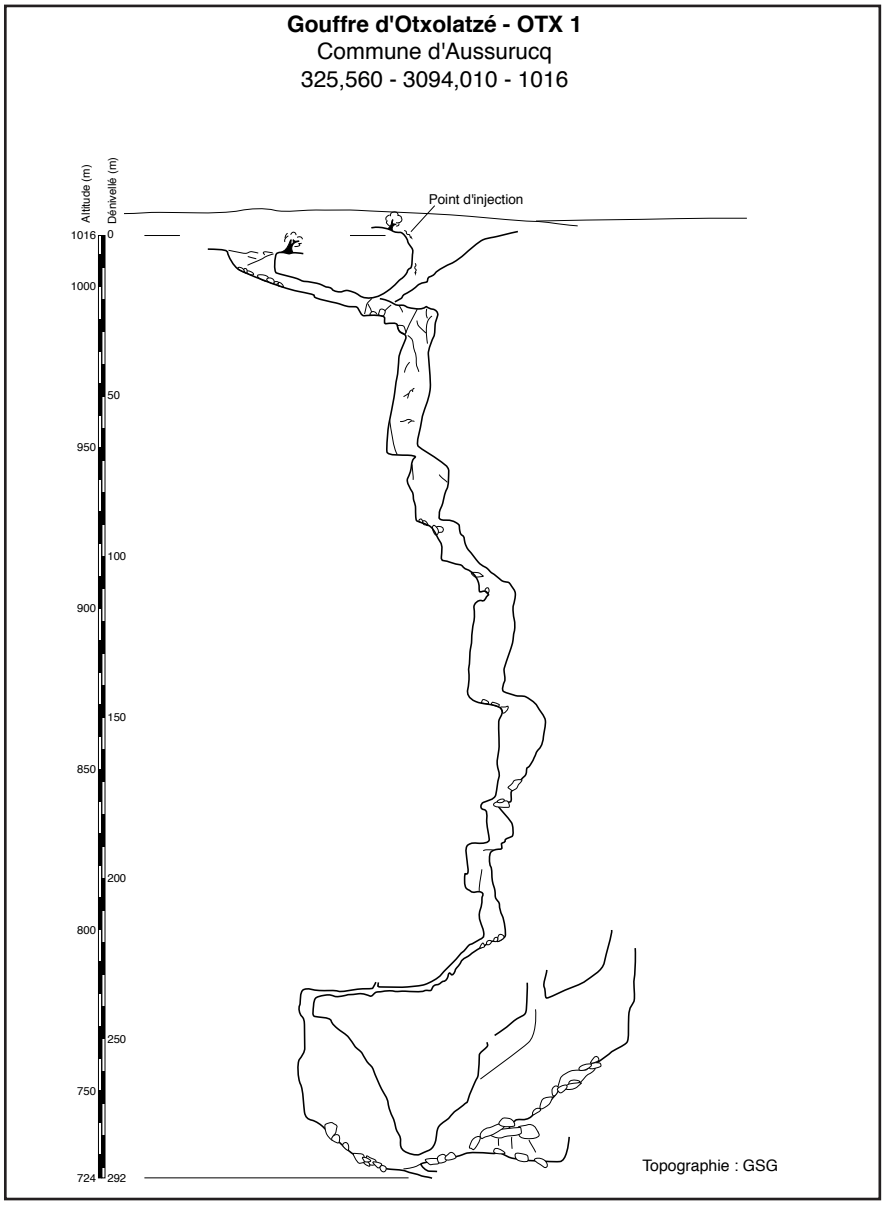


Figure 4-6 : Coupe du gouffre d'Otxolatzé. Le gouffre d'Otxolatzé, situé dans l'axe du synclinal d'Apanicé, se développe sur fracture dans les calcaires marneux albiens qui se délitent en grandes plaques selon les plans de schistosité. La coloration du 12/14/91 est ressorti à l'émergence d'Arhanzéta (chapitre 6). Figure redessinée.

— Argile colluvionnée de la doline d'entrée (éch. 245)

Un échantillon de remplissage limoneux brun-rougeâtre (5YR 5/3) a été prélevé à la base de la doline d'entrée vers 5 m de profondeur. Ce remplissage contient une proportion importante d'agrégats marneux (altération des calcaires marneux), des argiles et une fraction sableuse (5 %). Au microscope, cette dernière contient des quartz détritiques abondants et des grains de chailles ainsi que des particules de cuirasses (pisolites, cubes d'hématite). On observe aussi un cortège minéral principalement allochtone : quartz métamorphiques (parfois à inclusions de magnétite), des sphènes, du verre, des hornblendes vertes, de l'épidote (?) et de l'apatite probable.

— Plancher de calcite massive (éch. 246)

La galerie d'entrée est une rampe inclinée à 30° dans le pendage. Des fragments de plancher, à surface corrodée, subsistent dans la galerie d'entrée à proximité du plafond. On est en présence d'une calcite blanche très massive, à grands cristaux palissadiques et à niveaux détritiques colorés semblant marquer de petits arrêts de croissance. Les lamines annuelles sont peu marquées. Ce concrétionnement s'est formé dans des conditions d'environnement différent. En effet, la cavité est très pauvre en spéléothèmes et aucun concrétionnement actif n'a été repéré ; ceci est confirmé par la composition chimique des eaux de percolation (chap. 5). Ce concrétionnement suppose un climat plus chaud et une végétation importante.

— Argile de décantation du puits des Pirates (éch. 287)

Un échantillon argilo-limoneux laminé a été prélevé juste après la base du P 330 m, dans le méandre des Zorolonais, sur une banquette rocheuse. Il s'agit d'un dépôt brun-jaunâtre clair (10YR 6/4), légèrement carbonaté, présentant 1,5 % de fraction sableuse. Les couples de lamines sont inframillimétriques. Au microscope, les sables passés à l'HCl montrent de nombreux quartz détritiques accompagnés de grains de chailles et de multiples grains de cuirasses ferrugineuses. Il existe aussi un net cortège minéral d'origine allochtone : quartz métamorphique, sphène, hornblende verte, épidote altérée et mica jaune probables…

c. Hypothèse de formation du gouffre

Par sa morphologie et sa profondeur, le gouffre d'Apanicé illustre bien l'enfoncement de la karstification en fonction du soulèvement plio-quaternaire, soulèvement en

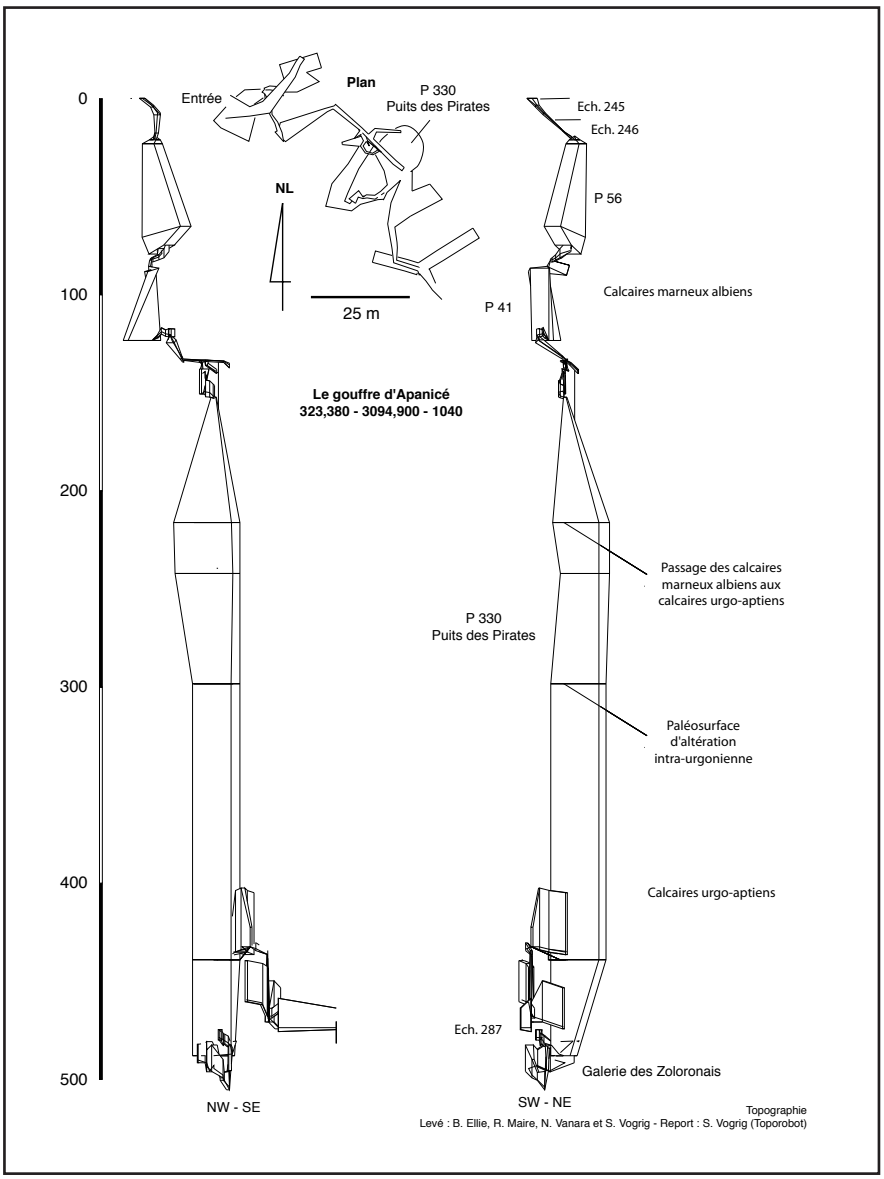


Figure 4-7 : Plan et vues 3D selon un axe vertical, du gouffre d'Apanicé réalisés à l'aide du logiciel Toporobot.

saccades prouvé par les niveaux étagés souterrains et les niveaux étagés de vallées sèches. Cependant, la cavité ne présente pas de niveaux fossiles bien marqués, tout au plus un réseau fossile reconnu vers -450 m (alt. 590 m) à partir d'un palier situé à 50 m du fond du puits des Pirates.

La dimension importante de la cavité et la faiblesse de l'écoulement actuel montrent que ce gouffre a été formé à une époque où il absorbait une quantité nettement plus importante d'eau. Comme pour Otxolatzé, il faut envisager une vallée amont ou un cirque se continuant plus au sud. Cette hypothèse s'inscrit logiquement dans le cadre du recul du massif à la suite du creusement des vallées périphériques consécutif à la surrection plio-quaternaire. L'absence de niveaux fossiles vers 650-700 m (niveau d'Ithé) pourrait indiquer un creusement quaternaire postérieur à la dernière grande surrection, ce qui est possible pour le puits de 330 m. En effet, ce puits est la manifestation d'un creusement vertical rapide à l'échelle géologique exploitant une fracture jouant probablement en extension à la suite de la surrection.

La détermination des minéraux en grains dans les remplissages d'entrée et du fond de la cavité indique la présence d'un cortège allochtone en provenance de Mendibelza. A une période donnée cette partie du massif était bien raccordée à l'amont au massif de Mendibelza. Il s'agit probablement de dépôts remaniés qui ont été soutirés ultérieurement dans l'endokarst.

L'étude des différents gouffres de la bordure sud des Arbailles montre qu'on est bien en présence d'anciennes pertes disposant d'un bassin d'alimentation qui a disparu à la suite de la surrection par l'érosion regressive des vallées périphériques, dont celle d'Azaléguy.

Le gouffre du Yéti montre une évolution quaternaire sans relation directe avec le massif de Mendibelza (pas de cortège minéral allochtone) : il devait être alimenté par un vallon affluent ou une grande dépression située en rive droite de la vallée d'Ithé-Ibar Naba.

Les gouffres du Bienvenu, d'Otxolatzé et d'Apanicé quant à eux, présentent, dans leurs remplissages, un cortège minéral d'origine allochtone, attestant un raccord de la haute surface des calcaires marneux avec le massif de Mendibelza. Toutefois, il est possible que le creusement de ces réseaux par des pertes se soit réalisé à une période où le massif était déjà déconnecté de l'amont imperméable de Mendibelza. Les minéraux allochtones proviendraient alors de remaniements ultérieurs.

II. Les cavités déconnectées des hauts vallons perchés : l'exemple du réseau de Landanoby (TH2)

Les hauts vallons possèdent une histoire complexe puisqu'ils ont enregistré les différentes étapes de la surrection du massif. Hormis les très vieilles cavités décapitées et colmatées (chap. 3), on peut trouver à ce niveau plusieurs types de réseaux, anciens et récents.

Par exemple, le réseau actif de l'EX25 situé dans la partie centrale du massif (vallée d'Etchaltia) présente des galeries fonctionnelles parcourues par des rivières pérennes. La description et l'explication de ces réseaux sont faites au chapitre 6. Le maintien des écoulements à de telles altitudes ne peut s'expliquer que par l'existence de niveaux marneux qui forment une semelle imperméable.

On trouve aussi des réseaux polygéniques importants du type Landanoby montrant différentes parties bien distinctes : des galeries fossiles, des galeries actives et des puits recoupant les niveaux inactifs. Le réseau du Landanoby s'ouvre au coeur du massif dans la partie haute du vallon de Thartassu à l'altitude de 1 100 m.

Ech.	Détermination [P. Masse]	Conclusion
TH-1	Wackestone-packstone à microfilaments (microlamellibranches ici de petite taille), très rares *lenticulina sp.*, *patellina sp.*, *ammodiscus sp.*, échinides et sphères indéterminées	Les quatre échantillons ont à peu près le même faciès. Aucun d'entre eux n'a livré de microfaune susceptible de donner un âge indubitable. A titre d'hypothèse, un âge jurassique (Dogger) est proposé : présence de microfilaments classique à cette époque ; présence de belemnites et petits foraminifères de plate -forme externe ; absence de marqueurs de l'Aptien-Albien : foraminifères planctiques, Colomielles, spicules…
TH-2	Wackestone-packstone à microfilamants plus rares et deux grandes sections de belemnites. Rares *lenticulina sp.* et *ammodiscus sp.*	
TH-3	Tubules pyriteux, rares *lenticulina sp.* usées	
TH-4	Packstone à microfilaments très abondants, fragments d'échinides, *ammodiscus sp.* et très rares *nodosariidae*	
51	Mudstone très dolomitisé à rares fragments de lamellibranches, échinodermes et quelques (3) sections de foraminifères agglutinants (*pseudocyclammina sp.*). Age indéterminé	Ces cinq échantillons appartiennent donc probablement aussi (cf. 1er lot) à la formation des calcaires à microfilaments d'âge jurassique (Dogger)
54	Mudstone plus ou moins bioturbé à rares microfilaments (douteux), ostracodes, très rares sections d'*ammodiscus sp.*	
55	Packstone péloïdal à microfilaments abondants, rares fragments d'échinodermes	
58	Pacsktone p.p. recristallisé à microfilaments, lithoclastes à spicules, échinodermes, rares bryozoaires	
59	Packstone à microfilaments, *lenticulina sp.*, lithoclastes de type "*bacinella*", bryozoaires rares, lamellibranches, échinodermes et rares sections de spicules. Fente tardive à remplissage de sparite	
64	Packstone péloïdal à microfilaments	Oxfordien-Callovien probable
66	Packstone à microfilaments, spicules, *epistomia sp.* et quelques sections indubitables de protoglobigerines typiques régionalement de la formation des marnes à ammonites ou marnes d'Hosta	

Tableau 4-2 : Déterminations de l'âge d'échantillons de roche du réseau du Landanoby. Déterminations : P. Masse. Cf. figure 4-10 pour la localisation des sites de prélèvements.

A. Le contexte géologique : un «coin» de jurassique dans les calcaires urgo-aptiens

D'après la carte géologique, cette zone située sur le karst central des Arbailles, à l'est du poljé d'Elsarré, est toute entière comprise dans les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur. Or, la cavité se développe principalement dans une roche noire qui est attribuée aux calcaires jurassiques d'Aussurucq [Bauer, 1994 ; Vanara, 1996]. L'examen de lames minces, fabriquées à partir d'échantillons prélevés à la base du puits d'entrée (P 41) jusqu'à la salle Martel (-125 m), confirme les premières observations ; il s'agit des calcaires d'Aussurucq (Dogger). Les faciès sont des wackestone-packstone à microfilaments (microlamellibranches), *lenticulina sp., patellina sp., ammodiscus sp.*, échinides, bélemnites.

Dans la partie inférieure du réseau, le ruisseau coule sur une couche marneuse à la cote 917 m (–183 m). La détermination pétrographique donne un âge Oxfordien-Callovien probable (marnes d'Hosta). Il s'agit d'un faciès packstone à microfilaments, spicules, *epistomina sp.* et quelques protoglobigérines typiques de la formation des Marnes à ammonites ou Marnes d'Hosta (tabl. 4-2).

En surface, une intercalation marneuse est définie comme appartenant à la formation des marnes d'Hosta surmontant la dalle à périsphinctes (S. Vogrig, P. Masse et N. Vanara, obs. de terrain). Ce niveau repère situé à 1 050 m d'altitude montre que les marnes d'Hosta jouxtent à l'ouest et à l'est les calcaires urgoniens. Ainsi le décalage sédimentaire observé entre l'affleurement souterrain (917 m) et l'affleurement de surface (1 050 m) suggère la présence d'un compartiment jurassique soulevé de plus de 130 m au sein des calcaires urgoniens (fig. 4-8). Les grandes directions de fractures déduites des directions de galeries sont : N040°, N080°, N110° et N150°.

Ces observations et déterminations montrent que le vallon perché de Thartassu est une zone structuralement élevée. C'est l'érosion dans le fond du ravin qui a permis l'affleurement du Jurassique sous la forme d'une boutonnière. Le réseau de Landanoby se développe donc entièrement dans ce «coin» soulevé de calcaires jurassiques. Dès lors, on comprend mieux les formes lisses, la teinte sombre de la roche et la présence de pyrite (FeS_2) à l'origine de cristallisations de gypse observées dans le gouffre. Ces formes s'apparentent à celles découvertes dans le réseau du Nébélé (développement 15 km environ), autre grande cavité du Jurassique située à 475 m d'altitude près d'Aussurucq (cf. *infra*).

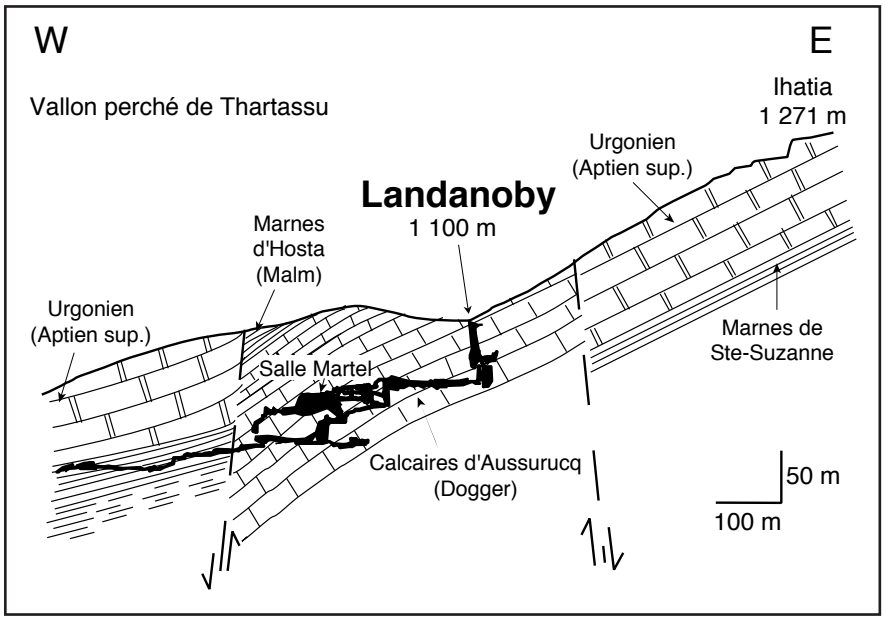


Figure 4-8 : Le réseau du Landanoby - TH 2. Le réseau est situé dans une zone structuralement élevée. Les différents niveaux de galeries ont une origine tectonique probable.

B. Les différentes parties du réseau et les remplissages associés

Le réseau du Landanoby se compose de plusieurs parties bien distinctes : les puits d'entrée, le niveau fossile intermédiaire et le niveau actif inférieur. Le Landanoby montre aussi différents types de remplissages selon les parties du réseau (fig. 4-9 et 4-10).

1. Les dépôts de la zone des puits d'entrée (0 à -55 m)

Cette partie débute par un vaste puits de 41 m orienté sur une fracture. Le gouffre recoupe un premier niveau de conduits anciens situé vers -50 m. Cette partie complexe est trépanée par des puits.

A la base du puits d'entrée de 41 m, on observe sur les parois une altération en nid d'abeille. La surface des calcaires d'Aussurucq devient tendre, gris clair et parsemée de trous millimétriques de dissolution (éch. 109a). Vers -45 / -55 m, le niveau fossile subhorizontal présente des concrétionnements altérés et érodés témoignant de l'évoluton ancienne de cette partie du réseau. Les concrétionnements sont surtout représentés par des paléocoulées érodées. L'une de ces coulées montre en lame mince une calcite pure, blanche, en faisceaux, avec de rares contaminations détritiques dans les joints intercristallins (photo 4-2).

Dans le puits de 5 m qui suit le puits d'entrée, un remplissage de fissure induré a été prélevé (éch. 112). En lame mince, on observe :

- la roche saine constituée par un calcaire gris micritique à microfilaments ;

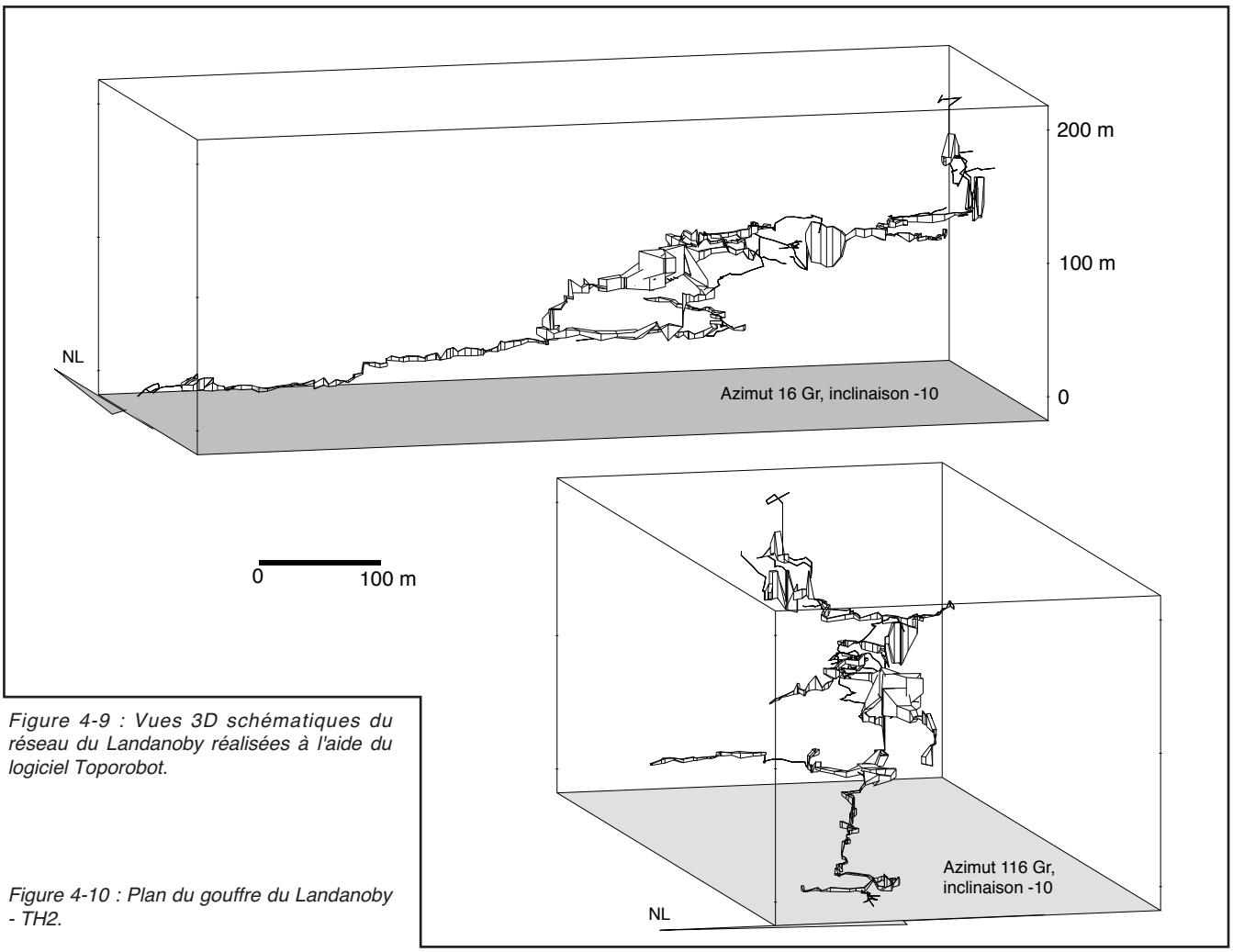
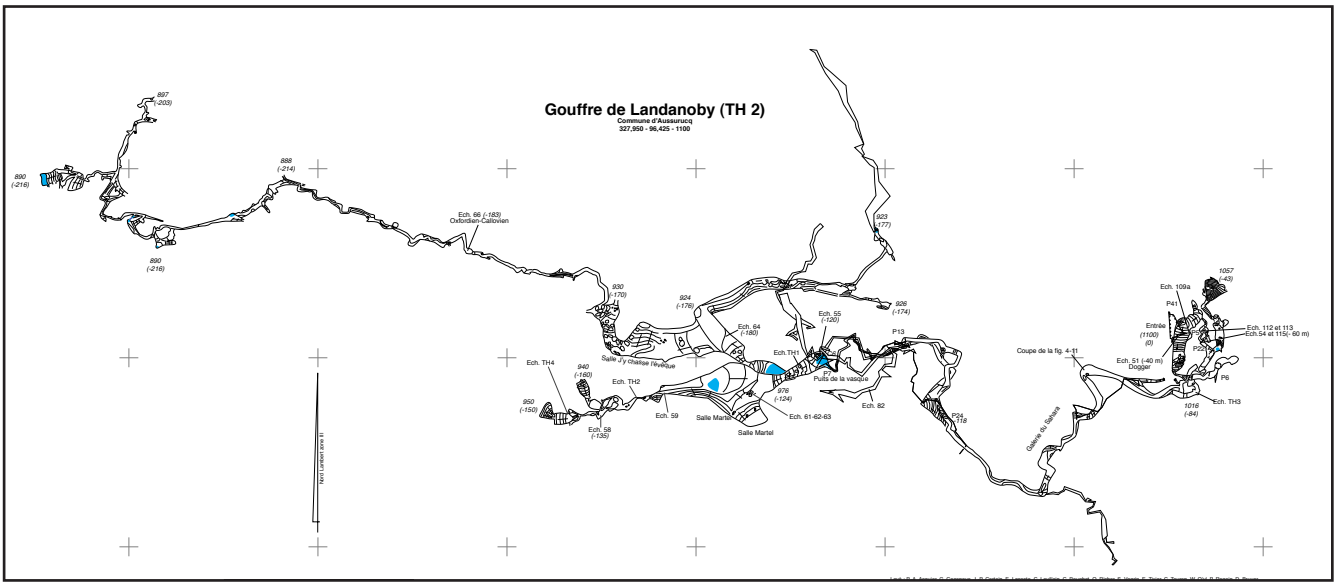


Figure 4-9 : Vues 3D schématiques du réseau du Landanoby réalisées à l'aide du logiciel Toporobot.

Figure 4-10 : Plan du gouffre du Landanoby - TH2.



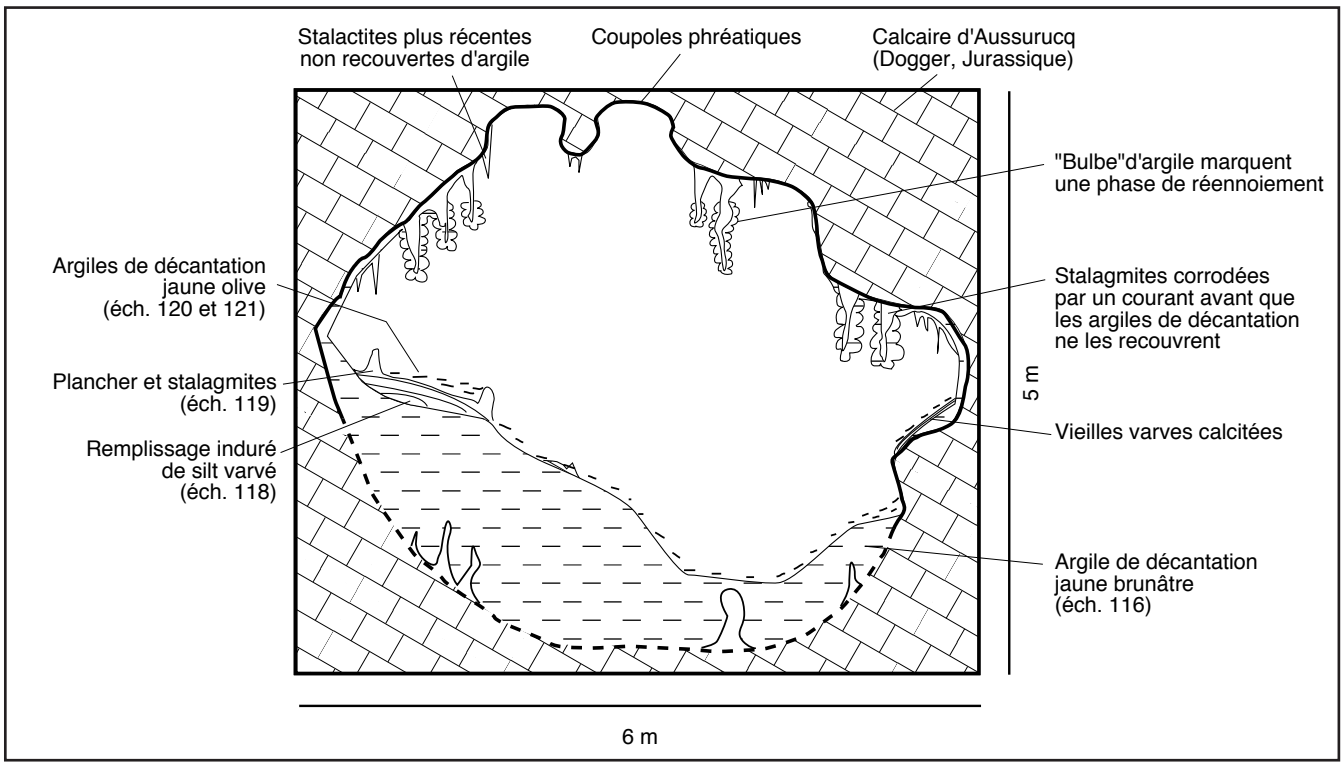


Figure 4-11 : La galerie du Sahara, coupe des remplissages. L'étude des remplissages indique l'existence d'un réennoiement après une phase importante de concrétionnement.

- un léger cortex d'altération par décarbonation de la masse micritique ;
- une masse pédologique constituée par des quartz, des grains de cuirasses ferrugineuses (hématite) et un cortège minéral secondaire (amphibole, sphène probable) noyés dans une masse argileuse indurée par la calcite. On observe aussi des ferrobactéries en filaments et localement des remplissages de silice secondaire ;
- une masse concrétionnée micritique et détritique en pelotes avec des géodes de calcite sparitique entourées par quelques lamines de calcites micritiques teintés en brun.

Il s'agit donc d'un dépôt pédologique ancien soutiré dans l'endokarst et piégé dans la fissure ; il a été induré ultérieurement par des circulations hydriques apparemment lentes avec développement des ferrobactéries, ce qui suppose des conditions climatiques plus chaudes qu'actuellement.

2. Les dépôts du niveau fossile intermédiaire

Un deuxième niveau fossile semi horizontal débute vers -80 m et se poursuit jusqu'à la salle Martel (-125 m). On y observe les témoins d'une vieille galerie phréatique (cloche, plafond plat) et des séquences détritiques scellées par des stalagmites. Un niveau actif démarre à –91 m à la base du puits de 8 m et descend par crans successifs (P 24, P 7, P 30) jusqu'à un niveau oblique situé entre -170 et -200 m au contact des marnes d'Hosta.

a. Les remplissages de la base du puits de 22 m

Le début du niveau fossile intermédiaire, vers -80 m, présente des dépôts argileux fins (éch. 115). Au microscope, la fraction sableuse après passage à l'HCl montre de nombreux quartz anfractueux et altérés (50 %), quelques hornblendes, augites, feldspaths usés et éléments de sol. On observe des concrétionnements très anciens, en grands faisceaux palissadiques, fossilisant complètement une large fissure dans la paroi du puits de 22 m.

b. Les remplissages de la galerie du Sahara

On observe une séquence de plusieurs mètres d'épaisseur présentant un ensemble principal d'argile jaune-brunâtre fortement desséchée et ravinée. Ce dépôt est recouvert localement par des silts varvés et indurés scellés par des stalagmites. Une pellicule d'argile plastique, jaune-olive, recouvre l'ensemble des dépôts (fig. 4-11).

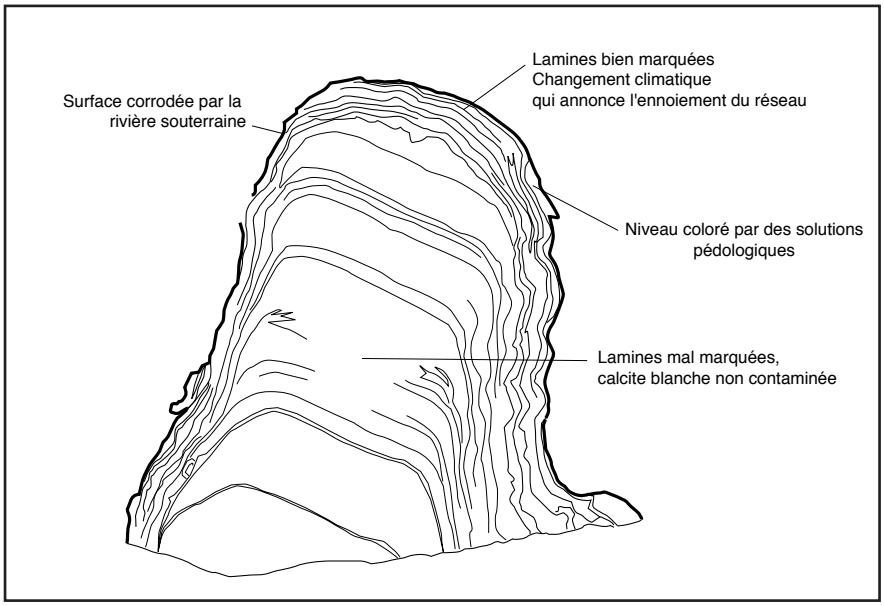


Figure 4-12 : Coupe longitudinale de la stalagmite 119, galerie du Sahara, réseau du Landanoby. Cette figure a été dessinée à partir de l'image scannée de l'échantillon. Cf. figure 4-10 pour la localisation de l'échantillon.

L'ensemble principal argileux (éch. 116 et 117), de teinte jaune-brunâtre (10YR 6/6), présente une petite proportion de sables (1,3 %) dont 30 % sont carbonatés. Le dépôt est affecté par une forte porosité vacuolaire, en nid d'abeille, estimée à 30 % et liée à une forte dessiccation. Sur lame mince, on observe une organisation particulière. Le squelette est constitué par des boulettes arrondies de 100 à 300 μm de sols ferrugineux parfois orientés, avec des grains de quartz, d'amphiboles, de grains noirs de cuirasses. On observe également des grains de roche altérée, de cuirasse et des éléments d'anciens dépôts détritiques remaniés. Le plasma est argileux avec des grains de quartz détritique et parfois d'hématite noyés dans la masse. On distingue un cortège minéral secondaire d'origine allochtone : baguettes d'amphiboles assez nombreuses, quartz métamorphiques, sphène probable. L'observation des minéraux en grains sur frottis montre un cortège allochtone plus complet : quartz métamorphique, verre brun, zircon, sphène probable, olivine probable, rutile, épidote probable, hornblende verte (ubiquiste)…

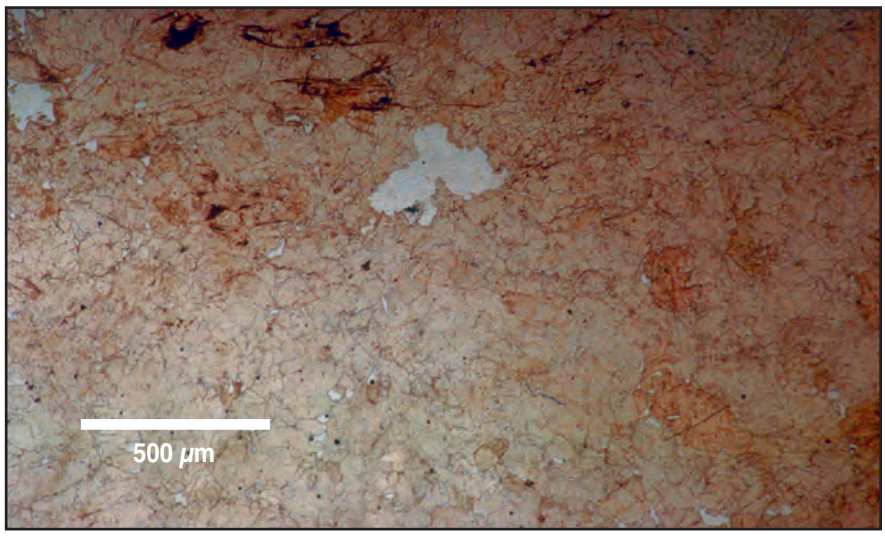


Photo 4-2 : Coulée altérée du réseau du Landanoby (vallon de Thartassu, centre du massif). Elle a été prélevée dans le niveau fossile subhorizontal de - 45 / - 50 m. La lame mince (éch. 113) montre une calcite pure, blanche, en faisceaux, avec de rares contaminations détritiques dans les joints intercristallins (lumière polarisée non analysée).

Ces argiles sont scellées par un remplissage rythmé jaunâtre fortement induré dans sa masse et dans des pores et fissures par de la calcite (éch. 118). L'ensemble est chiné par des taches d'oxydes de fer. Les lamines sont formées par des grains de quartz détritique, de chailles et de cuirasses de fer (hématite) noyés dans des argiles. On observe aussi de petites baguettes d'amphibole (photo 4–3).

Le remplissage varvé est lui-même scellé par un plancher et des stalagmites. La stalagmite (éch. 119) montre une surface corrodée par une ancienne rivière souterraine, mais la masse de la calcite interne est intacte (fig. 4–12). L'étude des lamines à partir d'une section polie montre une évolution dans la succession des paquets de lamines. Le cœur de la stalagmite est formée par une calcite pure, non contaminée, avec des lamines de croissance peu marquée. Vers le haut, les lamines de croissance sont plus fines et très visibles. Les paquets de lamines sont séparés par des niveaux colorés correspondant à une contamination pédologique qui annonce un changement climatique marqué par l'arrêt du concrétionnement et un nouvel ennoiement de la galerie.

Un débordement de la rivière a déposé sur l'ensemble des dépôts une couche limono-argileuse jaune-olive (2,5YR 6/8) contenant 1,6 % de sables fins. En lame mince, on observe une lamination nette, mais irrégulière en épaisseur. Les lamines plus claires et plus grossières sont riches en quartz détritiques et en grains ferrugineux rouges et noirs. Les lamines plus sombres sont plus riches en argiles. En frottis, on observe en plus des quartz et des chailles de nombreux grains d'hématite, des tests siliceux de foraminifères et un cortège minéral allochtone (sphène, zircon, olivine probable, hornblende verte, sphérolite de calcédoine).

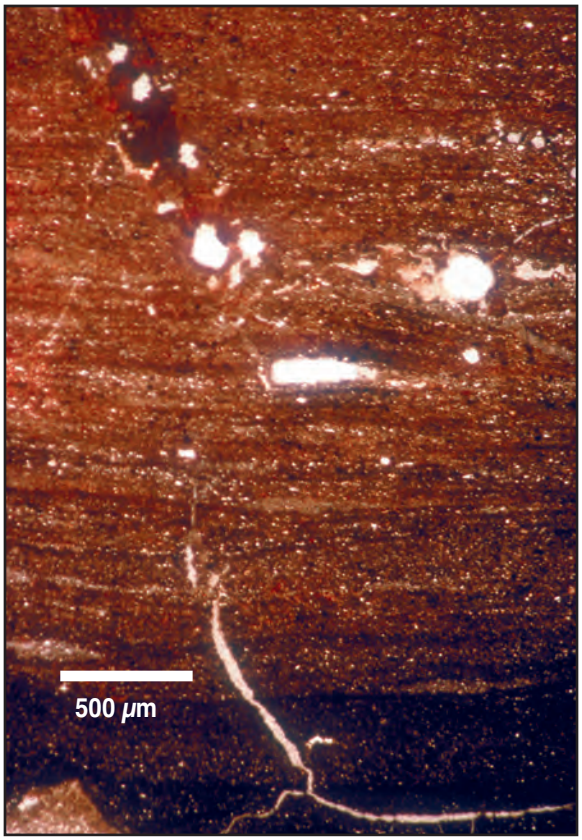
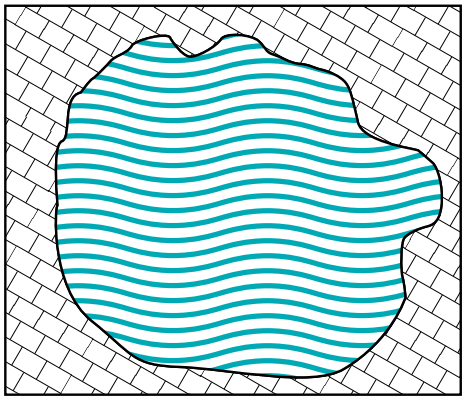


Photo 4-3 : Remplissage rythmé jaunâtre (éch. 118), galerie du Sahara, réseau du Landanoby. Le remplissage est induré dans sa masse par de la calcite et coloré par des taches d'oxydes de fer. Les lamines sont formées de grains de quartz détritiques, de chailles et de cuirasses de fer noyés dans des argiles (lumière polarisée non analysée).

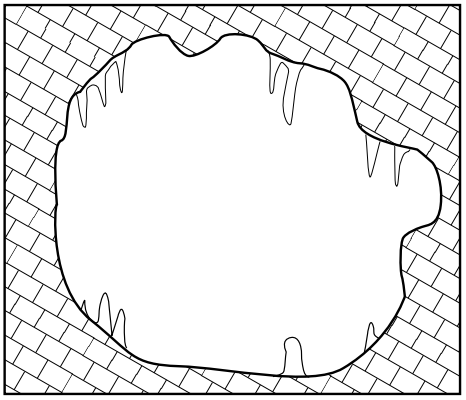
Un remplissage détritique complémentaire a été prélevé dans une galerie annexe du niveau fossile de -100 m (éch. 82). Il est constitué par des cailloutis emballés dans une matrice sablo-limoneuse brun clair partiellement carbonatée (7,5 YR 6/4). La fraction sableuse est formée de nombreux grains argileux, de quartz détritiques abondants, de quelques chailles, de grains d'hématite. En frottis, on observe également de la hornblende verte, du sphène et de l'épidote probable. L'analyse RX montre que les argiles sont formées par de l'illite dominante, de la chlorite et de la kaolinite (J. Lacroix, lab. de Meudon).

c. Les remplissages de la salle Martel

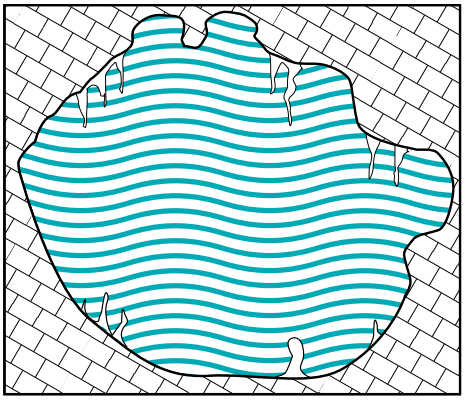
Le plancher de la salle Martel est constitué d'importants dépôts argileux recouverts par un remplissage argilo-carbonaté mondmilcheux (éch. 61, 62, 63) et des spéléothèmes argilo-calcitiques creux. En lame mince, on observe une masse carbonatée non orientée et plus ou moins amorphe imprégnée par de très abondantes colonies bactériennes noirâtres. L'analyse des minéraux en grains montre l'existence de très nombreux quartz



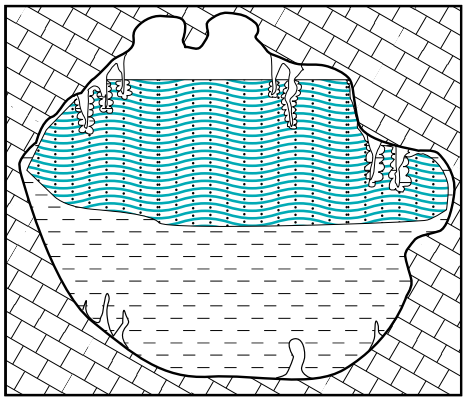
PHASE 1
Creusement de la galerie en régime noyé :
formes phréatiques (coupoles de corrosion)



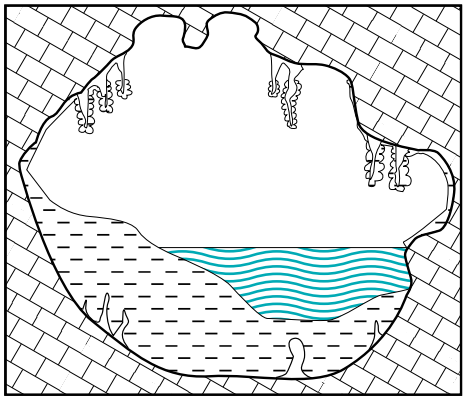
PHASE 2
Asséchement de la galerie :
mise en place de la 1ère génération de concrétions



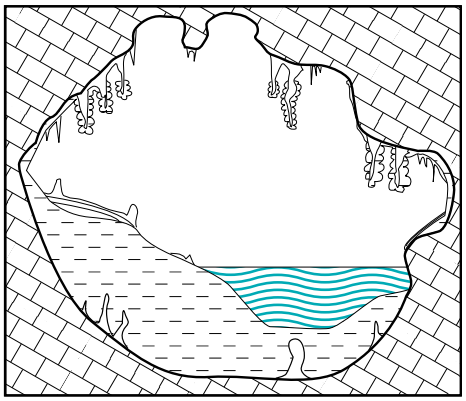
PHASE 3
Nouvel ennoiement de la galerie :
des eaux agressives usent et corrodent la paroi et les concrétions



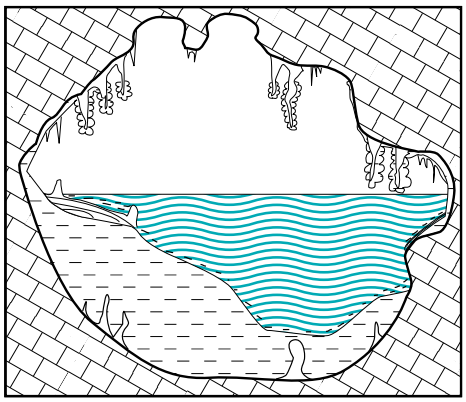
PHASE 4
Evolution en régime vadose :
des eaux chargées en particules fines envahissent la galerie.
Les limons et argiles recouvrent parois et concrétions
et comblent en partie la galerie



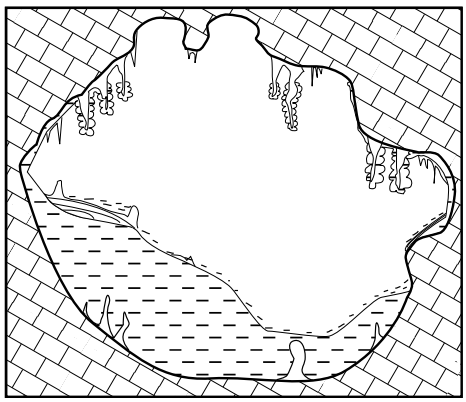
PHASE 5
Etablissement d'une rivière souterraine : érosion des dépôts



PHASE 6
Nouvelle phase de concrétionnement



PHASE 7
Lent débordement de la rivière et dépôt des argiles et limons
lors de la décrue



PHASE 8
Assèchement définitif de la galerie : L'écran des marnes de Ste-Suzanne
entrave les infiltrations venues de la surface. Un fort courant d'air contribue
à l'assèchement des dépôts qui deviennent pulvérulents

Figure 4-13 : Hypothèse d'évolution de la galerie du Sahara, réseau du Landanoby - TH 2.

détritiques accompagnés de chailles et de micrograins de sols ferrugineux et de cuirasse. On distingue un cortège secondaire à hornblende verte, verre brun, zircon et sphène attestant une origine principalement allochtone.

3. Le niveau actif inférieur

Ce niveau présente une morphologie très différente. Il s'agit d'un niveau plus récent et plus étroit, creusé au contact des marnes d'Hosta. Il présente actuellement un écoulement modeste (< 1 l/s à l'étiage) qui aboutit à un siphon à –200 m.

C. Hypothèse de formation et de fonctionnement du réseau

Le Landanoby est un gouffre polygénique présentant des parties anciennes. Le puits d'entrée correspond au recoupement du toit d'une cavité ancienne qui s'est effondrée à la suite de l'érosion du versant. Le niveau fossile de -50 m environ a été très dégradé par l'érosion souterraine : effondrement, recoupement par des puits de dissolution ; il présente des spéléothèmes anciens très corrodés et des reliquats de remplissages de fissures très indurés renfermant des éléments de paléosols (cuirasses ferrugineuses) et des ferrobactéries attestant d'un paléoenvironnement plus chaud que l'actuel.

Le niveau fossile intermédiaire symbolisé par la galerie du Sahara et la salle Martel indique un enfoncement et un stationnement du niveau de base local. Toutefois, il existe un niveau actif un peu plus bas localisé sur un écran marneux. Les remplissages de la galerie du Sahara sont complexes (fig. 4-13). La morphologie en conduite forcée indique d'abord un creusement en régime noyé classique avec la présence de coupoles de corrosion (phase 1) suivi par un assèchement et le dépôt d'une première génération de spéléothèmes (phase 2). Un nouvel ennoiement du conduit corrode les concrétions et dépose les argiles jaune-brunâtre et les silts varvés (phases 3 et 4). Une rivière souterraine ravine la séquence (phase 5) et une nouvelle génération de spéléothèmes se met en place sur les dépôts (phase 6). Un nouvel ennoiemment, sans doute partiel, dépose une petite couche d'argile rythmée (phase 7). Il est suivi par une phase d'assèchement qui perdure dans une ambiance très sèche à forte ventilation (phase 8).

L'étude des remplissages indique qu'il y a eu le soutirage d'éléments externes provenant d'une ancienne couverture pédologique (sols tropicaux probables, mais sans doute déjà remaniés) présentant un cortège d'altération autochtone et allochtone en provenance de Mendibelza. Les boulettes de sols ferrugineux très arrondies constituent un témoin important du paléoenvironnement. Des sols argilo-ferrugineux bien cristallisés, attestant un climat chaud, sont soutirés dans l'endokarst à la suite d'un changement climatique important. Ces paléosols se sont formés sur une surface karstique déjà ancienne qui reprend d'anciennes altérites issues de la dégradation de la couverture albienne (et sans doute des flyschs), mais également d'une faible couverture d'alluvions fines issues de Mendibelza comme le prouve le cortège minéral.

Le niveau actif inférieur, probablement ancien, récupère les eaux de percolation au niveau des marnes d'Hosta de l'Oxfordien. Les anciens réseaux fossiles suspendus dans la masse des calcaires jurassiques ont dû se former au cours du Néogène (Pliocène probable) lorsque le vallon de Tartassu devait se raccorder à la grande vallée d'Elsarré alors beaucoup moins encaissée. Cette hypothèse est également appuyée par la nature des remplissages (soutirages de paléosols tropicaux).

III. Les cavités jalonnant la vallée sèche d'Ithé et d'Etchaltia

La grande vallée sèche d'Ithé et son affluent principal, la vallée sèche d'Etchaltia, constitue un repère morphologique capital pour comprendre l'évolution des grandes cavités de cette partie du massif en fonction de la surrection, de l'abaissement du niveau de base et du creusement des vallées périphériques (captures souterraines). Plusieurs exemples sont étudiés en fonction de leur situation en altitude : grotte-tunnel décapitée d'Azaléguy sur le sommet du Lomendi (amont d'Ithé), réseau d'Etxanko Zola-Sihinkole dans la partie moyenne (niveau de 700 m), trou des Belges (niveau de 700 m d'Ithé), grotte de Guillaminé, poche de la D 117 (300 m) et réseau du Nébélé développé dans le Jurassique de la partie inférieure d'Ithé.

A. La grotte-tunnel perchée d'Azaléguy : indicateur d'une ancienne perte amont de la vallée d'Ithé

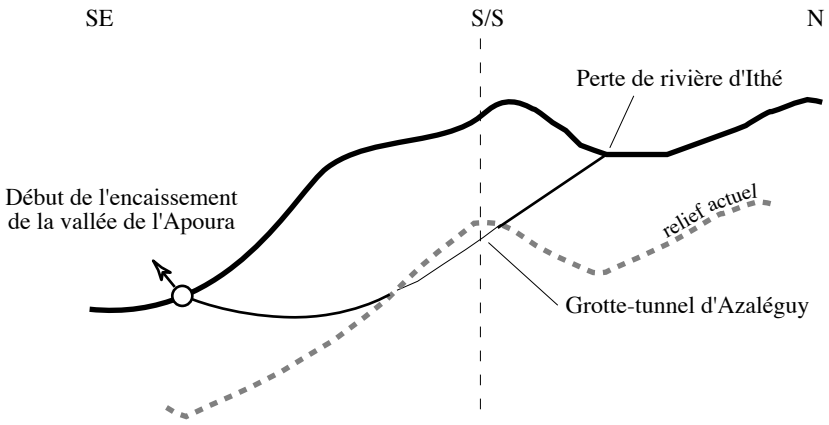
Le réseau d'Azaléguy peut s'identifier à une grotte-tunnel oblique traversant le sommet de l'interfluve de Lomendi dont l'entrée supérieure, actuellement obstruée, se situe pratiquement au sommet de la montagne. Ce tronçon de cavité, actuellement perché à plus de 110 m au-dessus du fond du talweg sec d'Ibar Naba (amont d'Ithé), constitue un jalon souterrain car il témoigne d'une phase ancienne pendant laquelle la vallée présentait des écoulements qui se perdaient dans cette cavité, ce qui suppose un amont plus étendu. En outre, la grotte renferme une coulée de débris datée par uranium / thorium qui suggère une vidange brutale de dépression à une époque beaucoup plus tardive alors que la vallée d'Ithé est déconnectée de l'amont imperméable (tabl. 4-3).

1. Une ancienne perte perchée

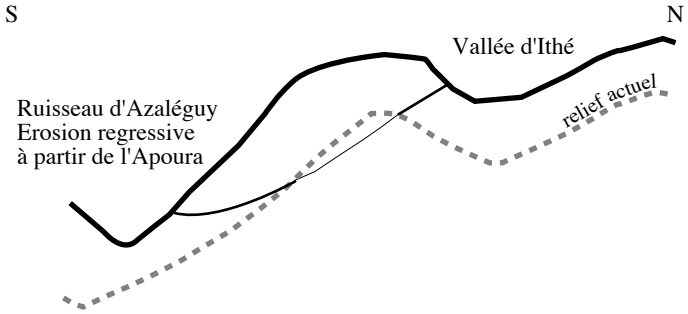
L'entrée actuelle du réseau d'Azaléguy est un grand porche large de 25 m et haut de 15 m situé sur le flanc sud de la montagne de Lomendi (photo 4-4). Après une trémie dans des blocs, la galerie, large de 5 à 20 m et haute de 2 à 15 m, remonte à 30° dans le pendage. L'extrémité amont (nord) est située à quelques mètres seulement de la surface (obstruction

Chronologie	Tectonique	Vallée d'Ithé	Grotte d'Azaléguy	Stalagmites et âges U/Th
Pléistocène inférieur et moyen		Vallée active raccordée au massif de Mendibelza	Creusement de la perte d'Azaléguy	—
		Assèchement par capture de l'amont	Encaissement de la vallée d'Ithé et assèchement de la perte	—
Eémien (sous-stade 5e)		Formation doline	—	Concrétionnement
Eémien (sous-stade 5d ?)	2ème grande phase de surrection des	Formation doline-lac et vidange dans le réseau	Dépôt de la coulée de débris	Destruction des stalagmites
Eémien (sous-stade 5c ?)	Arbailles (450-500 m)	Disparition de la doline par érosion	Erosion partielle de la coulée par soutirage	Stalagmites 82-92-96 ka
Würm (stades 2-3-4)				—
Holocène et Actuel				Faible concrétionnement

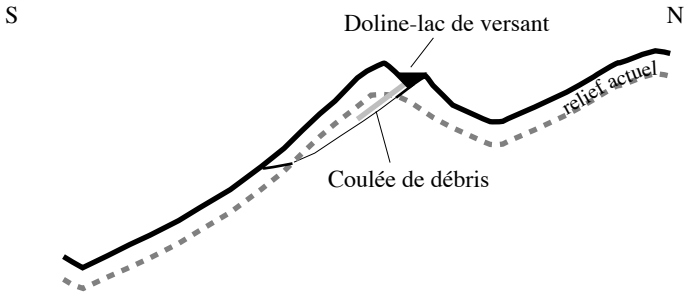
Tableau 4-3 : Chronologie de l'évolution de la grotte-tunnel d'Azaléguy dans son contexte morpho-tectonique.



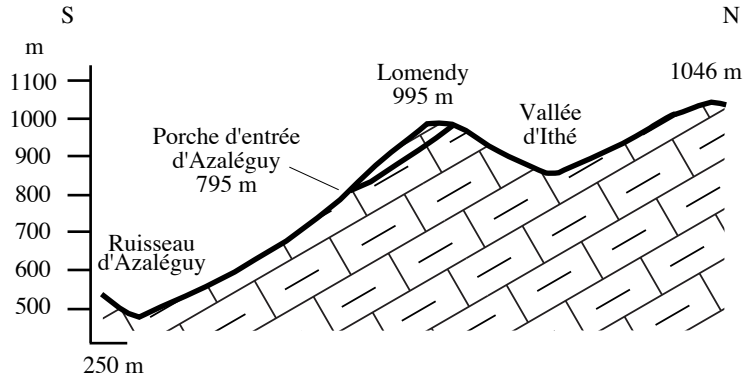
1/ Fin Pliocène-Pléistocène inférieur ? : l'amont imperméable de la vallée d'Ithé alimente la grotte-tunnel d'Azaléguy (perte). La résurgence est située au sud-est au niveau de la future vallée de l'Apoura.



2/ Pléistocène inférieur ou moyen : assèchement de la perte d'Azaléguy, érosion régressive de la vallée d'Azaléguy qui capture le haut bassin d'alimentation de la vallée d'Ithé.



3/ Eémien : formation et vidange de la doline-lac de versant à l'origine de la coulée de débris de la grotte d'Azaléguy.



4/ Situation actuelle : la vallée d'Ithé fonctionne en vallée sèche dolinaire.

Figure 4-14 : Evolution schématique de la grotte-tunnel d'Azaléguy.

détritique et concrétions) comme l'attestent le relevé topographique et les bruits extérieurs (hélicoptère) entendus par plusieurs spéléologues [B. Ellie, comm. orale].

Autrefois, les Arbailles présentaient des altitudes faibles qui ont permis l'établissement d'un réseau hydrographique bien hiérarchisé. Les rivières prenaient leur source sur les massifs imperméables de Mendibelza et d'Igountze situés quelques kilomètres plus au sud. A la suite de la surrection du massif, une sélection est intervenue à la faveur des écoulements les plus dynamiques. La vallée d'Azaléguy, inscrite dans une structure synclinale bien marquée, s'est encaissée plus rapidement que la vallée d'Ithé. Cette dernière s'est donc progressivement retrouvée perchée au-dessus du ruisseau d'Azaléguy. Avec l'augmentation du gradient hydraulique, les pertes dans le fond du lit de la vallée d'Ithé se sont mutipliées. Les eaux ainsi soutirées suivaient le pendage pour résurger dans la vallée d'Azaléguy et contribuer à son dynamisme. La grotte-tunnel d'Azaléguy représente vraisemblablement une perte majeure qui a contribué à l'assèchement progressif de la vallée d'Ithé (fig. 4-14).

L'encaissement de la vallée d'Azaléguy et de la vallée d'Ithé, par enfoncement du cours et recul des versants, a fait disparaître les parties amont et aval de la grotte-tunnel. De plus, l'évolution de la galerie depuis son assèchement a oblitéré les traces laissées par l'ancienne rivière souterraine. En effet, les calcaires marneux schistosés (10 à 70 % d'insolubles selon les bancs) se délitent facilement et de nombreux blocs tombés du plafond et des parois encombrent le sol. A certains endroits la roche montre une altération sur une dizaine de centimètres de profondeur et se détache sous forme de poudre (décarbonatation).

2. La coulée de débris, témoin d'une vidange de doline durant l'Eémien

a. Caractères de la coulée de débris

Le réseau d'Azaléguy renferme une coulée de débris dans la partie amont. Elle s'étend sur 200 m, du fond de la cavité jusqu'à la cote + 100 m environ (blocage de la coulée sur un ressèrement de la galerie). L'évolution du réseau postérieurement à son dépôt explique que l'on ne puisse pas suivre la coulée d'un bout à l'autre. En certains endroits (salle du R6) des amas de blocs (chute de plafond) la masquent. Quelques soutirages (Méandre

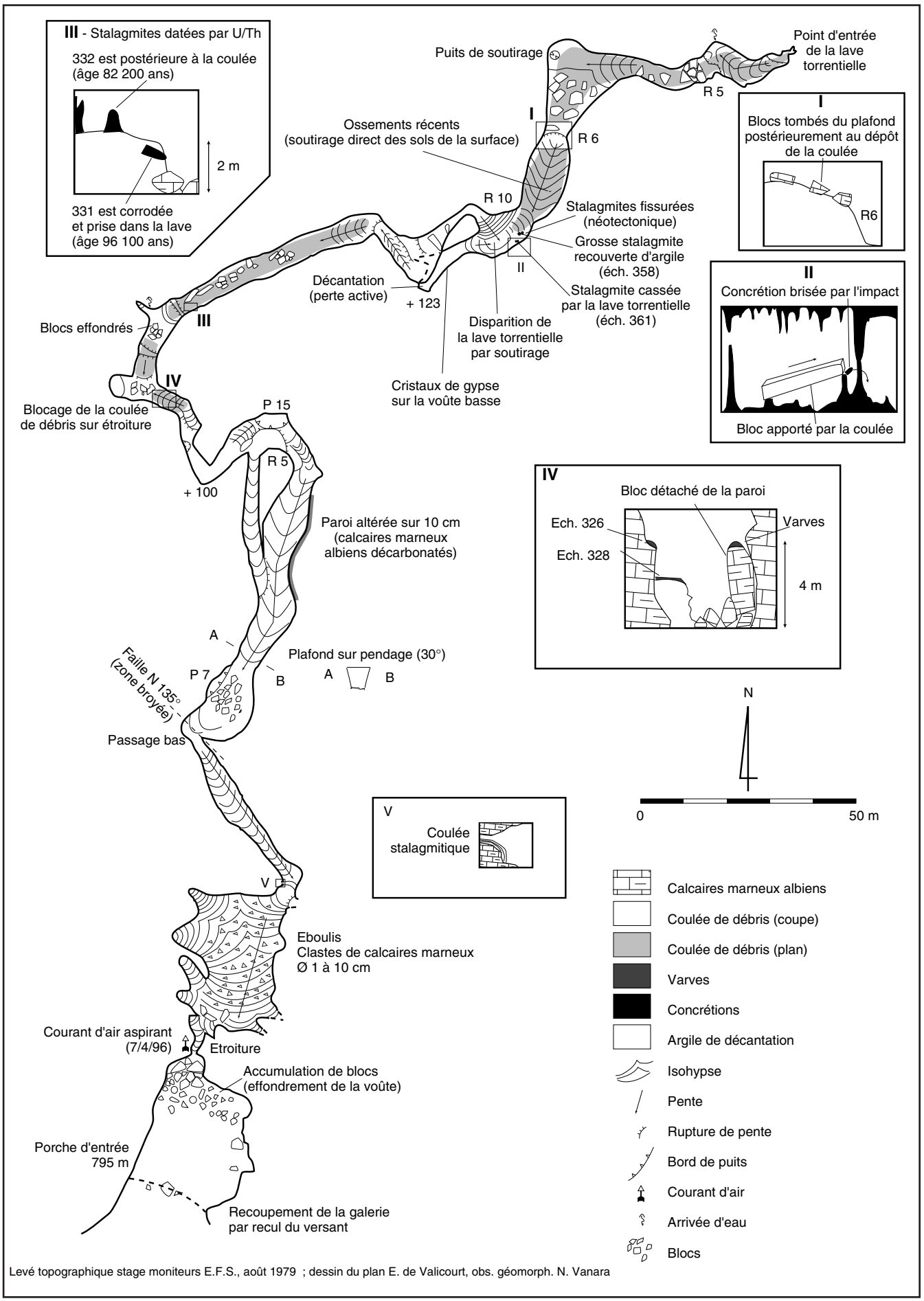


Figure 4-15 : Plan spéléomorphologique de la grotte d'Azaléguy et coupes étudiées. La coulée de débris occupe la partie amont de la cavité (en grisé).

de l'Arrivée d'Eau) ont contribué à son démantèlement, mais ils présentent l'avantage de constituer des coupes naturelles permettant une bonne observation du dépôt (fig. 4-15).

La coulée de débris (éch. 357) est constituée d'éléments hétérométriques peu ou pas émoussés de calcaires marneux albiens de 5 à 25 cm de diamètre emballés dans une matrice argilo-limoneuse de couleur marron légèrement jaunâtre (2,5Y 6/4) composée de 88 % de limons-argiles et de 12 % de sables dont la moitié est carbonatée. L'étude des minéraux en grains montre une proportion importante de quartz (> 97 %), le reste étant constitué par des grains de sols. La pétrographie prouve que la zone de provenance du remplissage est limitée aux calcaires marneux albiens. En effet, ces derniers (éch. 323) contiennent en petite proportion des grains de quartz identiques à ceux observés dans la lave.

La coulée de débris *s.s.* est coiffée par un dépôt fin peu ou pas laminé (éch. 328) de couleur jaune (Munsell : 2,5Y 7/6) de 3 à 4 cm d'épaisseur, contenant des niveaux ferrugineux de teinte brune légèrement jaunâtre (2,5 Y 6/4). Ce même type de dépôt recouvre aussi les concrétions les plus anciennes (éch. 358) et subsiste en certains endroits sur les aspérités de la paroi (éch. 326) ; il présente une teinte jaune-olive (2,5Y 6/8). Il s'agit d'un dépôt essentiellement argilo-limoneux (99 %). Le résidu sableux (1 %) est formé à 45 % de sables carbonatés. Les minéraux en grains sont constitués en majorité par des quartz (≈ 90 %) et secondairement par des grains de sols et de cuirasses ferrugineuses qui attestent d'un apport local.

Plusieurs indices permettent de caractériser le mode de mise en place des dépôts. Les fragments de roche n'ont subi aucun triage (dépôt en vrac), ni aucune usure. Ils devaient flotter dans la matrice argilo-limoneuse gorgée d'eau (lave torrentielle à forte compétence). L'invasion de la galerie par cette lave s'est réalisée rapidement. En effet, plusieurs stalagmites de bonne taille (Ø 10-15 cm), sous la violence du front de crue, ont été brisées et entraînées. Elles présentent alors une surface corrodée (éch. 331). En outre, un bloc rocheux d'une centaine de kg, poussé par le torrent de boue, s'est encastré dans un massif de concrétions et en a brisé plusieurs (éch. 361).

b. Datation du phénomène

Afin de pouvoir dater la coulée de débris, deux stalagmites ont été prélevées. La première a été trouvée au sein de la coulée de boue (éch. 331). Elle appartient à la génération ancienne des spéléothèmes déposée antérieurement au déclenchement de la lave torrentielle. La seconde (éch. 332) est une stalagmite non corrodée, qui scelle la bordure de la paroi, et qui appartient à la génération postérieure à l'épisode catastrophique. Ces deux concrétions possèdent une calcite saine et bien cristallisée. Les teneurs en uranium (9,95 ppm pour l'éch. 331 et 0,22-0,45 ppm pour l'éch. 332) et les rapports isotopiques initiaux U^{234} / U^{238} donnent des valeurs très différentes (tabl. 4-4). Il s'agit donc de deux stalagmites géochimiquement très différentes provenant pourtant de la même cavité. Le rendement pour le thorium est faible, d'où des erreurs assez grandes affectant les âges (sauf pour l'éch. 332b). Néanmoins, les âges peuvent être considérés comme fiables car il n'y a pas de thorium détritique.

La concrétion remaniée située dans la coulée (éch. 331) a 96 100 ans (+12 700, – 11 200) tandis que la stalagmite scellant la paroi et le dépôt a 82 200 ans (+16 900, – 15 000) pour l'échantillon 332a et 92 500 ans (+8 900, -8 300) pour l'échantillon 332b. On peut donc estimer que la coulée de débris s'est déposée entre 92 000 et 96 000 ans, soit vers 94 000 ans environ, donc au cours du stade isotopique 5, éventuellement durant une phase de péjoration climatique qui pourrait être le stade 5d.

c. Interprétation géomorphologique de la lave torrentielle

Deux hypothèses sont envisageables pour expliquer le déclenchement de la coulée de débris : perte de fond de vallon ou vidange de doline-lac (fig. 4-14).

— Première hypothèse : perte de fond de vallon

La vallée d'Ithé fonctionne encore comme une vallée fluviatile et le réseau d'Azaléguy est encore une perte active localisée dans le talweg. Cette hypothèse de perte de fond de vallée, qui vient en premier à l'esprit, est pourtant peu plausible. En effet elle suppose que le réseau d'Azaléguy drainait le fond de la vallée d'Ithé il y a moins de 100 000 ans. Or l'extrémité amont du réseau est située vers 1 000 m d'altitude alors que le fond de la vallée se trouve à 880 m ; soit un encaissement de près de 110-120 m en 94 000 ans alors qu'il s'agit d'une vallée sèche déconnectée de son amont imperméable depuis le Pléistocène inférieur [Vanara, Maire et Lacroix, 1997]. Cette valeur d'encaissement dépasse de très loin toutes les possibilités fondées sur la dissolution spécifique actuelle qui est de 94 mm/millénaire dans les Arbailles (dont 74 mm/millénaire pour l'épikarst qui concentre 80 à 85 % de la dissolution totale en karst forestier). L'estimation de la dissolution correspond à une tranche enlevée de 7 m en 94 000 ans, voire de 15 à 20 m au maximum si on imagine un climat beaucoup plus humide et/ou une concentration des infiltrations dans le talweg.

— Seconde hypothèse : vidange de fond de doline

La vallée d'Ithé est déjà sèche et n'évolue que par érosion karstique (dissolution, soutirage, effondrement). Des dolines actives se sont installées dans le fond du lit de l'ancienne vallée (zone importante de soutirage) et aussi sur les versants. La coulée de débris s'est engouffrée dans la perte suite à la vidange brutale d'une doline située sur le versant de rive droite (décolmatage brutal du fond de la doline suite à des précipitations importantes).

Cette seconde hypothèse est plus vraisemblable. L'ancienne perte d'Ithé n'est plus fonctionnelle depuis au moins le Pléistocène inférieur, époque où l'amont a été capturé par la vallée d'Azaléguy. Ensuite le fond de la vallée sèche a continué à s'encaisser lentement par dissolution (série d'entonnoirs). Progressivement la perte s'est retrouvée perchée au-dessus du lit de la vallée sèche. Par ses dimensions importantes, la cavité est restée un lieu de soutirage privilégié qui devait drainer une dépression installée sur le sommet du versant. Le décolmatage soudain du fond de cette dépression (doline-lac) a conditionné le départ brutal d'une importante masse d'eau et de débris mêlés qui a envahi une partie du réseau d'Azaléguy, emportant blocs et concrétions sur son passage. Une immersion temporaire ou un lac est sans doute à l'origine du dépôt argileux sommital situé vers la cote +100 m.

Ech.	[U]ppm	U^{234} / U^{238}	Th^{230} / U^{234}	Th^{230} / Th^{232}	$[U^{234} / U^{238}]$ t=0	Age (en m.a.)
331	9,949±0,272	1,005±0,018	0,588±0,044	76±30	1,006	96,1 [+12/-11,2]
332a	0,222±0,003	2,176±0,030	0,562±0,078	grand	2,481	82,2 [+16,9/-15,0]
332b	0,454±0,016	1,616±0,040	0,600±0,038	56,7±21	1,799	92,5 [+8,9/-8,3]

Tableau 4-4 : Datation par la méthode uranium / thorium de deux stalagmites prélevèes dans le réseau Azaléguy (analyses : Y. Quinif, C.E.R.A.K., Faculté polytechnique de Mons, Belgique). Cf. figure 4-15 pour la localisation des échantillons.

d. Interprétation paléoclimatique

L'étude des lamines de croissance des deux stalagmites peut renseigner sur les deux périodes qui encadrent le phénomène castastrophique. Les deux stalagmites présentent une calcite compacte et pure. L'échantillon 331 (96 ka), le plus ancien, possède une calcite jaunâtre organisée en plusieurs séquences. Chaque séquence est formée par des cycles de lamines pas toujours bien visibles à l'oeil nu. L'échantillon 332 (82 et 92,5 ka), un peu plus récent, présente une calcite blanche qui se termine vers l'extérieur par des microséquences de calcite brune compacte. Les lamines annuelles sont également peu visibles à l'oeil nu dans la partie blanche, mais elles sont plus marquées dans la partie terminale brune. Dans les deux échantillons, l'absence de contamination détritique indique une stabilité du couvert végétal et un climat favorable correspondant à un stade de l'Eémien entre 5e et 5c. Les deux stalagmites se terminent par une séquence d'assèchement avec des lamines colorées plus fines. Cela signifie que ces spéléothèmes ont cessé de fonctionner depuis l'Eémien.

Compte tenu de l'âge assez rapproché des deux stalagmites et de leur pureté respective, il semble que la coulée de débris se soit produite pendant des périodes climatiques sensiblement identiques.

En l'état actuel des connaissances, rien de permet de dire que cette vidange s'est effectuée lors d'une phase de péjoration climatique longue de plusieurs millénaires, par exemple le refroidissement du sous-stade 5d. En effet, une vidange de doline dans une cavité sous jacente peut être déclenchée par la combinaison d'une situation géomorphologique favorable à un événement climatique exceptionnel, par exemple de fortes pluies en quelques heures. Aucune forme évidente n'est actuellement visible en surface à cause de l'évolution karstique superficielle depuis cette époque qui a gommé la dépression. En revanche, à l'extrémité du réseau on observe les restes d'un culot de lave torrentielle compactée et plus ou moins indurée par le concrétionnement, qui témoigne de l'emplacement de la paléo-doline.

Ces quelques exemples de comparaison (il en existe bien d'autres) illustrent que des phénomènes catastrophiques comme les coulées de débris sont relativement fréquents à l'échelle géologique. Compte tenu du nombre important d'explorations spéléologiques, ces phénomènes ont été signalés maintes fois. Il importe donc de mieux les connaître afin d'éviter, si cela est possible, des accidents particulièrement redoutables. Si une vidange de dépression est éventuellement prévisible car visible en surface, en revanche la vidange brutale d'un réservoir souterrain par rupture naturelle d'un barrage détritique n'est pas prévisible, même si cette rupture est initiée par une crue. Or ce phénomène s'est produit en 1995 dans le Trou qui Souffle (Vercors) où une lame d'eau estimée à 15 m^3/s a balayé le réseau inférieur [Lismonde, 1995].

Sur le plan scientifique, il est intéressant de constater que l'évolution morphologique et surtout sédimentaire d'une cavité s'effectue aussi par une succession d'événements brutaux [Vanara, 1998]. C'est le cas des coulées de débris bien connues des quaternaristes (*debris flow*) à propos de l'étude des phénomènes périglaciaires de surface. Les réseaux souterrains sont tous amenés un jour ou l'autre à se colmater définitivement, avant d'être décapités ultérieurement par l'érosion. Effondrements des voûtes et coulées de débris font partie des remplissages clastiques et torrentiels qui contribuent largement au colmatage des cavités karstiques.

Photo 4-4 : L'entrée actuelle du réseau d'Azaléguy est un grand porche situé sur le flanc sud de la montagne du Lomendi à 795 m d'altitude dans les calcaires marneux albiens.

B. Le réseau d'Etxanko Zola (+170 m, -27 m, 4 100 m) : une ancienne résurgence de la vallée d'Etchaltia

L'entrée d'Etxanko Zola est située en rive gauche dans la partie aval de la vallée sèche d'Etchaltia (CL : 330,800 - 3096,910 ; alt. : 645 m). On pénétrait autrefois par un puits de 3 m dans le réseau. Au cours des travaux de captage des eaux, la commune d'Aussurucq a fait sauter le puits d'entrée. Depuis 1987, l'entrée qui subsiste est fermée par une grille placée par la municipalité d'Aussurucq pour protéger le captage.

1. Morphologie du réseau

Cette cavité présente une organisation assez complexe en raison de l'imbrication de parties récentes et anciennes et de phénomènes de captures (fig. 4-16 et 4–17). On observe deux réseaux actifs principaux alimentés par deux rivières souterraines provenant du nord-ouest :
1/ le réseau d'Ascune qui reçoit plusieurs affluents en rive gauche (Planche, ET12) et se perd à l'est dans un siphon ;
2/ le réseau d'Etchaltia, qui décrit une large baïonnette en direction du sud-est et se termine dans une large galerie marneuse.

La galerie fossile d'entrée, longue d'une centaine de mètres, rejoint la première rivière souterraine.

Un réseau fossile original de plus de 500 m de développement, la galerie des Planches à Clous (ou Grand Effluent) d'axe SW-NE, relie les deux réseaux actifs. Cette galerie très sèche, à profil en long du type «montagnes russes», se situe à l'altitude moyenne de 675 m. Elle est formée par une galerie haute de 5 à 15 m, large de 1 à 3 m, agrémentée à son début par quelques puits (P 25, P 15). Les parois sont perforées de coupoles et de trous coalescents de type phréatique avec des formes coupantes et fragiles en lames (certaines cloisons ont moins d'un millimètre d'épaisseur), ce qui suppose un écoulement noyé lent et agressif (photo 4–5). Ce conduit présente d'anciens remplissages détritiques et concrétionnements qui ont été cisaillés par des paléoséismes. La galerie, orientée sur une faille N040°, montre localement un phénomène de compression se manifestant par des fentes de torsion et des

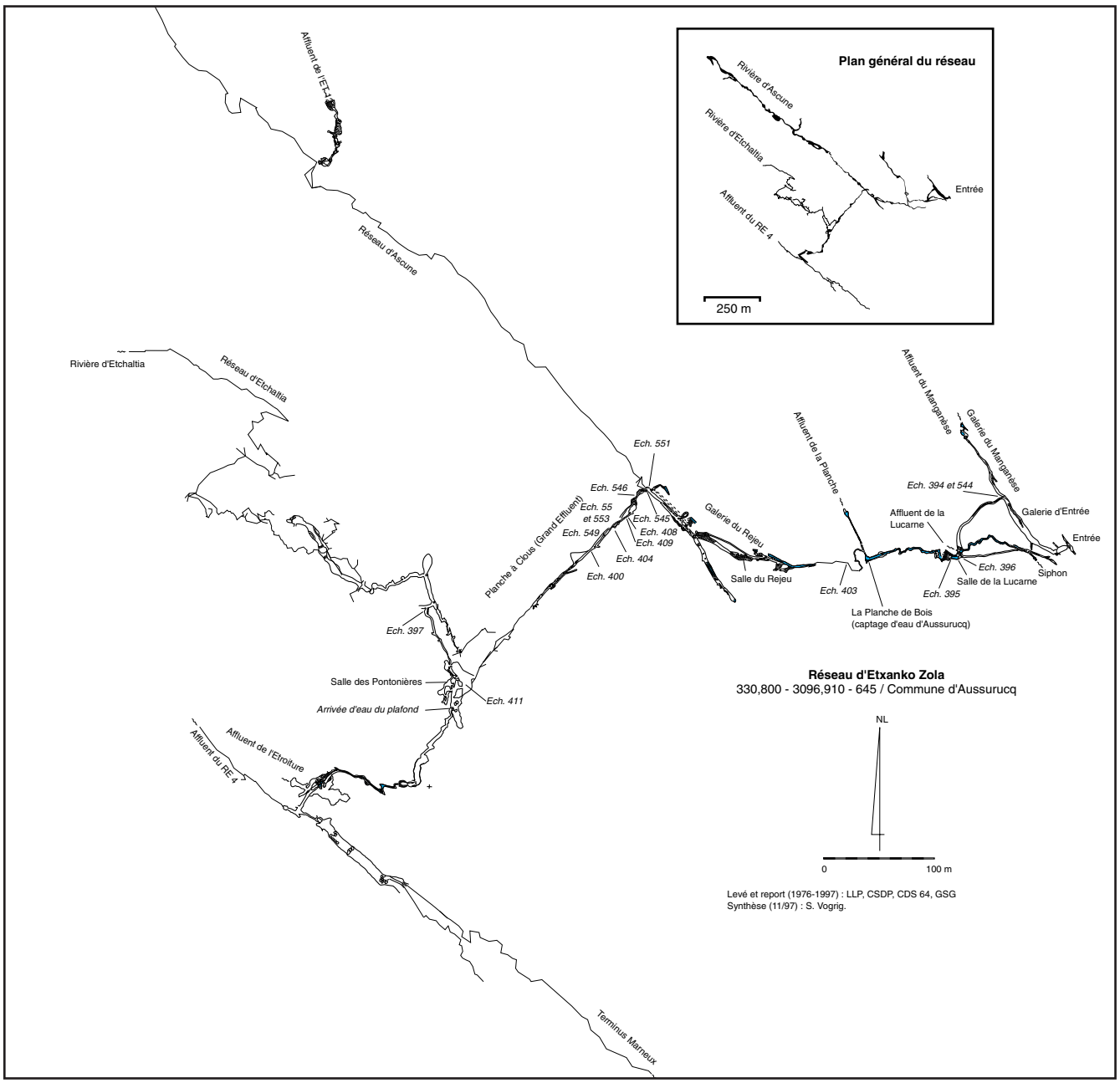


Figure 4-16 : Plan d'Etxanko Zola et localisation des échantillons étudiés. Les rivières d'Ascune et d'Etchaltia, les deux réseaux actifs principaux, sont reliées par une galerie sèche : la Planche à Clous. Cf. figure 4-18 pour le schéma d'évolution du réseau.

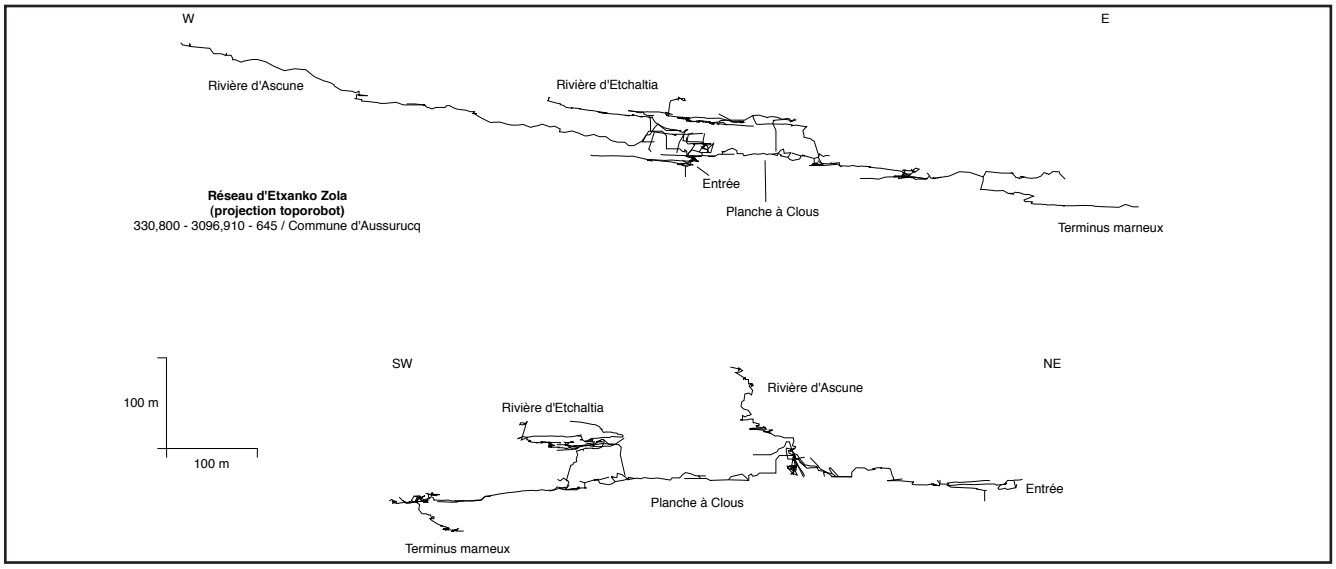


Figure 4-17 : Coupe d'Etxanko Zola.

Photo 4-5 : La galerie des Planches à Clous, dans le réseau d'Etxanko Zola, est un niveau fossile situé à 675 m d'altitude et développée sur une faille N040° à rejeu récent. Les parois sont perforées de coupoles et de trous coalescents de type phréatique. Ces formes supposent pour leur élaboration un écoulement lent et agressif. Deux rognons de dépôts fluviatiles prélevés sur les parois et un plancher montrent une inversion paléomagnatique (Matuyama).

cisaillements conjugués affectant parois et spéléothèmes. Ce processus, assez fréquent dans le massif, sera analysé plus en détail dans le chapitre 9.

Comme le montrent les traces des paléoécoulements (vagues d'érosion), la rivière des Planches à Clous coulait autrefois en direction du nord-est et constituait un affluent majeur du réseau d'Ascune. L'ancienne rivière souterraine qui parcourait la galerie des Planches à Clous en condition noyée n'était autre que la rivière souterraine d'Etchaltia qui se dirige maintenant vers le sud-est.

On peut émettre l'hypothèse suivante (fig. 4-18) : lorsque la galerie des Planches à Clous était fonctionnelle, les eaux de l'ensemble du réseau souterrain émergeaient dans la vallée d'Etchaltia et empruntaient la galerie d'entrée. L'entrée actuelle, qui s'est abaissée en altitude par érosion du plancher de la vallée, constituait donc l'exutoire du système à une époque ou le niveau d'Ithé de 700 m se raccordait progressivement au niveau de base. Cette hypothèse est actuellement la seule qui permette d'expliquer l'assèchement de la galerie des Planches à Clous à la suite de la surrection qui a provoqué la capture des eaux souterraines vers un nouveau niveau de base se situant plus à l'est, de l'autre côté de la montagne, dans la vallée de l'Apoura (Cent Sources, traçages chimiques, chap. 6).

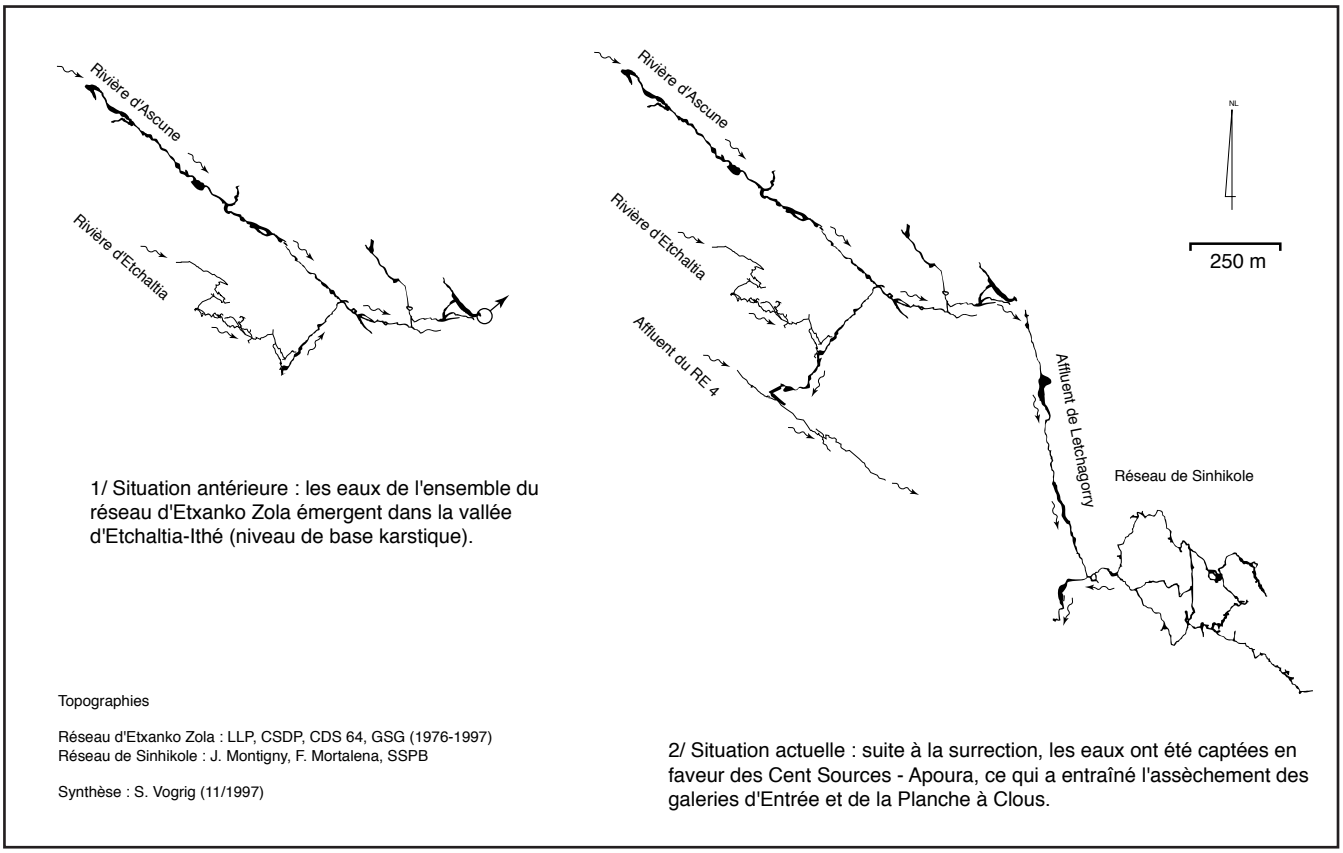


Figure 4-18 : Evolution du réseau d'Etxanko Zola. 1/ Organisation des écoulements avec un niveau de base karstique situé dans la vallée d'Etchaltia ; 2/ Réorganisation des rivières souterraines suite à la capture des écoulements par les Cent Sources - Apoura.

Photo 4-6 : La galerie d'entrée du réseau d'Etxanko Zola est une ancienne conduite forcée surcreusée en trou de serrure par des écoulements postérieurs en régime vadose.

2. Etude des remplissages associés aux différents réseaux

a. Les dépôts anciens de la galerie d'entrée

La galerie fossile d'entrée est une ancienne conduite forcée riche en coupoles (photos 4-6, 4-7, 4-8). Elle est réempruntée par quelques infiltrations et il est possible qu'elle ait fonctionné en perte temporaire lors des périodes plus humides du Quaternaire d'où la présence de galets. Toutefois, elle est jalonnée par des témoins de dépôts anciens, notamment au niveau de la jonction avec l'affluent du Manganèse (photo 4-9). On rencontre à ce niveau une paléocoulée stalagmitique érodée et des croûtes de manganèse importantes.

La paléo-coulée (éch. 394), en provenance de la galerie du Manganèse, est de teinte brun clair ; elle a été en partie démantelée par l'érosion. En lame mince, elle montre un faciès microvarvé remarquable. Chaque couple de lamine mesure 5 à 20 μm (10 μm en moyenne), mais certains couples ne mesurent que 2 μm. Les lamines sombres sont contaminées par des particules argileuses, les lamines claires sont un peu plus épaisses. On constate aussi l'existence de cycles de lamines représentant 10 à 12 doublets (cycles solaires ?). Cet échantillon est le plus finement laminé observé au microscope dans la région (photo 4-10).

Bien que ce faciès soit d'apparence microstromatolitique, nous n'avons pas décelé la présence d'organismes algo-bactériens après dissolution à l'HCl. Il n'existe pas de résidu sableux. Ce type de spéléothème indique un environnement stable, avec couvert pédologique et végétal continu, permettant une bonne filtration, mais avec des saisons bien marquées. La petitesse des lamines suppose une alimentation faible et continue difficile à expliquer dans les conditions actuelles.

Les croûtes noires sont situées au début de la galerie du Manganèse. Elles épousent le rebord d'un ancien surcreusement et mesurent plusieurs centimètres d'épaisseur. Il s'agit d'un concrétionnement manganésifère typique. La fraction sableuse (frottis) montre des quartz détritiques abondants (< 100 μm) et un cortège secondaire à sphène, zircon, hornblende verte, épidote et disthène probable.

Photo 4-7 : La galerie d'Entrée du réseau d'Etxanko Zola, d'origine phréatique, autrefois ancien exutoire des eaux de la rivière d'Ascune, est riche en coupoles de grandes dimensions.

b. Les dépôts du réseau d'Ascune (salle du Rejeu)

Bien que principalement actif, le réseau d'Ascune présente des parties fossiles (salle du Rejeu) présentant des dépôts détritiques et stalagmitiques plus ou moins anciens. Plusieurs dépôts détritiques et spéléothèmes ont été prélevés dans des parties sèches et anciennes dominant la rivière d'Ascune : croisement entre la galerie de la Planche à Clous et du réseau d'Ascune, galerie fossile du Rejeu, et réseau aval d'Ascune.

— Les dépôts du croisement Planche à Clous - réseau d'Ascune

Au niveau du croisement du réseau d'Ascune avec la galerie fossile des Planches à Clous, on observe des dépôts anciens érodés et corrodés : planchers calcitiques démantelés et fortement altérés, rognons sablo-argileux parfois mélangés à des dépôts argileux et sableux non indurés. A ce niveau, le calcaire urgonien présente un cortex d'altération pouvant atteindre 1 cm d'épaisseur (éch. 551), phénomène remarquable pour un calcaire pur très compact. La partie altérée se présente sous la forme d'une matière grise pulvérulente provenant de la décarbonation. A la loupe, certaines parties montrent une microdissolution sous forme de microtrous coalescents. Après dissolution à l'HCl, la partie pulvérulente montre en frottis des masses argileuses, des grains de cuirasses (pisolites, grains d'hématite), des quartz détritiques et des chailles, quelques minéraux (hornblende verte, amphibole…).

Ces résidus insolubles ne proviennent pas de l'altération de l'Urgonien très pur, mais des argiles et des minéraux qui ont pénétré le calcaire. On est donc en présence d'une paléo-corrosion qui s'est effectuée au contact d'un remplissage

humide acide pendant une longue période. Il s'agit d'une forme de cryptoaltération en milieu endokarstique.

Le plancher stalagmitique (éch. 545) situé exactement au croisement des galeries est ancien compte tenu de sa position morphologique et de son état très altéré (photo 4-12). Il s'agit d'un plancher brun clair très finement laminé. De l'argile brun foncé a été prélevée 1,50 m au-dessus, sur une banquette. Elle montre en frottis des quartz détritiques abondants accompagnés de quartz bipyramidés plus ou moins altérés associés à de nombreux grains de cuirasses et d'hématite. Il existe un cortège minéral secondaire net : quartz métamorphique, sphène, hornblende verte, autres minéraux peu identifiables.

Au sommet de la galerie sur faille axée NE-SW, on observe un dépôt sablo-limoneux meuble (éch. 552). Il est composé également de nombreux quartz détritiques (> 70 %) et grains de cuirasses et de sols (20 %). On observe un cortège minéral allochtone, mais moins abondant : quartz métamorphique, hornblende verte (altérée), sphène et quelques autres minéraux non identifiés.

— La séquence de la galerie fossile du Rejeu

On observe une séquence détritique et chimique formée par des blocs et des spéléothèmes anciens recouverts par un dépôt d'argile laminée brun foncé (fig. 4–19). En lame mince, le remplissage argileux (éch. 399) montre une succession de lamines brun clair et brun foncé, chaque couple mesurant 1 mm d'épaisseur environ (photo 4-11). Les lamines sombres (100-250 μm) sont formées par une masse argileuse et des micrograins de sols. Les lamines claires (700 à 1 000 μm) sont constituées par des grains plus grossiers (50-150 μm) : quartz détritiques et éléments de cuirasses et de sols rouges accompagnés d'un petit cortège allochtone (baguettes d'amphiboles, feldspath probable et autres minéraux de socle difficilement identifiables).

Les stalagmites et planchers fossilisés par ces argiles sont fortement corrodés en surface (éch. 398, 401, 402). Une stalagmite prélevée au centre de la galerie (éch. 398) montre une surface très crénelée, avec des golfes de corrosion plus ou moins remplis d'argile. Sur section polie, on observe un coeur de calcite blanche à croissance rapide et porosité primaire intercristalline. La fin de la séquence calcitique est marquée par un changement des conditions hydriques. Les lamines sont plus sombres et plus détritiques. De premiers ennoiements-dénoiements ont lieu avec dépôt d'argile et recimentation. Cette fin de séquence annonce un changement climatique.

Les planchers stalagmitiques démantelés sont situés à la base de la séquence (éch. 401), sous les stalagmites (éch. 398), mais également sur les bordures où il subsiste des fragments. Le plancher 401 est fortement altéré en surface et dans sa masse, d'où son aspect crayeux dû à la porosité de dissolution. Ce plancher brun

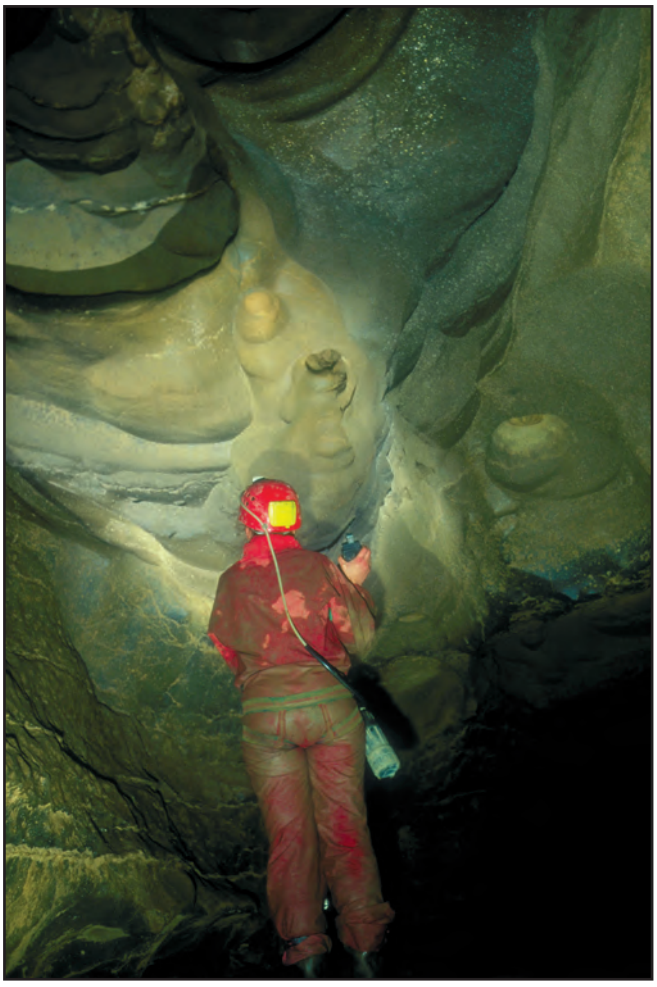


Photo 4-8 : Coupoles emboitées, galerie d'Entrée, réseau d'Etxanko Zola. La galerie d'entrée drainait autrefois les eaux de la rivière d'Ascune en direction d'une émergence située dans la vallée d'Etchaltia. La galerie était ennoyée d'où mise en place de coupoles emboitées formant d'importants vides karstiques remontants. Suite à la surrection, la rivière d'Ascune a été capturée vers le sud-est entraînant l'assèchement de la galerie d'Entrée.

Photo 4-9 : Croisement de la galerie d'Entrée avec la galerie du Manganèse dans le réseau d'Etxanko Zola. Au pied du personnage, on distingue une paléocoulée stalagmitique en partie démantelée par l'érosion (paléomagnétisme normale, période Brunhes probable).

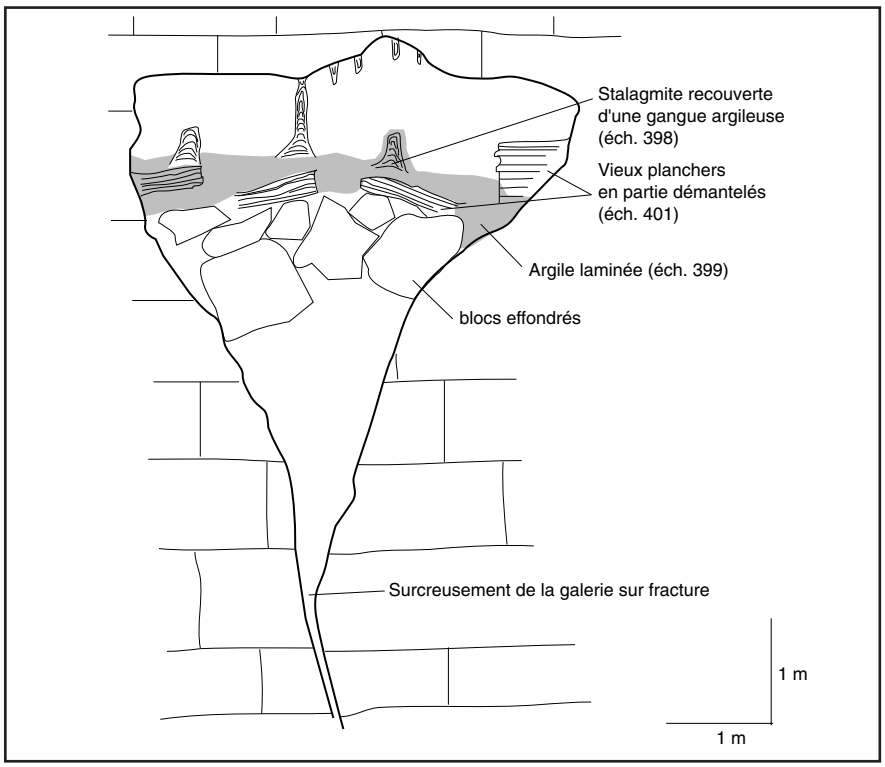


Figure 4-19 : Séquence de la galerie fossile du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola. Les stalagmites et les planchers fossilisés par les argiles laminées sont fortement corrodés en surface (crypto-corrosion).

clair présente un faciès très finement laminé, mais ne révèle pas de filaments algo-bactériens après dissolution à l'HCl. Un autre plancher brun clair, de la même génération, a été échantillonné dans ce secteur (éch. 402). Il présente un faciès beaucoup plus compact et il est très microdétritique.

— Les anciens concrétionnements du réseau aval d'Ascune

Une stalagmite, haute de 40 cm, renversée suite à un tremblement de terre (éch. 403) a été prélevée dans un passage fossile, près du puits de la Planche de Bois. Il s'agit d'une stalagmite de calcite claire compacte, de 15 cm de diamètre et de plus de 70 cm de haut. Elle a été cisaillée près de sa base. La surface est non ou très peu corrodée. Une section polie longitudinale montre de petites fractures internes disposées radialement qui pourraient résulter de tensions provoquées soit par le séisme qui l'a cisaillée, soit par des séismes plus anciens.

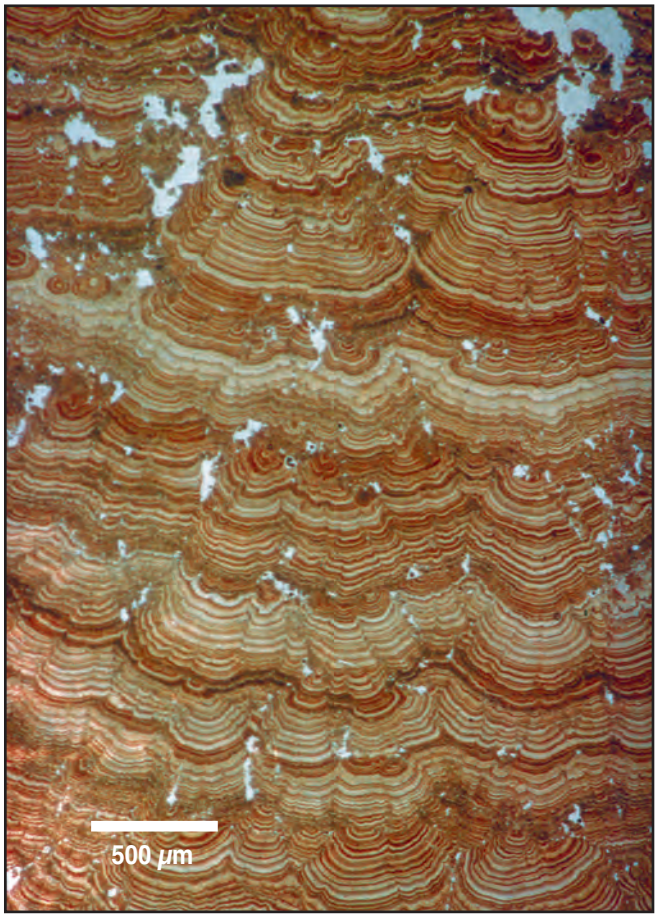


Photo 4-10 : Paléo-coulée de l'Affluent du Manganèse (éch. 394). La lame mince montre un faciès microvarvé remarquable. Chaque coupe de lamines mesure 2 à 20 µm. Les lamines sombres sont contaminées par des particules argileuses, les lamines claires sont un peu plus épaisses. Des cycles de lamines regroupant 10 à 12 doublets sont aussi observables (lumière polarisée non analysée).

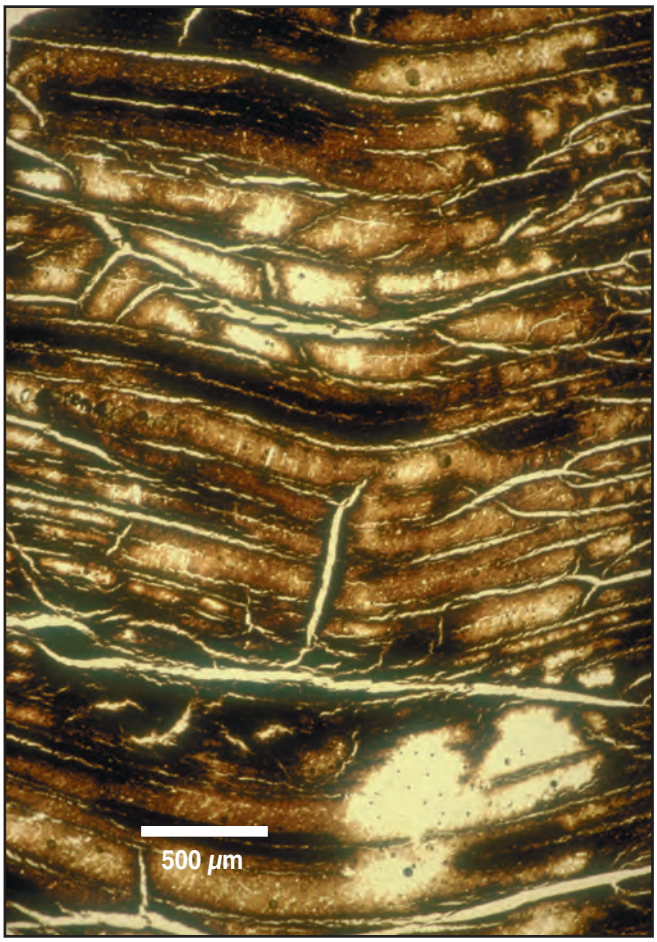


Photo 4-11 : Argile de la séquence détritique de la galerie fossile du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola (éch. 399). En lame mince, le remplissage argileux montre plusieurs successions de lamines sombres et claires séparées par des fentes de dessication (lumière polarisée non analysée).

Photo 4-12 : Plancher stalagmitique finement laminé situé au croisement de la galerie des Planches à Clous et du réseau d'Ascune. Ce plancher stalagmitique est ancien compte tenu de sa position morphologique et de son état très altéré. Il montre un magnétisme normal qui le rattache vraisemblablement à la période Brunhes (<780 000 ans).

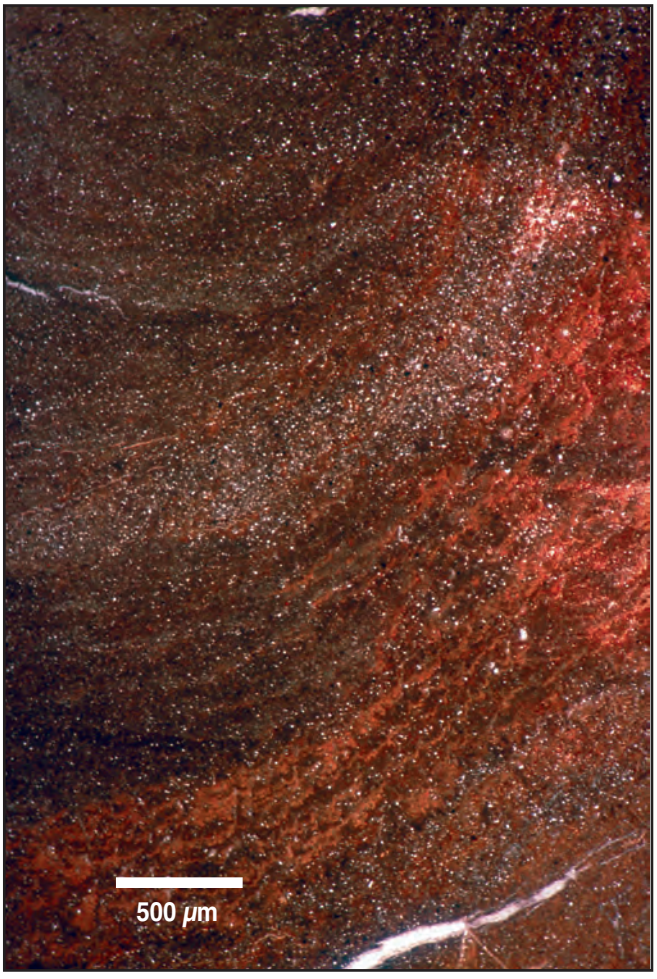


Photo 4-13 : Rognon induré de la galerie des Planches à Clous, réseau d'Etxanko Zola. La lame mince de l'échantillon 404 montre un squelette formé de petits quartz détritiques anguleux et de grains ronds de cuirasses opaques ou rouges translucides. Le ciment argilo-limoneux est imprégné de calcite (lumière polarisée non analysée). Cet échantillon montre un magnétisme inverse qui le rattache vraisemblablement à la période Matuyama (Pléistocène inférieur).

— Les dépôts détritiques consolidés dans le réseau aval d'Ascune

Plusieurs échantillons ont été prélevés à proximité de la Lucarne, non loin de la jonction entre la conduite forcée fossile d'entrée et la rivière souterraine d'Ascune.

Un ancien dépôt argilo-sableux subsiste sous forme de rognons très indurés sur des banquettes rocheuses suspendues plusieurs mètres au-dessus du cours actif (éch. 395). Ce type de remplissage ressemble à ceux qui ont été étudiés dans la galerie fossile des Planches à Clous et pourrait être de la même génération.

Des débris de coquilles de gastéropodes et des graviers indurés (éch. 396) sont présents 3 m au-dessus de la rivière juste après la jonction avec la galerie d'entrée. Les graviers sont formés par de petits galets gris de calcaires jurassiques, des fragments de cuirasses et des éléments remaniés de rognons argilo-sableux indurés (cf. éch. 395). Les morceaux de cuirasses, roulés par l'ancienne rivière, montre en section polie un faciès gréseux très induré. Le squelette est formé par des grains de quartz et de chaille plus ou moins altérés noyés dans un ciment hématitique brun-rouge très compact.

Ces dépôts plus ou moins anciens, chimiques et détritiques, montrent la complexité de l'évolution de cette partie du réseau toujours active.

c. Les remplissages anciens de la galerie des Planche à Clous

La galerie des Planches à Clous présente de vieux remplissages alluviaux fins dont il subsiste des témoins indurés sur les parois et dans les coupoles phréatiques. Ils paraissent identiques à ceux observés au croisement de la galerie des Planches à Clous et du réseau d'Ascune.

— Les rognons sablo-argileux indurés

Un exemple de rognon sableux induré (éch. 397) présente une stratification grossière de lits sableux riches en grains roulés de cuirasses ferrugineuses de 1 à 2 mm et de quartz roulés de 1 à 3 mm. Sur lame mince, on constate que les grains sombres sont formés par des éléments de cuirasses microgréseuses rouges (avec grains de quartz incorporés), des grains de cuirasses opaques (avec cristaux d'hématite) et des grains de sols. On distingue aussi des grains roulés de quartz à extinction roulante (socle ou flysch) ainsi que des chailles alors que les quartz détritiques, à extinction normale, sont dans une fraction plus fine (< 1 μm). Ces sables sont noyés dans un ciment argilo-carbonaté. On observe aussi un cortège minéral secondaire : hornblende verte, grains d'opale, sphérolites de calcédoine.

On serait en présence essentiellement d'un cortège de cuirasses démantelées et de quartz (grains roulés jusqu'à 2 ou 3 mm). Deux origines sont probables : ancienne couverture des flyschs et/ou poudingues de Mendibelza.

Un rognon induré à matériel plus fin a été également prélevé (éch. 404). Le squelette est formé de petits quartz détritiques anguleux (< 100 μm) et de grains ronds de cuirasses opaques ou rouges translucides. La distribution porphyrique est large. Le ciment argilo-limoneux est imprégné par une calcite micritique ou microsparitique avec des plages jaunâtres, un faciès travertineux en microtouffes dans des fissures de dessiccation et de la sparite dans des vacuoles. L'induration du dépôt avec des séquences microtravertineuses et différents types de calcite suggèrent des successions d'assèchements et de réennoiements (photo 4-13). On observe enfin un cortège minéral allochtone (socle ou flysch) : baguettes d'amphiboles, olivine et/ou épidote, sphène, quartz métamorphique…

Des argiles indurées, à faciès typique en nid d'abeilles (éch. 400), ont été étudiées. L'argile de couleur jaune (10YR 7/6) ne présente pas d'orientation. On observe, en lame mince et frottis, une petite fraction de sables fins (< 100 μm) formée essentiellement de grains de quartz détritiques anguleux accompagnés de quartz bipyramidés (typiques de l'altération de l'Albien marneux) et de petits grains de cuirasses et d'argiles rouges avec des cubes d'hématite. Le cortège secondaire est formé par quelques quartz métamorphiques, des hornblendes vertes fréquentes, des baguettes d'amphiboles, des sphènes, du zircon, du rutile, de l'épidote et de la tourmaline probable suggérant un apport allochtone. Des taches de fer (ferrobactéries) sont responsables de mouchetures.

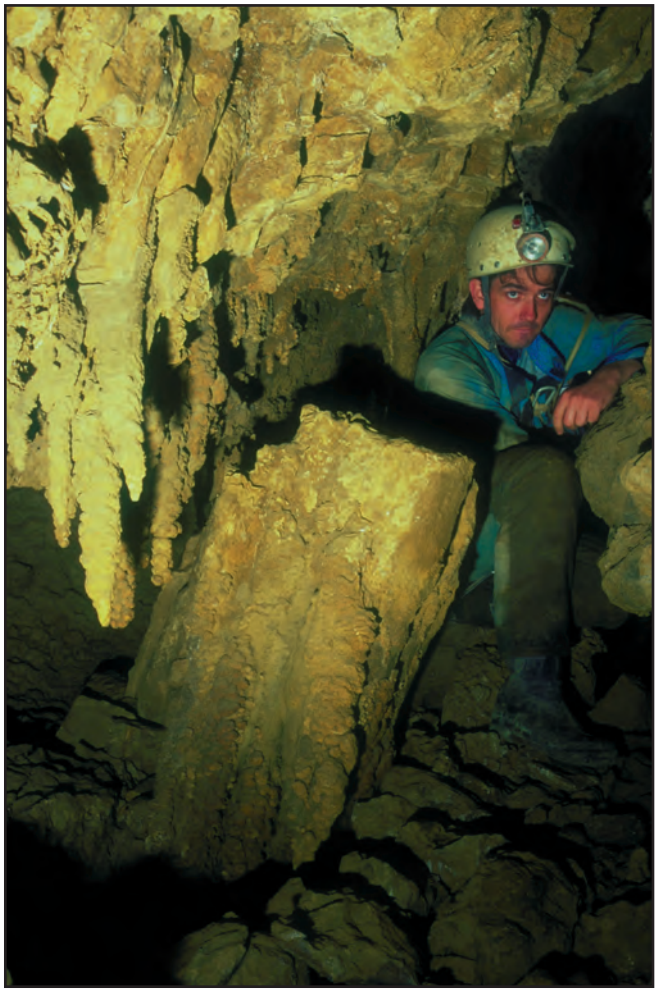


Photo 4-14 : Au milieu de la galerie des Planches à Clous, des massifs stalagmitiques à surface corrodée ont été cisaillés obliquement et transversalement par le rejeu de la faille N040°.

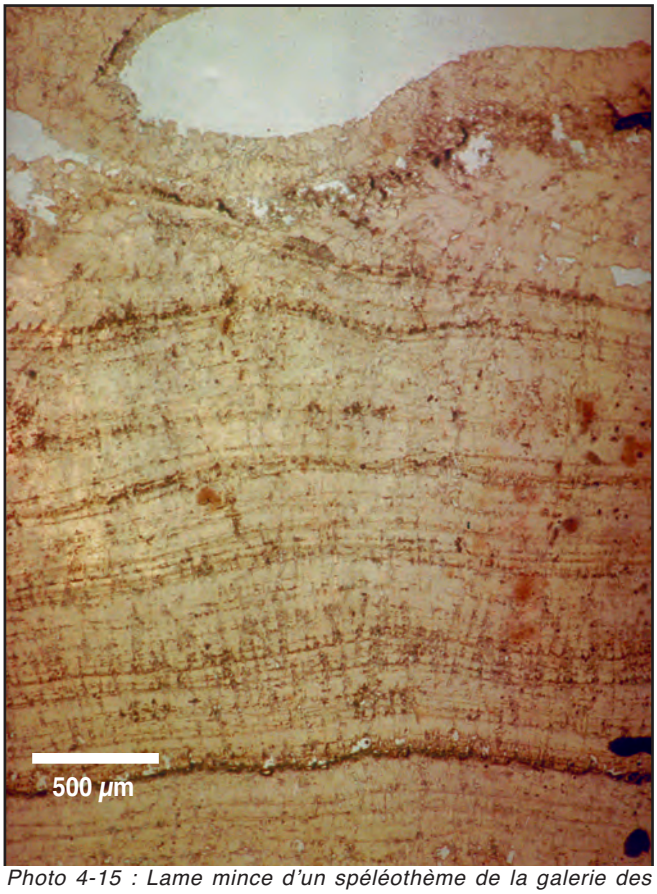


Photo 4-15 : Lame mince d'un spéléothème de la galerie des Planches à Clous (éch. 409). La calcite de type columnaire traverse les lamines de croissance. Les lamines colorées présentent une contamination nette sous forme de micrograins de sols et de cuirasses ferrugineuses (< 5 µm) disposés sur les petites surfaces de discontinuité et dans les coins intercristallins. On observe vers le haut de la lame une surface de discontinuité caractérisée par des vacuoles de dissolution qui piègent des argiles et des grains de sols et de cuirasses atteignant jusqu'à 40 µm (lum. pol. non analysée).

— Les concrétionnements anciens

Ces spéléothèmes anciens de la galerie des Planches à Clous sont importants à connaître car ils marquent probablement la première phase d'assèchement de la galerie à la suite de son dénoyage et son évolution postérieure. Plusieurs échantillons ont été étudiés.

Au milieu de la galerie des Planches à Clous, on observe des massifs stalagmitiques qui ont été cisaillés obliquement et transversalement par le rejeu de la faille (éch. 408). Ces stalagmites ne sont plus fonctionnelles et présentent une surface corrodée (photo 4–14). Il s'agit d'une calcite massive, apparemment peu corrodée dans sa masse. Il existe une lamination nette avec des cycles plus ou moins colorés par les contaminations micropédologiques. L'échantillon prélevé parmi ces stalagmites se termine par un cycle marron très contaminé qui indique un changement pédoclimatique, puis un arrêt du concrétionnement.

Un autre spéléothème ancien a été prélevé sur la paroi phréatique du réseau des Planches à Clous, à 50 m environ du croisement avec le réseau d'Ascune (éch. 409). A l'oeil nu, on observe une calcite laminée très colorée. En lame mince, la calcite de type columnaire traverse les lamines de croissance. Les lamines colorées présentent une contamination nette sous forme de micrograins de sols et de cuirasses ferrugineuses (< 5 μm) disposés sur les petites surfaces de discontinuité et dans les coins intercristallins. Une surface de discontinuité plus importante apparaît dans la masse de l'échantillon ; elle est caractérisée par des vacuoles de dissolution qui piègent des argiles et des grains de sols et de cuirasses atteignant jusqu'à 40 μm (photo 4-15).

d. Les remplissages récents du réseau d'Etchaltia

Les dépôts fins étudiés se situent dans galerie basse menant de la galerie des Planches à Clous à la salle des Pontonières, soit 1 m au-dessus de la rivière souterraine d'Etchaltia (éch. 411). Il s'agit de dépôts sablo-argileux non rythmés, de teinte jaune-olive (2,5 Y 6/6), présentant des vacuoles et des grains d'altérites noyés dans une masse argileuse. En frottis, on observe de nombreux quartz détritiques (> 70 %) accompagnés de quartz bipyramidés classiques de l'altération de l'Albien marneux et de chailles ; on distingue également 15 à 20 % de grains d'argiles, de cuirasses et des pisolites. Le cortège minéral allochtone est peu présent : quelques quartz métamorphiques et de rares sphènes.

3. Un jalon morphotectonique important dans l'histoire de la surrection du massif

Les données morphologiques, sédimentologiques et géologiques du réseau d'Etxanko Zola permettent de proposer une évolution cohérente de cette cavité par rapport au contexte paléogéomorphologique et paléoenvironnemental (fig. 4-18).

a. Apport des données spéléomorphologiques et géologiques

Les formes phréatiques abondantes dans la zone d'entrée attestent que l'entrée actuelle du réseau était à l'origine une émergence qui jaillissait dans la vallée d'Etchaltia lorsque le niveau de base karstique se situait environ au niveau de 700 m. De récentes observations géologiques (J. Canérot et N. Vanara) ont montré qu'un accident important passait au milieu de la vallée mettant en contact les calcaires urgoniens en rive gauche avec les marnes oxfordiennes en rive droite. Il est donc probable que la source du réseau venait déborder au contact de la faille d'Etchaltia portant à l'affleurement les marnes étanches de l'Oxfordien.

Le niveau fossile des Planches à Clous qui permet la jonction entre le réseau actif d'Etchaltia et le réseau actif d'Ascune montre des traces remarquables de spéléogenèse en régime noyé très lent. A certains endroits, le calcaire urgonien est réduit à l'épaisseur d'un papier à cigarette. Ce modelé souterrain, relativement fréquent dans les karsts de bas-plateaux (ex. : trou du Vent en Dordogne), est moins fréquent dans les karsts montagnards. L'altitude de la galerie des Planches à Clous (675 m) correspondrait à l'ancien niveau de base de 700 m de la vallée d'Ithé.

Le réseau d'Etxanko Zola s'organisait de la façon suivante : les deux rivières souterraines d'Etchaltia et d'Ascune, en provenance du nord-ouest, c'est-à-dire de la partie haute du massif, confluaient à la sortie de la galerie des Planches à Clous et venaient émerger par l'entrée actuelle. La morphologie phréatique, le profil en long du type «montagnes russes» et le contexte géomorphologique local confortent cette hypothèse.

A la suite de l'évolution morphotectonique du massif, le réseau d'Etxanko Zola a changé de point de sortie et de configuration. Les vallées périphériques se sont creusées pendant que les vallées karstiques d'Ithé et d'Etchaltia devenaient fossiles. La surrection du massif a provoqué l'encaissement rapide de la vallée de l'Apoura grâce aux apports d'eau provenant des terrains imperméables du pic des Escaliers (poudingues de Mendibelza). Ainsi, l'érosion régressive dans la vallée de l'Apoura est responsable de la capture de l'amont de la vallée d'Ithé et de son assèchement (chap. 3).

La capture des eaux souterraines du réseau d'Etxanko Zola par le nouveau niveau de base de l'Apoura s'est effectuée à la faveur de la structure géologique : pendage général vers le sud et le sud-ouest et fractures N110-130°. Il s'est donc produit une capture souterraine typique d'une vallée vers une autre.

Au début de la capture du système souterrain par l'Apoura, l'ancien exutoire du réseau d'Etxanko Zola a dû jouer le rôle de cheminée d'équilibre : source de trop-plein au contact de l'Oxfordien marneux. Ensuite, l'érosion du vallon d'Etchaltia a décapité la partie supérieure de la branche siphonnante. Puis l'entrée a fonctionné comme une petite perte temporaire comme l'attestent les galets mal roulés de calcaires massifs présents dans la galerie d'entrée. Ce fonctionnement en perte n'a pas modifié la morphologie des parois puisque les vagues d'érosion ou coups de gouge montrent un creusement noyé vers la sortie actuelle.

b. Apport des remplissages : cortège allochtone et démantèlement de cuirasses

Les remplissages détritiques étudiés présentent des similitudes et des différences en fonction de leurs âges relatifs. Ainsi les dépôts argileux et sablo-argileux (notamment les rognons indurés) présentent un cortège minéral allochtone net (quartz métamorphique, hornblende, sphène, épidote, amphibole…) qui peut avoir deux origines : soit l'amont de Mendibelza, soit l'altération de l'ancienne couverture de flysch. En raison de la situation du réseau dans la vallée affluente d'Etchaltia, ce cortège doit provenir de l'altération de l'ancienne couverture de flysch qui a disparu aujourd'hui. En revanche, les dépôts récents actuels présentent presque exclusivement des quartz détritiques (à extinction normale), des quartz bipyramidés et de rares hornblendes vertes, minéraux typiques de l'altération des marnes albiennes encore présentes sur la bordure sud du massif.

Pous ces deux types de dépôts, on observe une importante fraction pédologique sous forme de grains de sols ferrugineux et de cuirasses hématitiques. Néanmoins cette proportion est moindre pour les dépôts plus récents qui remanient cependant des paléosols.

Les concrétionnements anciens qui se sont développés dans le réseau marquent l'assèchement de la partie phréatique allant de la galerie des Planches à Clous à

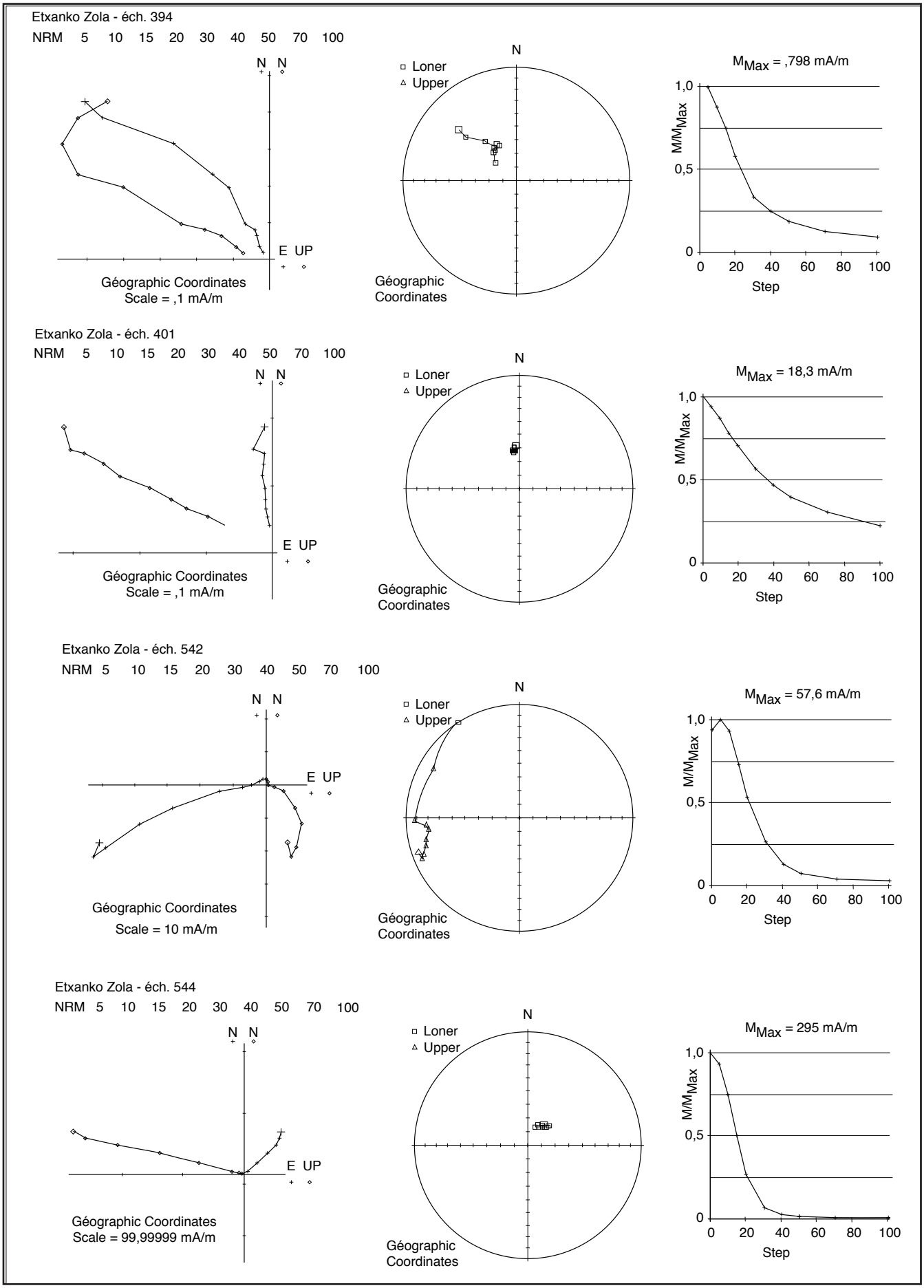


Figure 4-20 : Résultats des analyses paléomagnétiques des échantillons prélevés à Etxanko Zola. Echantillon 394 (coulée polluée), 401 (plancher), 542 (croute de manganèse), 544 (argile). Analyses réalisées au laboratoire de magnétisme des roches, CEREGE, Aix-en-Provence, dir. P. Rochette.

l'entrée. Ces spéléothèmes sont de plusieurs types : plancher à calcite très finement laminée, plancher manganésifère, stalagmites massives cisaillées par des paléoséismes et le rejeu des failles. Les effets néotectoniques traduisent la surrection du massif qui se poursuit et la tectonique quaternaire de compression (chap. 9).

La précipitation de la calcite (microlamines), les dépôts de manganèse (rôle des mangano-bactéries) et la transformation de certains dépôts détritiques fins (ferro-bactéries) suggèrent des conditions environnementales différentes, sans doute plus chaudes que l'Actuel.

c. Datation du réseau d'Etxanko Zola par le paléomagnétisme

Les arguments morphologiques généraux suggèrent l'ancienneté du réseau d'Etxanko Zola. Pour dater ce réseau et par la même occasion le niveau de 700 m des vallées sèches, nous avons sélectionné sept échantillons pour une datation par paléomagnétisme sachant que la plupart des échantillons avaient des âges probables hors de portée des datations U/Th (fig. 4-20 et 4-21).

Les échantillons ont été analysés au laboratoire de magnétisme des roches d'Aix-en-Provence (CEREGE, P. Rochette). Le principe de la méthode appliquée aux dépôts endokarstiques est rappelé par P. Audra [1994] et en annexe

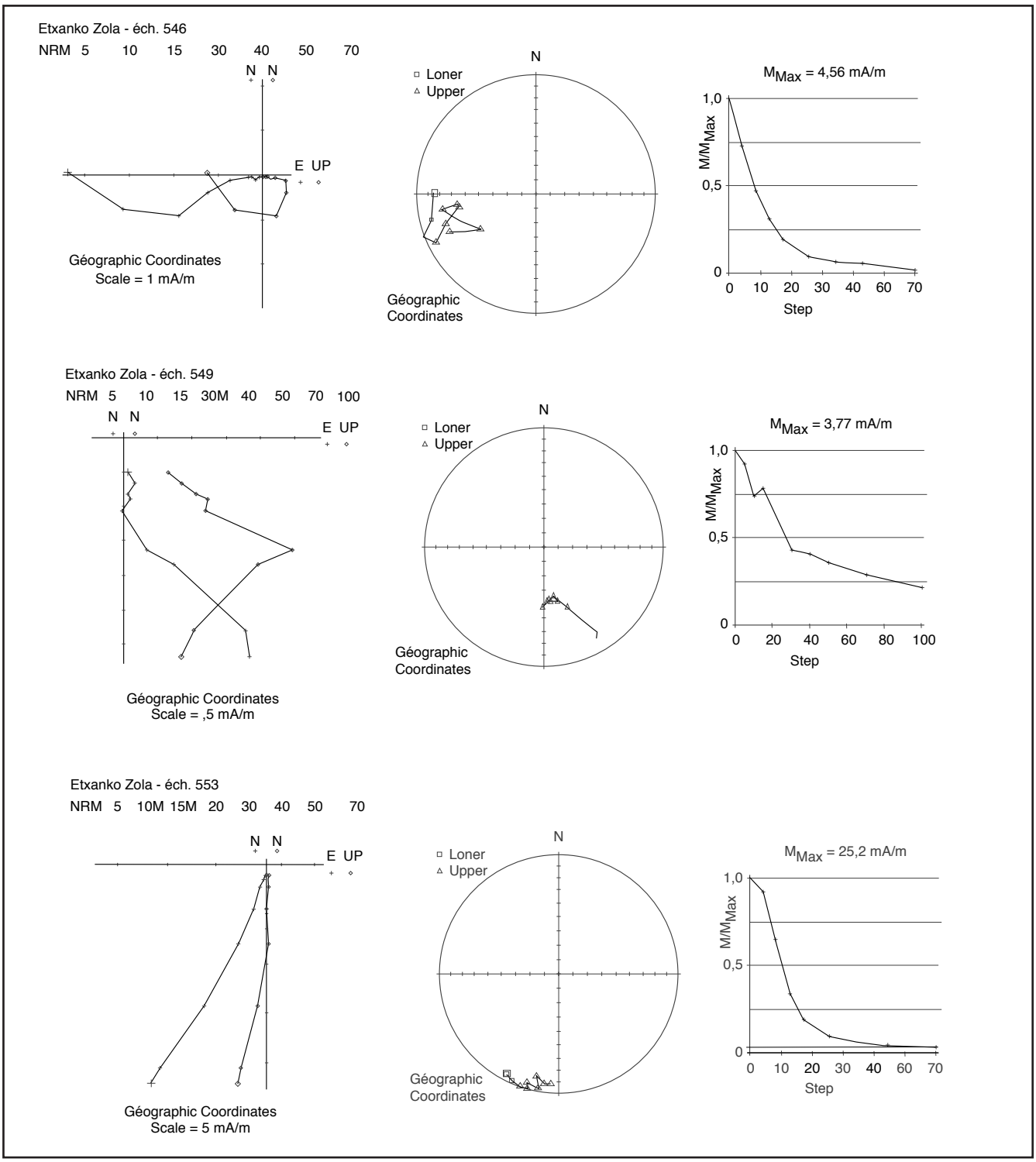


Figure 4-21 : Résultats des analyses paléomagnétiques des échantillons prélevés à Etxanko Zola. Echantillon 546 (rognon détritique induré), 549 (concrétion), 553 (rognon détritique induré). Analyses réalisées au laboratoire de magnétisme des roches, CEREGE, Aix-en-Provence, dir. P. Rochette.

de la thèse. Sur le terrain, il importe d'orienter les échantillons le plus précisément possible, en utilisant par exemple le chapeau de plâtre. Si l'on recherche une inversion, une erreur de quelques degrés ne pose pas de problème d'interprétation.

— Les dépôts datant de la période Brunhes (0-780 000 ans)

Trois échantillons appartiennent sans doute à la période Brunhes (polarité normale) :
1/ la paléo-coulée polluée du réseau d'entrée (éch. 394), très finement laminée et en partie démantelée par l'érosion ;
2/ les argiles sombres (éch. 544) surmontant la paléo-coulée précédente (éch. 394) ;
3/ le vieux plancher démantelé (éch. 401) de la salle du Rejeu de Faille.

La croûte noire laminée manganésifère prélevée dans l'affluent du Manganèse du réseau d'entrée (éch. 542) présente un résultat difficile à interpréter.

— Les dépôts datant de la période inverse Matuyama (780 000 - 2 600 000 ans)

Les trois autres échantillons qui proviennent de la galerie des Planches à Clous sont plus anciens et datent de la période inverse de Matuyama :
1/ le plancher stalagmitique finement laminé (éch. 549) situé à proximité de l'entrée de la galerie des Planches à Clous ;
2/ un rognon détritique prélevé à la confluence de la galerie des Planches à Clous et du réseau d'Ascune (éch. 546) ;
3/ un autre rognon détritique situé au début de la galerie des Planches à Clous (éch. 553).

— Interprétation des résultats

Dans l'ensemble, les échantillons se sont bien prêtés aux datations paléomagnétiques. L'intensité du signal magnétique exprimé en milliampère par mètre (mA/m) est variable en fonction de la nature des remplissages étudiés. Les concrétionnements, présentant le signal le plus faible (éch. 394, 401 et 538) de 0,1 mA/m, restent cependant mesurables. Les plus fortes valeurs, de l'ordre de 100 mA/m, s'observent sur l'échantillon argileux n° 544.

Après une première mesure brute, nous avons appliqué aux échantillons des champs alternatifs croissants jusqu'à 100 mT. Sur la plupart des échantillons (546, 553, 401 et 544), l'intensité décroît régulièrement vers l'origine. Quelques autres montrent une orientation plus erratique au cours de la démagnétisation.

Les analyses des échantillons d'Etxanko Zola prouvent l'ancienneté de la mise en place de ce réseau puisque trois échantillons provenant de la galerie des Planches à Clous (n° 546, 549 et 553) se rattachent à la période Matuyama. Les échantillons les plus récents (n° 394, 401, 544) sont vraisemblablement de la période normale Brunhes, leur âge est donc inférieur à 780 000 ans.

Ces datations indiquent que les premières évolutions du réseau datent au moins du Pléistocène inférieur. Comme la galerie des Planches à Clous évolue durant cette période en relation avec le niveau de 700 m de la vallée d'Etchaltia, ceci permet de donner un âge similaire à l'ancien niveau de base perché de 700 m très bien marqué dans les vallées d'Ithé et d'Elsarré. Ce résultat est capital car il permet de calculer la composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur qui est de l'ordre de 450 à 500 m, surrection du même ordre que celle de la fin du Tertiaire (chap. 9).

C. Le gouffre d'Ithelatzeta ou trou des Belges (AS 1), une ancienne perte de la vallée moyenne d'Ithé

Le gouffre d'Ithelatzeta est situé au fond de la vallée sèche d'Ithé (CL : 331,342 - 3095,728 ; alt. : 683 m) au niveau du grand replat de 700 m. Bien que de dimensions modestes, cette cavité est intéressante car elle présente un ancien niveau phréatique jalonnant le niveau d'Ithé de 700 m. Ce fragment de paléoréseau a été repris par des écoulements ultérieurs locaux

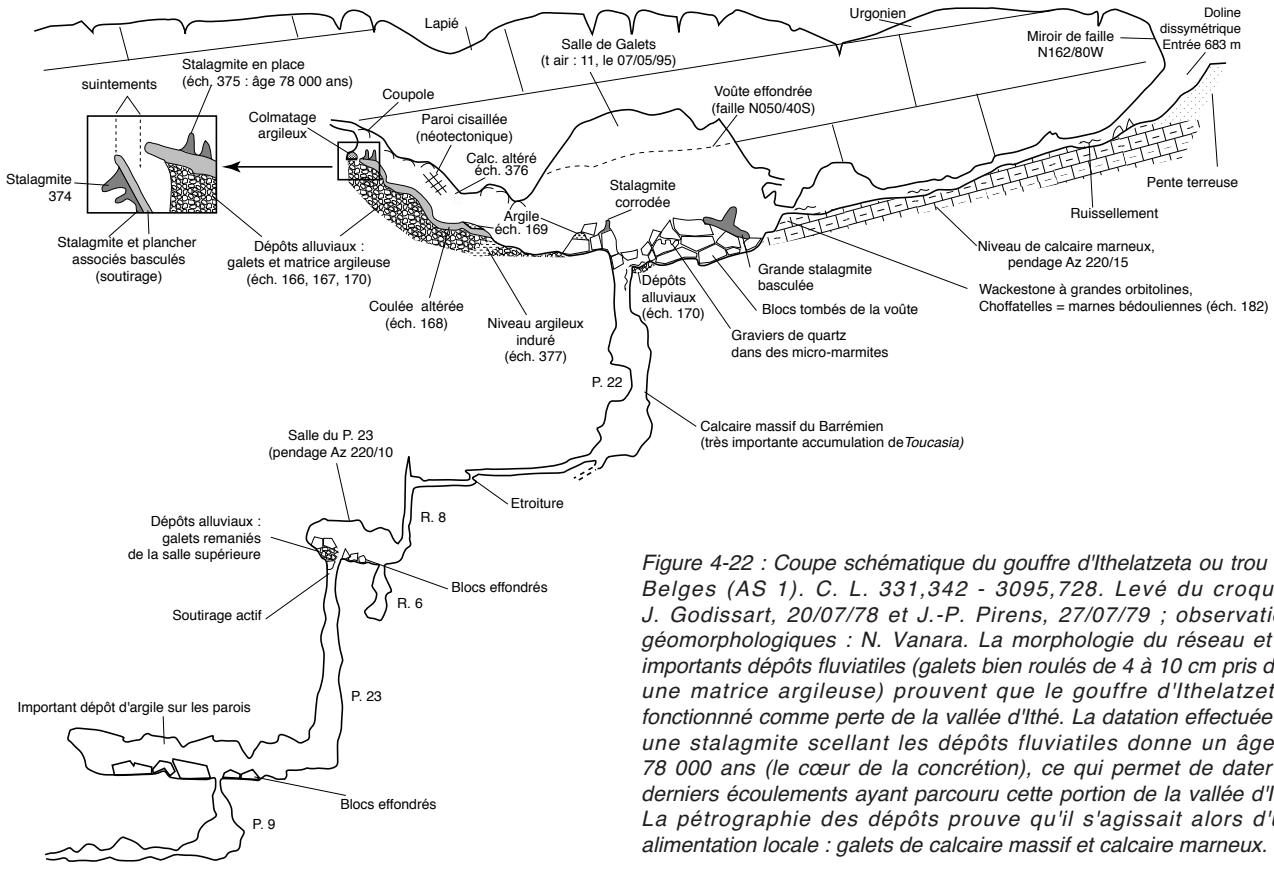


Figure 4-22 : Coupe schématique du gouffre d'Ithelatzeta ou trou des Belges (AS 1). C. L. 331,342 - 3095,728. Levé du croquis : J. Godissart, 20/07/78 et J.-P. Pirens, 27/07/79 ; observations géomorphologiques : N. Vanara. La morphologie du réseau et les importants dépôts fluviatiles (galets bien roulés de 4 à 10 cm pris dans une matrice argileuse) prouvent que le gouffre d'Ithelatzeta a fonctionnné comme perte de la vallée d'Ithé. La datation effectuée sur une stalagmite scellant les dépôts fluviatiles donne un âge de 78 000 ans (le cœur de la concrétion), ce qui permet de dater les derniers écoulements ayant parcouru cette portion de la vallée d'Ithé. La pétrographie des dépôts prouve qu'il s'agissait alors d'une alimentation locale : galets de calcaire massif et calcaire marneux.

(remplissages détritiques) témoignant d'une activité torrentielle de la vallée alors que celle-ci ne devait plus être raccordée à l'amont de Mendibelza.

1. Géologie et morphologie du gouffre

L'entrée s'ouvre au fond d'une doline dissymétrique dont le versant nord est constitué d'une pente terreuse tandis que le miroir de faille (≈N162°/80°W) du flanc sud a généré un abrupt rocheux (fig. 4-22). La galerie d'entrée s'est développée dans le pendage (Az 220°/15°), facilement identifiable en raison de l'existence de bancs marneux qui correspondent à un *wackestone* à grandes orbitolines et choffatelles attribué à de l'Albo-Aptien (éch. 182, déterm. P. Masse). Compte tenu de la situation des marnes de Ste-Suzanne (Bédoulien), un peu en aval dans la vallée, on confirme que l'entrée est dans l'Urgonien.

La petite galerie d'entrée, creusée au contact des marnes de Ste-Suzanne, aboutit dans une cavité ancienne (salle des Galets) dont les formes phréatiques de plafond (coupoles) ont été en grande partie détruites par effondrement. La chute des blocs, dans le fond de la salle, a été favorisée par l'existence d'une faille visible en plafond selon un plan N050°/40 à 50°. La néotectonique est attestée par d'importants cisaillements affectant la roche massive. Un important dépôt de galets est présent dans la partie sud-ouest de la salle.

Les parois de la salle sont constituées d'un calcaire massif à faciès urgonien. En certains endroits, ce dernier présente une altération poussée comme dans le réseau d'Etxanko Zola. La roche est alors recouverte par 1 ou 2 cm de «poudre blanche» (fig. 4–23). La roche altérée blanche (10YR 8/1) fait encore effervescence à l'acide. Epaisse d'un centimètre, elle présente de nombreux pores de dissolution. Le contact entre la roche altérée et la roche saine se fait par l'intermédiaire d'une surface irrégulière gris clair (2,5Y N7). Les microfissures en contact avec la surface altérée sont élargies de façon préférentielle par la pénétration de l'eau puis de solutions pédologiques jaune-rougeâtre (5YR 6/6).

Une ancienne galerie en partie colmatée remonte en direction de l'ouest. Elle présente d'abondants remplissages et le plafond est formé par des coupoles phréatiques.

Cette partie du réseau, apparemment ancienne, est perforée à sa base par une succession de puits faiblement actifs qui traversent les calcaires barrémiens.

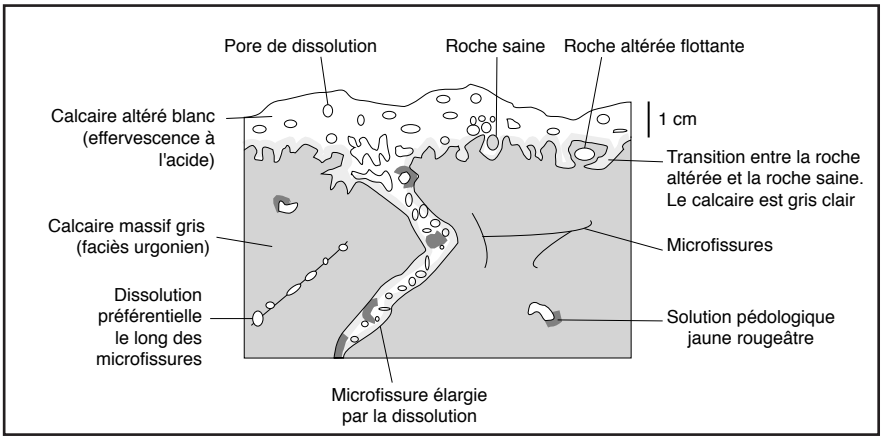


Figure 4-23 : Surface polie d'un calcaire altéré, paroi de la salle des Galets au gouffre d'Ithelatzeta (éch. 376). Cf. figure 4-22 pour la localisation de l'échantillon.

Photo 4-16 : La salle des Galets du gouffre d'Ithelatzeta contient dans la partie sud-ouest de la salle une séquence alluviale massive de plusieurs mètres de puissance. Les galets formés d'éléments de calcaires marneux albiens et de calcaires aptiens altérés sont pris dans une gangue argilo-limoneuse.

2. L'étude des remplissages : la séquence des galets

La salle des Galets contient dans la partie sud-ouest de la salle une séquence alluviale massive de plusieurs mètres de puissance. Ce remplissage recouvre des blocs et il est lui-même scellé par des spéléothèmes qui ont été corrodés par des percolations venant du plafond. D'autres stalagmites scellent les blocs de la salle : certaines sont en place, d'autres sont basculées.

a. Le dépôt de galets

Les galets mesurent 2 à 4 cm de diamètre en moyenne (parfois jusqu'à 10 cm) et sont pris dans une gangue argilo-limoneuse brun clair (10YR 6/3) ; ils sont formés par des éléments de calcaires marneux albiens et de calcaires aptiens altérés (photo 4-16).

Deux passées de galets ont été prélevées dans la moitié supérieure du dépôt. L'échantillon 167 montre des cailloutis calcaires aux angles légérement émoussés et d'importants débris de cuirasse. Il s'agit d'un transport sur une courte distance. La zone d'alimentation de l'écoulement est proche. L'échantillon 166 pris un peu plus haut dans le remplissage est moins riche en éléments ferrugineux et présente des galets mieux roulés et de nombreux quartz fibreux. Ces apports un peu plus lointains ont concerné la zone des calcaires marneux albiens située dans la partie haute de la vallée d'Ithé comme le prouve la présence des quartz fibreux. Cependant, le transport

n'a pas été assez long (1,5 km au maximum) pour permettre même un début d'émoussé des quartz. Dans les deux cas, les débris roulés de cuirasse sont abondants et présentent un diamètre généralement inférieur à 1 cm.

A la tête du premier puits (P 22), un petit ruissellement a recoupé le remplissage de galets de base (éch. 170). Il a livré des quartz fibreux présentant un début d'émoussé et des grains de quartz émoussés luisants ou légèrement mats. Les apports ont donc concerné une zone plus lointaine : haute vallée d'Ibar Naba pour les quartz fibreux légèrement usés ; reprise de dépôts en provenance du massif de Mendibelza pour les quartz bien usés.

L'étude de la fraction fine des sables (éch. 166, 167) montre une composition minéralogique dominée par les quartz (90 %) et les grains de cuirasses (10 %). Les quartz sont formés à 60 % de quartz métamorphiques, microquartzite et chailles typiques de l'altération du flysch et à 40 % de quartz à extinction normale (ubiquiste). Il n'existe pas (ou pratiquement pas) de quartz bipyramidés et de batonnets typiques de l'altération de l'Albien marneux. Le cortège minéral secondaire est formé de hornblende (verte, brune), mica blanc, épidote altérée probable et d'autres minéraux difficilement identifiables.

Le sommet du dépôt présente une matrice plus argileuse (éch. 169). Après passage à l'acide, l'échantillon 169 montre d'abondants petits grains d'argile agglomérés, quelques grains de cuirasses et quelques quartz bien roulés. La fraction sableuse montre en frottis de nombreux grains argileux et de petits éléments de cuirasses. Les quartz sont peu abondants (grains à extinction normale, chailles et quartz métamorphiques, rares batonnets altérés). On distingue quelques tests siliceux de milioles. Le cortège secondaire est de type allochtone : sphène, zircon, hornblende brune, épidote probable.

Dans le tiers inférieur de la séquence, on observe un niveau argilo-sableux laminé gris marquant une phase intermédiaire de décantation (éch. 377). La fraction sableuse montre en frottis des quartz détritiques très abondants (80 %) et des éléments de cuirasses de fer (20 %). Les quartz présentent surtout des chailles, des microquartzites et des éléments à extinction roulante ; les quartz à extinction normale ne sont pas dominants. On observe quelques batonnets provenant de l'altération des calcaires marneux. On distingue un petit cortège allochtone : hornblende, sphène, olivine probable.

Le sommet de la séquence détritique se termine par une couche d'argile brune de plusieurs centimètres d'épaisseur ne présentant pas de lamination visible.

En résumé, on est en présence d'un dépôt de type lave torrentielle avec des galets à émoussé moyen qui s'est mis en place par décharges successives. On observe un cortège allochtone pouvant provenir de l'ancien bassin amont Mendibelza-Flysch actuellement disparu par suite du remaniement d'anciens sédiments.

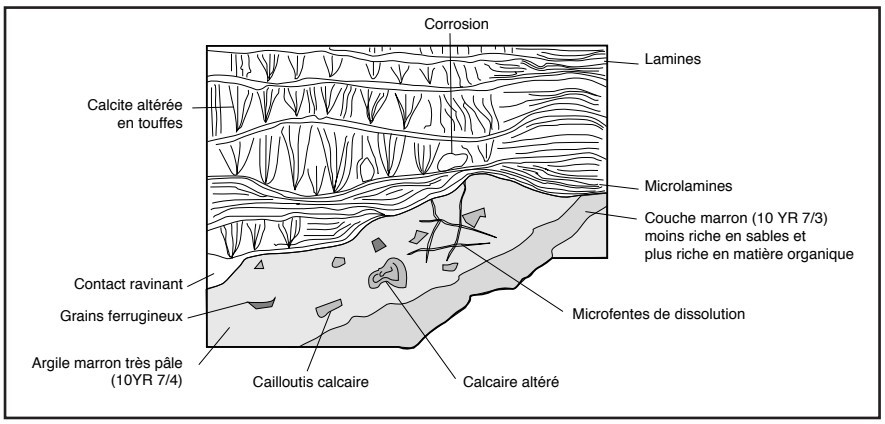


Figure 4-24 : Surface polie du plancher (éch. 168) coiffant les dépôts alluviaux du gouffre d'Ithelatzeta. Cf. figure 4-22 pour la localisation de l'échantillon.

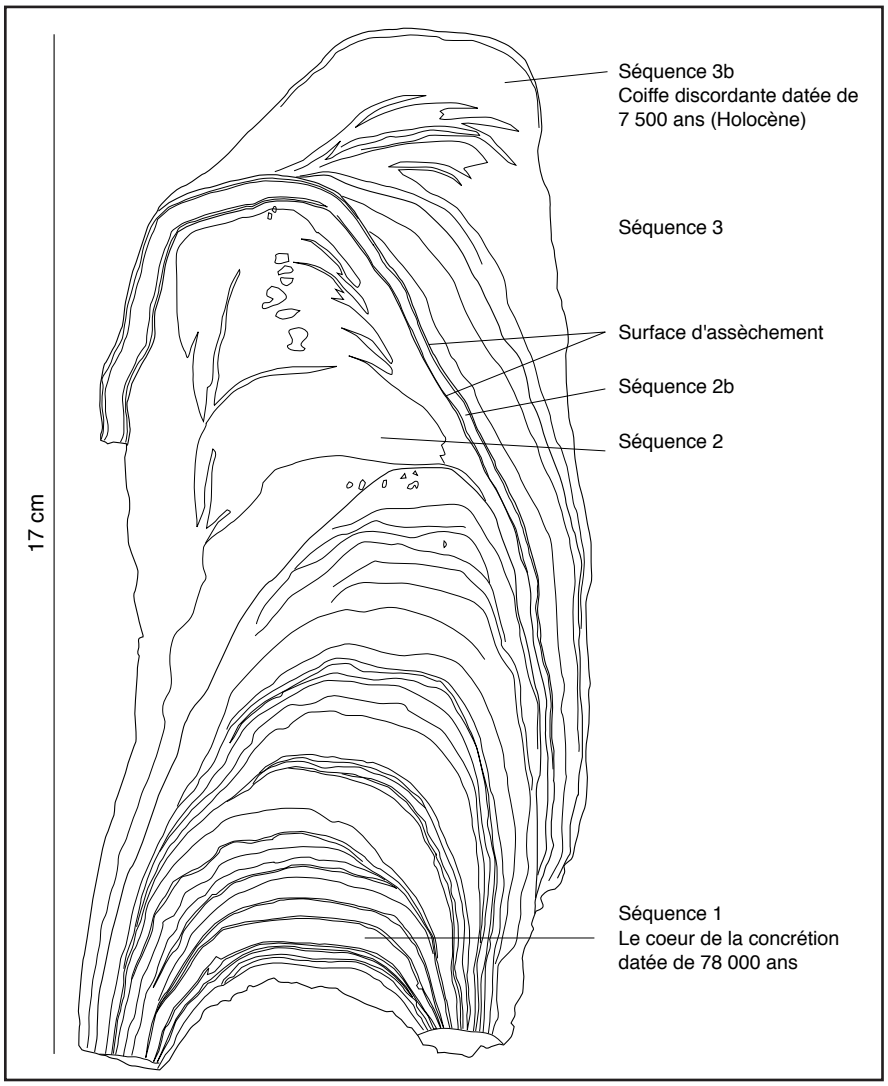


Figure 4-25 : Coupe longitudinale de la stalagmite 375 de la Salle des Galets, gouffre d'Ithelatzeta. Cette figure a été dessinée à partir de l'image scannée de l'échantillon. Cf. figure 4-22 pour la localisation de l'échantillon.

b. Les concrétionnements et âges U/Th

Au sommet du dépôt, un ensemble de concrétions scelle les dépôts alluviaux. Une coulée stalagmitique à surface corrodée recouvre les dépôts alluviaux (éch. 168). En section polie, on observe des niveaux blancs fibreux et finement laminés

Ech.	[U]ppm	U^{234} / U^{238}	Th^{230} / U^{234}	Th^{230} / Th^{232}	[U^{234} / U^{238}] t=0	Age (en m.a.)
375a	0,201±0,003	1,234±0,02	0,523±0,017	14,8±1,6	1,291	78,0[+3,9/-3,7]
375b	0,216±0,004	1,382±0,030	0,052±0,003	5,7±0,9	1,388	5,7[+0,4/-0,3]

Tableau 4-5 : Datation par la méthode uranium / thorium de la stalagmite prélevée dans la salle des Galets au gouffre d'Ithelatzeta (AS1) (analyses : Y. Quinif, C.E.R.A.K., Faculté polytechnique de Mons, Belgique). Cf. fig. 4-22 pour la localisation des échantillons.

de 10 à 15 mm d'épaisseur représentés par des cristaux de calcite en touffes (fig. 4–24). Cette calcite, de type microstromatolitique, a été mise en valeur par l'action de la corrosion. Les niveaux fibreux sont séparés par des discontinuités fines et plus sombres.

Une stalagmite (éch. 374), basculée à la suite du soutirage des galets, présente une surface très corrodée à la suite des percolations agressives toujours fonctionnelles. Il s'agit d'une calcite massive, non corrodée dans sa masse, présentant des cycles de lamines teintées en brun clair. Le coeur montre une calcite à croissance rapide. A la périphérie, les lamines plus resserrées prouvent un ralentissement de la croissance.

Une autre stalagmite, en place, a été prélevée à proximité (éch. 375). Elle est constituée d'une calcite saine et colorée. En section polie, la concrétion montre trois principaux épisodes marqués par des changements d'orientation de la croissance et une cristallisation différente (fig. 4-25). La séquence 1 est constituée d'une calcite à croissance irrégulière avec des cycles bien marqués séparés par de courtes phases d'assèchement (porosité). La deuxième séquence, d'orientation différente, montre une calcite jaune à lamination peu visible et à forte porosité axiale. Cette deuxième séquence se termine par un cycle coloré très finement laminé encadré par deux phases d'assèchement. La troisième séquence prend une autre orientation. Elle débute par une croissance latérale avec des cycles de lamines colorées, et se poursuit verticalement par une calcite blanche et pure à lamination peu visible indiquant des conditions pédoclimatiques stables.

Deux analyses isotopiques U/Th ont été effectuées sur cette stalagmite (C.E.R.A.K., Y. Quinif) (tabl. 4-5). Le coeur de la concrétion (séquence 1) est âgé de 78 000 ans (+3 900 / -3 700), âge que l'on peut rapporter à la fin de l'Eémien (stade isotopique 5e). La dernière séquence (ou séquence 3), qui est limitée à sa base par une nette phase d'assèchement a donné un âge de 5 700 ans (+400 / -300), ce qui la rattache à l'Holocène et plus probablement à la phase d'adoucissement de l'Atlantique.

Ces datations permettent de dire que le dépôt de galets est antérieur à 78 000 ans, ce qui ne signifie pas que cette séquence détritique soit forcément du Pléistocène récent.

3. Interprétation et schéma d'évolution

La situation d'Ithelatzeta en fond de vallée et la morphologie de ses galeries font songer à une perte. Des coupoles observables au plafond de la salle des Galets prouvent que la galerie a été complétement noyée pendant un temps de son évolution.

Les importants dépôts alluviaux situés au fond de la grande salle et au-dessus du puits de 23 m indiquent qu'un courant relativement important parcourait le réseau. Sa compétence permettait le transport de sables et de galets d'au moins 10 cm de diamètre. Cependant nous n'avons pas pu repérer de coups de gouge pouvant indiquer un sens préférentiel du courant.

En raison de la situation géologique de la cavité au contact des marnes de Ste-Suzanne, il est probable que les eaux souterraines devaient émerger dans la vallée d'Ithé au contact des marnes et des calcaires urgoniens. Lors du creusement initial, le réseau était peut-être alimenté par les pertes de la rivière d'Ithé, cette dernière étant alimentée par un bassin amont imperméable à semi-perméable (poudingues de Mendibelza, flyschs, marnes albiennes). Cette origine allochtone est attestée uniquement par le cortège minéral de la fraction sableuse car les galets sont tous d'origine locale.

A la suite de l'assèchement de la vallée, les apports ont cessé. Aujourd'hui, les strates marneuses permettent le maintien d'un petit ruissellement qui se contente d'inciser et de redistribuer les anciens dépôts qui ne subsistent que dans les endroits protégés de l'érosion.

D. Le réseau du Nébélé : un jalon souterrain dans les calcaires du Dogger

Le réseau du Nébélé s'ouvre à 465 m dans les calcaires du Dogger, dans la partie aval de la vallée d'Ithé. Il mesure 17 km de développement : c'est le plus long

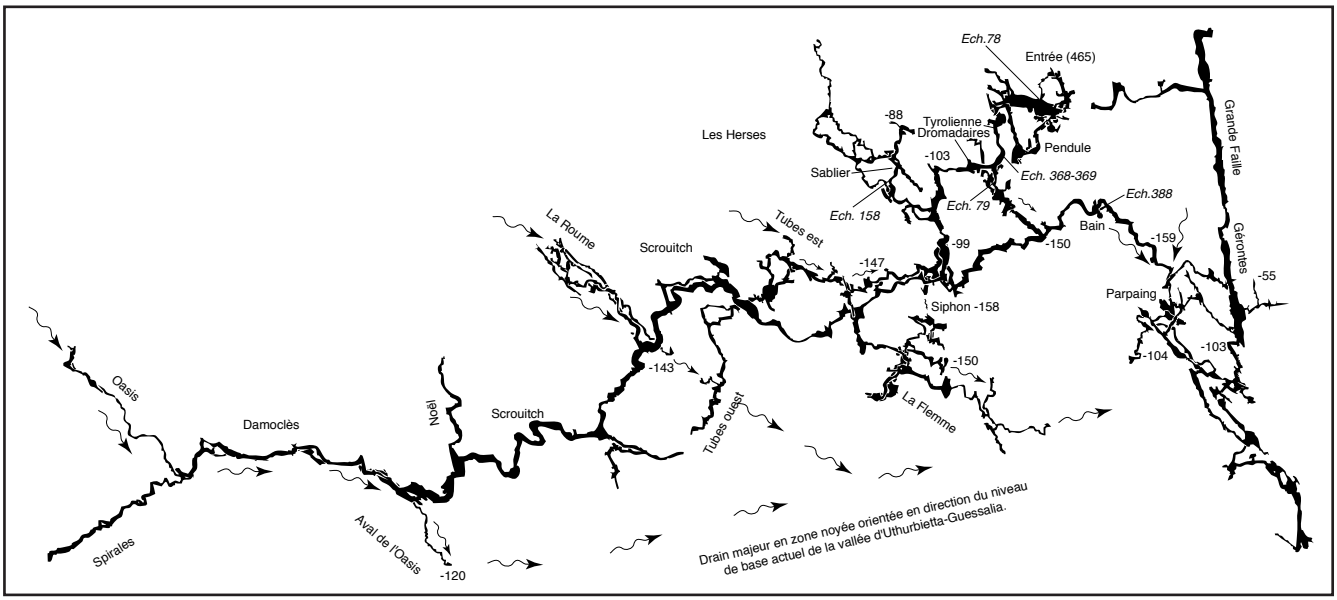


Figure 4-26 : Plan du réseau Nébélé et localisation des échantillons étudiés. Le réseau du Nébélé est le plus important connu actuellement sur les Arbailles. Son intérêt réside dans sa morphologie générale avec un ancien niveau fossile recoupé perpendiculèrement par des galeries actives.

Photo 4-17 : La galerie des Gérontes (-50 m) dans le réseau du Nébélé. Ce niveau fossile de -50 m environ est situé au-dessus de la Grande Faille (-100 m). La morphologie de la galerie atteste d'un creusement initial en régime noyé. Les remplissages sont essentiellement constitués de limons et d'argiles. Les concrétionnements sont rares. L'inclinaison de cette fistuleuse atteste un lent colluvionnement des dépôts vers la partie basse de la galerie.

actuellement connu sur le massif des Arbailles (fig. 4-26). L'intérêt de ce vaste réseau tient d'abord à sa morphologie générale avec un niveau fossile vers -100 m (alt. 365 m) piégeant des remplissages détritiques et des spéléothèmes abondants et enregistrant des indices de néotectonique (chap.9).

1. Morphologie du réseau

La cavité s'ouvre par un puits recoupé par l'érosion et situé au fond de la basse vallée d'Ithé (CL : 331,67 - 3097,88 ; alt. : 475 m). Une série de puits, entrecoupée de conduits et méandres, conduit à la cote – 100 m (alt. 365 m) dans une vaste galerie fossile explorée sur plusieurs kilomètres. Plusieurs puits permettent d'avoir accès à un niveau inférieur bien marqué à la cote –150 de caractère semi-actif (fig. 4-27).

L'un des marqueurs morphologiques essentiels de ce réseau est le niveau phréatique de -100 m, installé dans la masse des calcaires du Dogger, qui témoigne d'un stationnement du niveau de base 150 m environ au-dessus du niveau de base actuel. Un autre niveau fossile, moins important, a été exploré à la cote -50 m (ex : galerie des Gérontes, photo 4-17).

Photo 4-18 : Dans la galerie du Scrouitch, roches et remplissages sont recouverts d'importants concrétionnements : excentriques, stalactites, fistuleuses et fibres sont visibles au premier plan ; croûtes et cristaux au second plan. Les analyses RX ont révélé la présence de mirabilite, de thénardite et de gypse (la stalagmite au premier plan est longue de 20 cm).

L'organisation générale du réseau montre une structure en «rateau» (chap. 6). Les rivières parallèles s'orientent NW-SE dans le pendage. Elles recoupent perpendiculairement le grand niveau fossile de -100 qui représente un ancien stationnement du niveau de base d'orientation SSW-NNE. La coloration du 2 mars 1996 montre qu'une fois la zone noyée atteinte, les eaux prennent une orientation similaire à l'ancien niveau noyé pour sortir au nord-est à l'émergence d'Uthurbietta dans la vallée du Guessalia (niveau de base le plus proche).

2. Remplissages et datations uranium/thorium

Plusieurs dépôts détritiques et stalagmitiques ont été étudiés à différentes profondeurs afin de caractériser les apports et de proposer quelques âges U/Th. Nous insisterons particulièrement ici sur le niveau principal de -100 m.

a. Les remplissages du niveau fossile de -100 m et les datations U/Th

La galerie fossile de -100 m présente des formes pariétales et de plafond en coupoles typiques d'un creusement initial en régime noyé. A la suite de l'assèchement (surrection), des blocs issus du plafond se sont détachés du plafond, puis ont été recouverts par des stalagmites représentant la génération la plus ancienne de spéléothèmes qui s'est déposée dès l'assèchement du réseau. Compte tenu des nombreuses traces de néotectonique (cisaillement des parois et des spéléothèmes), on peut attribuer les amoncellements de blocs anciens à une phase de rejeu des failles (paléoséismes) (chap. 9).

Cette phase a été suivie par un réennoiement qui a permis la sédimentation d'un dépôt argileux recouvrant la première génération de stalagmites. Une phase vadose a permis l'érosion partielle des argiles, puis le dépôt d'une nouvelle phase de concrétionnement : stalagmites et stalactites de calcite. Cependant, dans la galerie du Scrouitch, la roche et les remplissages sont recouverts d'importants concrétionnements, différents de ceux que l'on peut voir ailleurs. On a relevé la présence d'excentriques, de concrétionnements en fleur et en croûte observables sur les parois et le plancher ; des stalagmites, fistuleuses et «fibres» pendent du plafond (photo 4-18). Les analyses RX ont révélé la présence de mirabilite ($Na_2SO_4.10\ H_2O$), de thénardite (Na_2SO_4) et de gypse ($CaSO_4.2H_20$). Deux hypothèses sont envisageables : soit un envahissement par des eaux thermales avant l'assèchement définitif de la galerie [B. Collignon, comm. orale], soit une percolation à travers les fins pores de la roche de solutions sulfatées en raison de l'altération de la pyrite présente dans le calcaire du Dogger (fig. 5-24). Dans les deux cas, l'atmosphère très sèche de la galerie permet le maintien de la mirabilite, minéral très soluble dans l'eau.

La coupe principale étudiée se situe à la cote -100 m, entre la Tyrolienne et les Dromadaires, à proximité du Cimetière de concrétions, ce dernier correspondant à une importante chute de spéléothèmes d'origine sismique. On distingue de bas en haut : une stalagmite de base, un dépôt argileux de plusieurs décimètres, une stalagmite scellant le sommet des argiles.

— La stalagmite de base (éch. 368)

Ce concrétionnement, haut de 60 cm, présente une surface corrodée. Il s'agit d'une calcite massive intacte dans sa masse. L'analyse isotopique a un bon rendement géochimique et elle n'a pas de thorium détritique ; l'âge obtenu est de 406 900 ans (+78 700, -46 600), donc à la limite de la méthode. En première approche, cela signifierait que la galerie s'est asséchée vers 400 000 ans, au cours du Pléistocène moyen.

— Les dépôts argileux

Ils recouvrent par place des blocs et la base de certains concrétionnements. En frottis (éch. 78, base du puits du Pendule), la fraction sableuse fine montre 90 % de quartz et 10 % de grains de sols et de cuirasses. On observe des quartz de type sédimentaire (extinction normale, 50 %), métamorphique (extinction roulante), des chailles et de rares batonnets. Le cortège secondaire est constitué par : hornblende verte (abondante), sphène (abondant), verre brun, amphibole en baquettes, rutile, épidote altéré et disthène probables. Il s'agit d'un cortège essentiellement de socle provenant de l'amont de Mendibelza et/ou du flysch.

Un autre dépôt argileux a été également étudié dans le niveau de -100 m (galerie des Chauve-Souris, éch. 79). Il révèle une proportion plus importante de grains de cuirasses et d'hématite (30-40 %). Le cortège minéral secondaire montre aussi une origine principalement allochtone avec : hornblende verte, sphène (abondant), verre brun, quartz métamorphique, rutile, olivine probable. Certains grains de quartz sont très altérés («puits» de dissolution), ce qui suppose la présence de vieux dépôts remaniés.

Un troisième échantillon de dépôt argileux (éch. 158) a été prélevé vers – 90 m, dans le même niveau fossile, dans le méandre situé entre le puits du Sablier et la galerie des Herses. L'étude du frottis

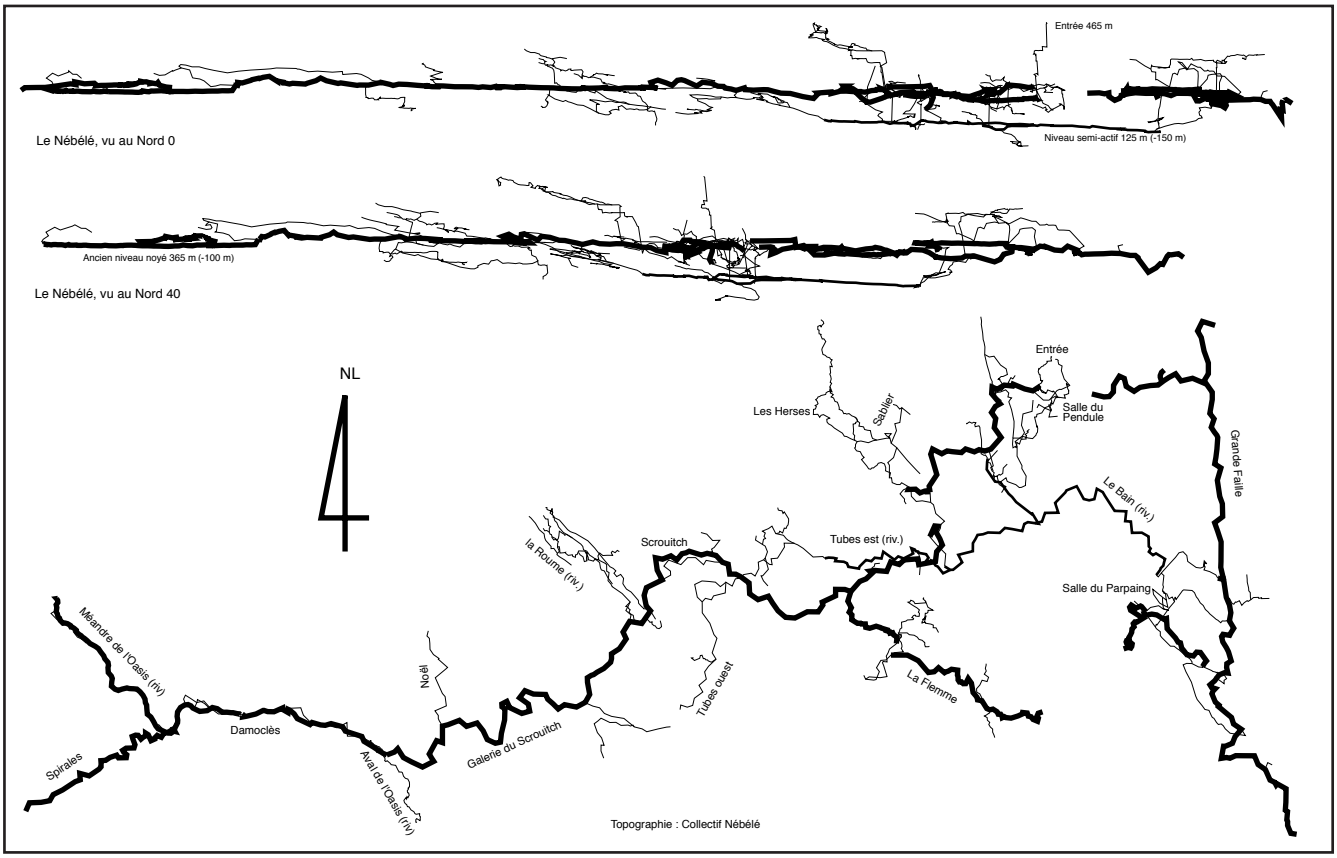


Figure 4-27 : Polygonales topographiques du réseau Nébélé (plan et coupes) réalisés à l'aide du logiciel Toporobot.

révèle également un cortège allochtone net : sphène, rutile, plagioclase, glaucophane, olivine probable…

— La stalagmite sommitale (éch. 369)

Elle scelle le dépôt argileux et ne présente pas de surface corrodée. Il s'agit d'une calcite compacte non contaminée par des éléments détritiques. L'analyse isotopique présente un très bon rendement géochimique avec un fort taux d'uranium (> 2 ppm) et une quasi absence de thorium détritique (tabl. 4-6). L'âge obtenu est de 94 600 ans (+3 100, -3 000), ce qui place cette phase de concrétionnement dans le dernier interglaciaire Eémien (stade isotopique 5).

b. Remplissages du niveau semi-actif de -150 m et datation uranium/thorium

La galerie inférieure de -150 m est parfois empruntée par des écoulements lors des crues. Il s'agit d'une conduite forcée présentant des banquettes rocheuses recouvertes d'argile sombre (photo 4-19). De rares stalagmites sont présentes, notamment à proximité de la jonction avec la galerie menant aux siphons.

La stalagmite prélevée pour datation U/Th repose directement sur la roche, 1,50 m au-dessus du méandre de surcreusement. Il s'agit d'une calcite claire et massive à la surface intacte. L'analyse isotopique a un excellent rendement géochimique en raison d'une forte teneur en uranium (7,5 et 6,2 ppm) et le rapport du thorium indique l'absence de contamination détritique. Compte tenu du rapport U/Th proche de l'équilibre, cette stalagmite a un âge de plus de 350 000 ans pour l'échantillon 388a et 335 000 ans (+31 900, -25 000) pour l'échantillon 388b. Ces âges apparemment bons sur le plan géochimiques sont pourtant peu cohérents dans la mesure où cette stalagmite se situe dans un niveau plus récent que le niveau fossile de -100 m. Autre problème : cette stalagmite présente une surface non corrodée, or la stalagmite de 400 000 ans (éch. 368) du niveau fossile de -100 m montre une surface corrodée due au réennoiement du réseau entre 400 000 et 94 000 ans. Pour l'instant, il n'est donc pas possible de tirer argument de cette analyse.

Photo 4-19 : La galerie du Bain, réseau du Nébélé (niveau semi actif de -150 m) est empruntée par des écoulements lors des crues. En période de basses ou de moyennes eaux, l'eau se contente de stagner dans les zones déprimées. C'est une conduite forcée présentant des banquettes rocheuses recouvertes d'argile. Les concrétionnements sont rares.

3. Interprétation et formation du réseau

Le réseau du Nébélé forme un drainage en rateau caractéristique. En effet, les rivières souterraines s'orientent parallèlement les unes aux autres, dans le pendage, selon une direction NW-SE. Quatre grandes rivières ont été reconnues : l'Oasis, la Roume, les Tubes et le Bain. Cette orientation préférentielle des écoulements a longtemps fait croire que les eaux alimentaient l'émergence des Cent Sources, situées au sud-est dans la vallée de l'Apoura. Cependant, une fois la zone noyée atteinte, les eaux s'affranchissent du pendage et leur sens d'écoulement est désormais conditionné par le niveau de base régional le plus proche : à savoir la vallée du Guessalia. Cette hypothèse a été confirmée lors de la coloration du 2 mars 1996 à la rivière de l'Oasis. La totalité du colorant est ressorti à la source d'Uthurbietta qui alimente la rivière de la vallée de Guessalia. Les rivières explorées du Nébélé sont donc des affluents qui rejoignent un drain majeur orienté grossièrement SW-NE, situé au sud du réseau actuel (fig. 4-26).

Les rivières actuelles recoupent donc perpendiculairement l'importante galerie de -100 m situé à 365 m d'altitude. Ce niveau de -100 m représente l'ancien drain majeur noyé qui a progressivement été abandonné suite à la surrection du massif, pour un autre drain situé plus au sud adapté aux nouvelles conditions hydrodynamiques. Grâce aux datations uranium/thorium, on sait que l'assèchement du niveau de -100 m a débuté il y a 400 000 ans environ. La mise en place du réseau en relation avec les phases de surrection récentes du massif est reprise dans un schéma plus global au chapitre 9.

E. Les réseaux de la partie aval de la vallée d'Ithé : la grotte de Guillaminé et la cavité phréatique de la D. 117

Deux cavités complémentaires ont été étudiées dans la basse vallée d'Ithé, au–dessus d'Aussurucq, sur la rive droite. Il s'agit de grottes recoupées par le versant et présentant des remplissages pouvant renseigner sur l'évolution aval de la vallée d'Ithé, à priori dans la partie la moins ancienne.

Ech.	[U]ppm	U^{234} / U^{238}	Th^{230} / U^{234}	Th^{230} / Th^{232}	[U^{234} / U^{238}] t=0	Age (en m.a.)
368	1,044±0,010	1,197±0,010	1,035±0,014	95,8±7	1,616	406,9 [+78,7/-46,6]
369	2,189±0,040	1,215±0,016	0,595±0,012	129±7	1,280	94,6 [+3,1/-3,0]
388a	7,511±0,066	1,114±0,003	1,099±0,014	108±2	—	—
388b	6,276±0,048	1,118±0,03	0,988±0,013	77±2	1,303	335,5[+31,9/-25,0]

Tableau 4-6 : Datation par la méthode uranium / thorium de quatre échantillons prélevés dans le réseau du Nébélé. 368- stalagmite corrodée, niveau –100, 375 m d'altitude ; 369- stalagmite non corrodée, niveau —100, 375 m d'altitude ; 388- petite stalagmite, niveau —150 m, 325 m d'altitude. Les analyses ont été effectuées par Y. Quinif, C.E.R.A.K., Faculté polytechnique de Mons, Belgique. Cf. figure 4-26 pour la localisation des échantillons.

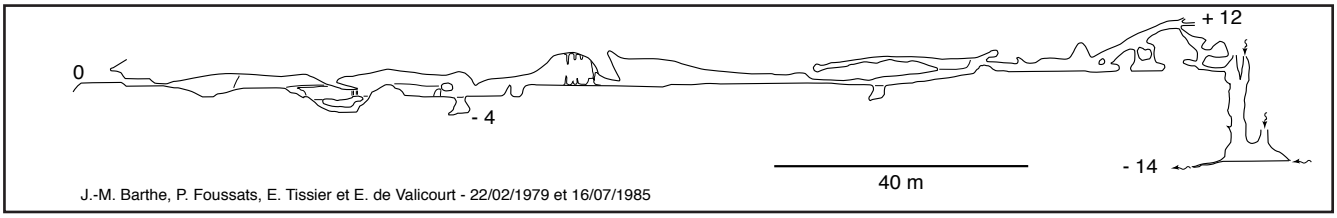


Figure 4-28 : Coupe développée de la grotte de Guillaminé, vallée d'Ithé. La cavité est située à 312 m soit +90 m au dessus du niveau du ruisseau de Guessalia [S.S.P.P.O., 1994 ; figure redessinée].

1. La grotte de Guillaminé

La grotte de Guillaminé est située à 312 m d'altitude. D'un développement de 210 m, elle montre une galerie principale horizontale se terminant sur une trémie. Un puits de 10 m situé à l'extrémité du réseau permet d'atteindre un faible écoulement (fig. 4-28).

L'entrée est une ancienne conduite forcée recoupée par le versant (A-A, photo 4-20). L'ensemble de la cavité est constitué par des conduits de type phréatique exploitant principalement la fracturation SW/NE et NE/SW (fig. 4-29). L'évolution ultérieure est marquée par des séquences détritiques rythmées, scellées par des concrétionnements comme le montrent les dépôts de la salle des Toboggans (C-C). Le soutirage ultérieur a provoqué la formation de puits (F-F ; P 10, R 4, R 2) et la disparition des dépôts en de nombreux endroits d'où la formation de planchers suspendus (B-B, photo 4-21).

a. Le remplissage de la salle des Toboggans et les témoins d'un apport allochtone

Le dépôt étudié est situé dans la galerie principale à l'endroit de son élargissement maximal (C-C). Les dépôts coincés entre la paroi et une lame de calcaire en place ont résisté au soutirage (fig. 4-30). D'une hauteur de 2 m, le remplissage montre des dépôts rythmés. A la base, au-dessus d'un niveau induré, on observe une épaisseur importante de lits argilo-limoneux. Cette séquence est coiffée par un niveau plus sableux induré au sommet. L'ensemble est scellé par un plancher stalagmitique recouvert de limons.

Le niveau de base (éch. 269) est fortement induré par de la calcite. On distingue deux parties : un niveau ocre massif et un ensemble stratifié à couches noires (ferro-manganèse) et ocres (argile).

Le niveau argileux (éch. 268) lité de couleur jaune (2,5Y 7/8) contient en majorité des quartz (95 % dont 70 % de quartz détritiques, 20 % de chailles et 10 % de quartz métamorphiques et quelques quartz en batonnets) et des grains de cuirasses (5 %). On observe aussi un cortège minéral secondaire : sphène, hornblende verte, sphérolite de calcédoine, amphibole avec iddingsite (oxyde de fer), augite titanifère, olivine probable. En plus de minéraux allochtones, il est possible que nous ayons ici une petite contamination volcanique.

Le niveau sableux (éch. 267) de couleur brun-jaune clair (10 YR 6/4) est riche en grains de cuirasses et de paléosols. On observe des quartz (60 % de quartz sédimentaires, 30 % de quartz métamorphiques et chailles, rares quartz en batonnets), des cuirasses et paléosols (10 %). Les hornblendes vertes et les sphènes sont fréquents : ils occupent 1 à 3 % de la lame observée. On distingue aussi du verre et de l'olivine probable.

Au sommet le dépôt sableux a été induré par de la calcite (éch. 266). L'observation en lame mince montre une porosité vacuolaire de dessiccation

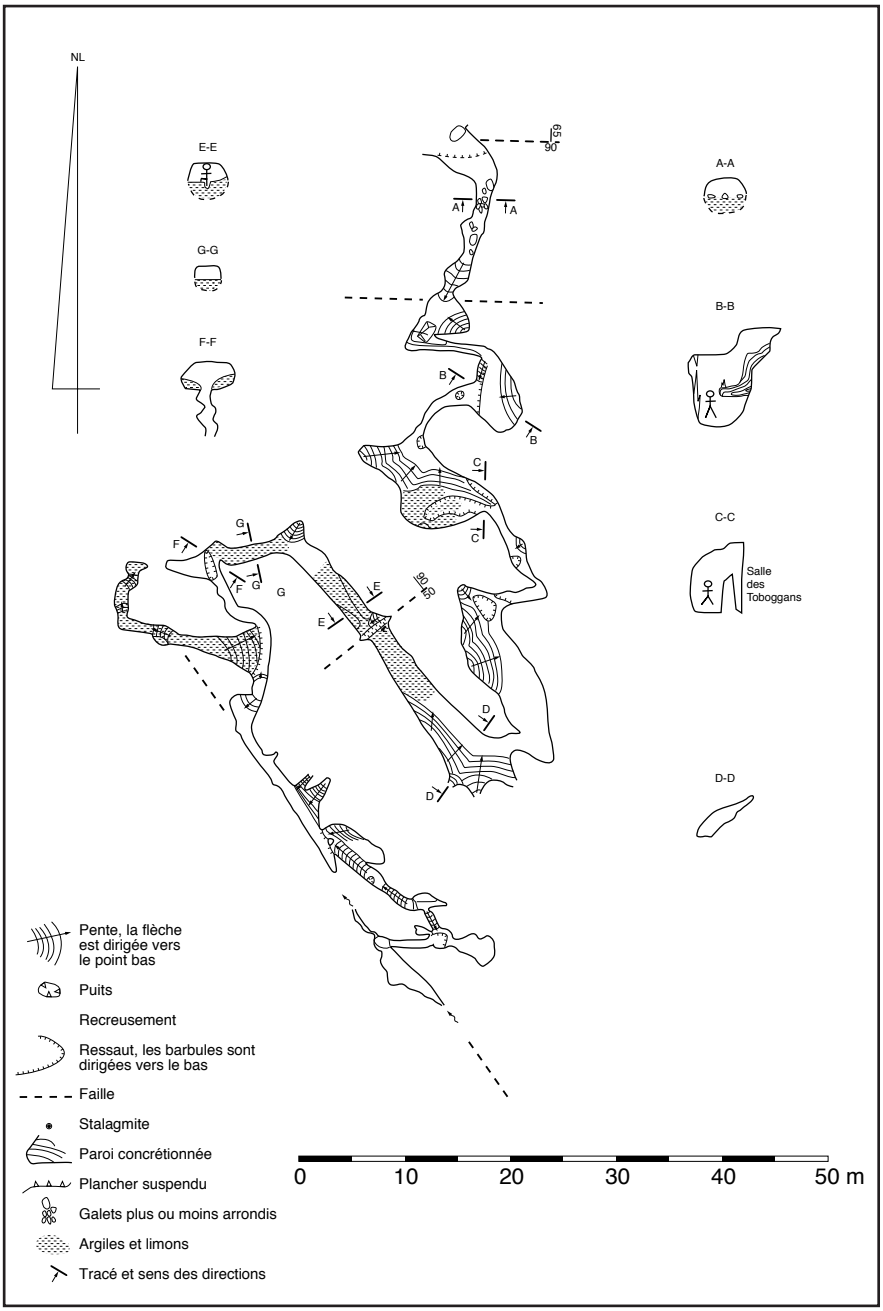


Figure 4-29 : Plan du réseau de Guillaminé. Les fracturations N140° et N050° conditionnent le tracé de cette ancienne émergence [S.S.P.P.O., 1994 ; redessiné et complété].

Photo 4-20: L'entrée de Guillaminé est une ancienne conduite forcée recoupée par le versant.

importante. Il existe une proportion dominante de quartz détritiques à extinction normale noyée dans un plasma argilo-carbonaté ainsi que des grains de cuirasses, des pisolites et des cubes d'hématite.

Observation importante : on discerne quelques grains de roches très altérées de 2 à 3 mm de long, anfractueux et allongés, contenant des baguettes d'amphibole ferro-magnésienne typiques de roches métamorphiques (éch. 281). Il existe d'ailleurs de nombreuses amphiboles aciculaires et en baguettes noyées dans la masse de l'échantillon provenant sans doute de l'altération de ces mêmes grains de roches. Certaines amphiboles présentent des taches d'oxydes de fer. Il existe donc ici un cortège allochtone indubitable.

Le plancher sommital présente une calcite claire en cristaux columnaires séparés par des niveaux contaminés en argiles et micrograins de sols.

b. Etapes de la morphogenèse d'après la morphologie des galeries et les remplissages

Guillaminé a connu un creusement originel en régime noyé. La galerie d'entrée, actuellement en partie recoupée par le recul du versant, est un ancien conduit de type vauclusien. La galerie principale montre un plafond plat caractéristique, des coupoles de corrosion et des coups de gouges. Guillaminé est une ancienne émergence actuellement perchée à une centaine de mètres au-dessus des sorties actives qui jalonnent un peu en aval le lit actuel de la vallée d'Ithé-Guessalia. Cette cavité marque donc un stade

Photo 4-21 : Salle abondamment concrétionnée dans la grotte de Guillaminé. Le soutirage a entraîné la disparition des dépôts en de nombreux endroits d'où la formation de planchers suspendus (derrière le personnage).

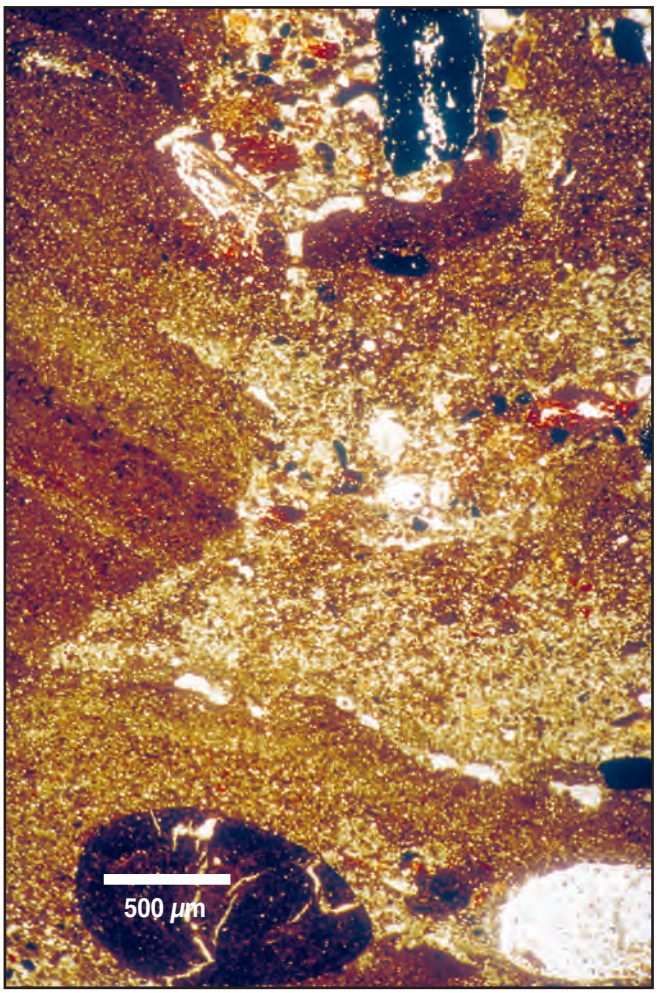


Photo 4-22 : Silts quartzeux et graviers de cuirasses ferrugineuses dans la poche à galets de la D.117, vallée d'Ithé. Ce dépôt atteste un remaniement de paléoaltérites et d'apports essentiellement proximaux.

d'enfoncement de la vallée d'où l'intérêt de son étude.

Une phase de remplissage détritique est intervenue vraisemblablement dans le cadre d'une évolution en régime vadose (fig. 4-31). La cavité se situe alors dans la zone de battement de la nappe avec une mise en charge lors des crues et une vidange lente permettant le dépôt d'argiles et de limons. La fraction sableuse montre une alimentation en provenance de la zone montagneuse de Mendibelza sans qu'on puisse spécifier s'il s'agit d'une alimentation directe ou d'un remaniement d'anciens dépôts. Les dépôts sableux terminaux annoncent un changement dans les conditions de sédimentation.

L'établissement d'une rivière souterraine permet le déblaiement partiel des alluvions par le creusement d'un chenal recoupant une partie de la série détritique. L'assèchement progressif de la cavité permet la mise en place d'une phase de concrétionnement, les planchers venant sceller les remplissages en place.

L'évolution récente et actuelle de la cavité montre un soutirage actif contribuant à la destruction des remplissages anciens et un léger concrétionnement.

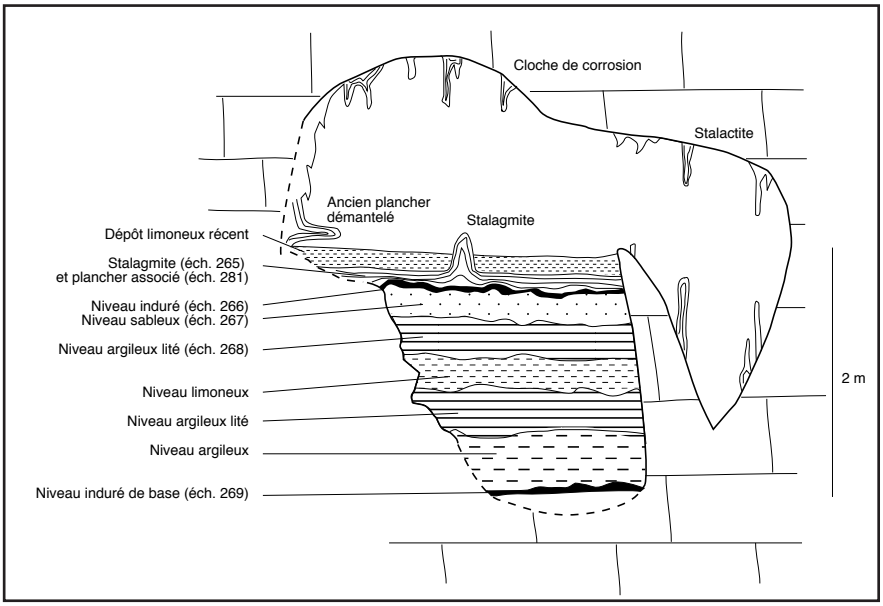


Figure 4-30 : Les remplissages de la salle des Toboggans, réseau de Guillaminé. Le réseau de Guillaminé est une ancienne émergence qui drainait vers la vallée du Guessalia-Ithé l'extrémité nord-est des Arbailles. Au fonctionnement en régime noyé (cloche de corrosion) a succédé un fonctionnement en régime vadose. Les remplissages de la salle des Toboggans attestent des variations de compétence de la rivière ayant autrefois parcouru le réseau (remplissages linoneux, argileux et sableux). Les dépôts fluviatiles ne subsistent aujourd'hui qu'en certains endroits protégés. Ailleurs des soutirages actifs les ont fait disparaître. Suite à la surrection du massif et à l'encaissement du ruisseau de Guessalia, le réseau s'est asséché.

2. La poche phréatique de la D. 117

Cette poche est située dans le bas de la vallée d'Ithé à 380 m d'altitude (CL : 332,51 - 3098,35), un peu-dessus de la grotte de Guilaminé. La petite salle de 2 m sur 8, inscrite dans les calcaires massifs à faciès urgonien, a été recoupée par le tracé de la route qui à partir du village d'Aussurucq monte à Ahusquy. Cette cavité est intéressante car elle se situe dans la partie aval de la vallée d'Ithé et complète les données de Guillaminé.

a. Le remplissage de galets

Les formes phréatiques (coupoles de corrosion) sur les parois de la poche attestent une circulation en régime noyé. L'important bourrage de galets calcaires indique que cette paléocavité a fonctionné comme une perte à une époque où le fond de la vallée se situait à proximité (fig. 4–32). Le dépôt n'est pas stratifié et ressemble à une lave torrentielle. Les plus gros éléments ne dépassent pas 5 cm de diamètre. Sur le plan pétrographique, on distingue des calcaires sains massifs, des calcaires marneux très décalcifiés et des fantômes de galets.

Les calcaires sains sont constitués de calcaires à faciès urgonien (Aptien) et d'Aussurucq (Dogger), ce qui prouve l'importance des apports proximaux. Les calcaires marneux très altérés sont nombreux. Les fractions plus petites sont dominées par des fragments de galets calcaires, des grains roulés de quartz translucide ou laiteux (jusqu'à 2 mm), des grains de cuirasses (limonite). Les calcaires marneux albiens et les grains roulés de quartz prouvent que le haut de la vallée (au moins jusqu'à Ibar Naba) contribuait à l'alimentation de la rivière d'Ithé dont une partie des eaux devait se perdre dans cette grotte.

Les galets sont emballés dans une matrice limoneuse jaune-olive (2,5Y 6/8) fortement effervescente à l'acide. Le matériel fin (< 2 mm) contient 85 % d'argile et de limon et 15 % de sables (12 % de grains calcaires, 3 % de grains de cuirasses et de grains roulés de quartz).

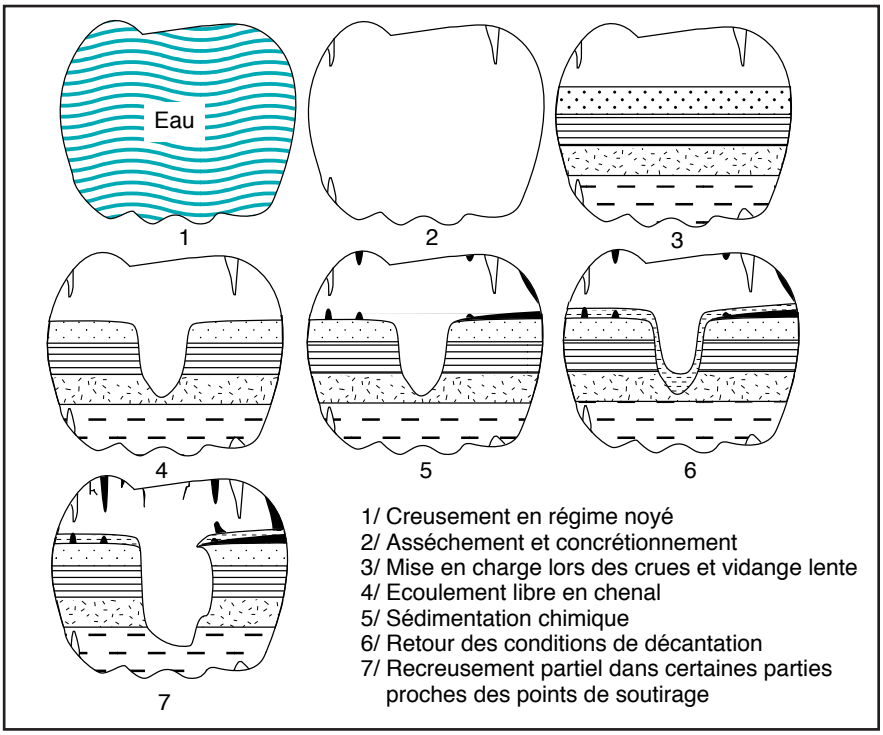


Figure 4-31 : Les étapes de la spéléogenèse des galeries de Guillaminé d'après la morphologie des galeries et les remplissages.

En frottis, la fraction fine montre 90 % de quartz détritiques et 10 % de grains de cuirasses et cubes d'hématite. Les quartz sont représentés par 80 % de quartz à extinction normale, et 20 % de chailles, quartz à extinction roulante et quelques batonnets typiques issus de l'Albien marneux. Le cortège secondaire en partie allochtone comprend : hornblende verte, sphène, quartz métamorphique, rutile probable.

b. Interprétation de la formation de la cavité

Comme à la grotte de Guillaminé, on est en présence d'une cavité creusée en régime noyé et jalonnant un ancien niveau de base. Elle a été colmatée totalement par des alluvions exogènes provenant de la vallée d'Ithé. La nature pétrographique des éléments grossiers indique des apports proximaux (calcaires du Dogger, de l'Urgonien, de l'Albien marneux). On ne distingue aucun élément de l'extrême amont de Mendibelza, à l'exception de quelques sables fins et sables grossiers de quartz. Cela suppose une alimentation quaternaire effectuée à une époque où la partie amont de la vallée était déjà déconnectée de Mendibelza. En revanche, les écoulements ont dû remanier d'anciens dépôts jalonnant la vallée, y compris des éléments de paléosols et cuirasses (photo 4-22).

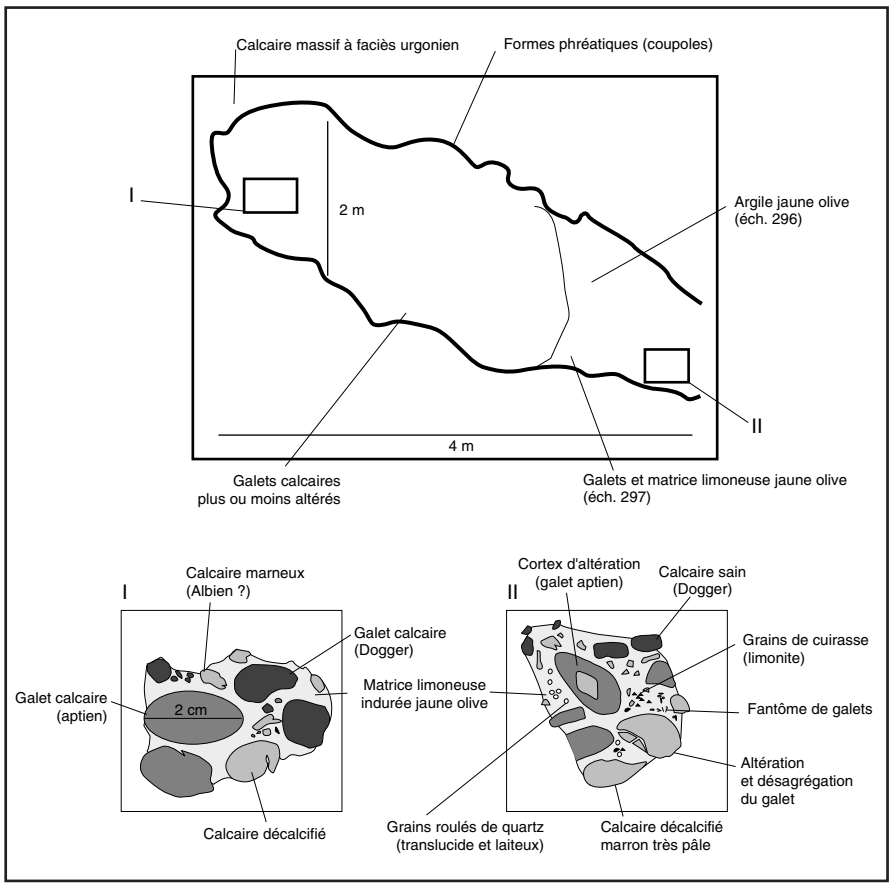


Figure 4-32 : La cavité phréatique recoupée par la D. 117, alt. 400 m, vallée d'Ithé. Cette poche karstique a piégé des galets charriès par la rivière qui coulait autrefois dans la vallée d'Ithé.

Conclusion générale : les informations apportées par les réseaux endokarstiques

L'intérêt des informations qu'on peut obtenir aujourd'hui par l'étude des formes et des dépôts endokarstiques a souvent été souligné [Quinif, 1990 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997]. L'application des nouveaux concepts de l'endokarstologie trouve dans le massif des Arbailles sa pleine justification en raison de résultats prometteurs.

Ainsi, l'observation générale du massif nous a conduits à axer notre recherche sur les différentes générations de réseaux étagés dépendant presque tous d'un même référant : la grande vallée sèche d'Ithé. A partir de là, nous avons trouvé un nombre suffisant de galeries sèches marqueurs d'anciennes zones noyées du karst, dont l'étude des jalons morpho-sédimentaires a permis de retracer les stades successifs d'enfoncement du réseau hydrographique et d'appréhender le contexte environnemental existant à l'époque de leur formation.

Trois séries de résultats fondamentaux sont à souligner :

1/ Plusieurs niveaux de stationnement du niveau de base ont été mis en évidence, en particulier vers 700 m (niveau d'Ithé représenté sous terre par le réseau d'Etxanko Zola et le trou des Belges) et 365 m (niveau de - 100 m du Nébélé).

2/ Les observations spéléologiques et les datations (U/Th, paléomagnétisme) ont permis d'appréhender les évènements majeurs d'ordre tectonique et leurs relations de cause à effet :

- le soulèvement par étapes des Arbailles qui a engendré l'abaissement saccadé des zones noyées : le niveau de 700 m d'Ithé date du Pléistocène inférieur et le niveau de 365 m du Nébélé du Pléistocène moyen, d'où la possibilité de déduire la composante de surrection pour le Pléistocène (450-500 m au moins) ;
- la restructuration du drainage karstique par des captures souterraines datant du Pléistocène inférieur comme celle du réseau d'Etxanko Zola (galerie des Planches à Clous) ;
- la verticalisation des conduits de la zone vadose (ex : Apanicé) répercutés en surface par des phénomènes de soutirage (dolines…).

3/ Enfin nous avons pu mettre en évidence le rôle capital joué par les apports allochtones venus de la zone amont de Mendibelza dans les anciennes alimentations qui ont parcouru les Arbailles et qui sont à l'origine du creusement des deux grandes vallées d'Elsarré et d'Ithé. Toutefois, l'absence de galets allochtones et la seule présence de graviers de quartz (chap. 3), de petits grains de roches métamorphiques (ex. : Guillaminé) et surtout de minéraux allochtones attesteraient une érosion d'un bassin amont essentiellement creusé dans les faciès flyschs de Mendibelza. En revanche, il est très difficile de connaître le rôle joué par l'ancienne couverture des flyschs de type avant-pays (Cénomanien à Maetrichtien) qui a dû être déblayée plus précocément, au cours du Tertiaire, et dont les minéraux ont été maintes fois remaniés.

Chapitre 5
La dissolution karstique actuelle

Contrôle pédo-climatique, fonctionnement physico chimique des sources et répartition spatiale de la dissolution

Résumé

Le massif calcaire des Arbailles est soumis à un climat océanique montagnard (1 500- 2 000 mm/an) dont les grandes caractéristiques sont des hivers doux, des étés tardifs, des pluies abondantes et bien réparties toute l'année. Ce climat est favorable à la végétation et à la formation de sols brunifiés, donc finalement à la dissolution karstique (CO_2 biogénique). On trouve la hêtraie sur les lapiés et une végétation de substitution, landes et pâturages, sur les calcaires marneux albiens.

Huit grandes sources karstiques ont été choisies pour l'étude du fonctionnement hydrochimique. Plusieurs paramètres expliquent la variation de la température des sources : saisons, altitudes, débits et zones d'alimentation. Toutes les émergences sont susceptibles de se troubler, mais les émergences contaminées par des pertes de rivières sont particulièrement sensibles à ce phénomène. Les analyses chimiques montrent l'existence de trois familles de sources : les eaux bicarbonatées calciques, les eaux bicarbonatées calciques légèrement sulfatées et les eaux bicarbonatées calciques et sulfatées. La minéralisation des sources montre une évolution inverse de celle du débit, classique pour un karst montagnard (fonctionnement en dilution). Les eaux sont agressives durant l'été en période d'étiage (CO_2 biogénique) et à l'équilibre ou légèrement sous saturées pendant le reste de l'année (hautes eaux).

Les sources thermales ont été étudiées car elles renseignent sur les structures profondes des Arbailles. Elles se distinguent des sources karstiques par une minéralisation plus importante et pour quelques-unes d'entre elles par des températures supérieures à la moyenne. On distingue des eaux chlorurées sodiques, bicarbonatées calciques et sulfatées à tendance sulfureuse ou ferrugineuse.

La dissolution spécifique actuelle, de l'ordre de 94 $m^3/km^2/an$, est typique d'un karst humide de moyenne montagne. Comme près de 90 % de la dissolution s'exerce entre 0 et 100 m de profondeur, cela signifie que la tranche de roche dissoute (dénudation karstique), sur le long terme, tend à se rapprocher de la dissolution globale.

Mots-clés : climat, sol, végétation, hydrochimie, karst, source, dissolution spécifique.

Chapter 5

The karstic dissolving at the present time

Pedo-climatic control, physico-chemical process of sources and location of dissolving

Abstract

The calcareous Arbailles mounts lie under an oceanic mountainous climate (1 500 - 2 000 mm/year) whose main characteristics are moderate winters, late summers, abundant rains all year long. This climate is favorable to vegetation and to formation of brunified soils, which means at the end to karstic dissolving (biogenical CO_2). Beech groves are found on lapiés and, on albian marly limestone, a substitutive vegetation of moors and pasture lands.

Eight big karstic springs have been selected for studies of the hydrochemical process. Several parameters give answer to variations of temperature in springs : seasons, altitudes, yield and feeding zones. All emergencies can become turbid, espacially when they are contaminated by leakages from rivers. Chemical analysis shows three families of springs : calcic bicarbonated, calcic bicarbonated with sulfates traces, calcic and bicarbonated waters. The mineralization is in opposition to yield which is common for a karst of mountain (process by dissolution). Waters are aggressive in summers with lowest water levels (biogenic CO_2), and at equilibrium or lightly undersaturated the rest of the year (highwaters).

Thermal sources have been studied as they give information about water circulation in depth. They are more mineralized than karstic springs and some of them show above average temperature. Chlorinized calcic waters can be pointed out and also sulfurized or ferruginous waters.

At the present time, the specific dissolution rate, about 94 $m^3/km^2/year$ is typical of a wet karst of mid-high mountain. As 90 % of dissolution happen between 0 and 100 m deep, the section of concerned rocks (karstic denudation) tends to be global, long-dated.

Key-words : climate, soil, vegetation, hydrochemistry, karst, source, specific dissolution.

Introduction

La dynamique de la dissolution karstique actuelle est une caractéristique importante à connaître. Si l'on exclut ici le rôle évident de la lithologie (chap. 2), la dissolution karstique actuelle est d'abord sous la dépendance directe des paramètres pédo-climatiques et de la végétation en raison des quantités d'eau disponibles, de la température et du CO_2 biogénique provenant des sols et de la végétation.

Outre les faciès physico-chimiques, les régimes hydrochimiques et les quantités dissoutes évacuées par les sources, il importe aussi de connaître la répartition spatiale de cette dissolution, dans l'épikarst et l'endokarst, car c'est elle qui conditionne une grande partie de l'évolution karstique globale. Mais il faut garder à l'esprit que la dissolution actuelle est représentative uniquement d'un système climatique donné.

L'intérêt hydrogéologique des Arbailles est de présenter un type de karst de moyenne montagne humide de la zone nord-pyrénéenne aux aquifères diversifiés dans le Crétacé inférieur et le Jurassique. Dans un premier temps, nous avons recensé 233 sources dont une dizaine seulement dépassent un débit moyen de 5 à 10 l/s. Les petites sources naissent dans les calcaires marneux albiens et au contact des écrans marneux des marnes bédouliennes et oxfordiennes. Généralement elles se perdent rapidement dans les calcaires massifs pour alimenter les grands systèmes karstiques qui émergent à la base du massif.

Le choix des grandes émergences s'impose car ce sont elles qui drainent la quasi totalité du karst des Arbailles. Au sein de cette catégorie, nous avons sélectionné des sites répartis autour du massif. Dans le cas de plusieurs sources voisines, nous avons choisi celles au débit le plus important, en faisant une exception pour les deux Bidouze afin de pouvoir procéder à une comparaison de deux bassins aux exutoires proches (fig. 5-1).

Ainsi, huit grandes sources ont été choisies pour l'étude du fonctionnement hydrochimique avec un suivi de douze mois (Grande et Petite Bidouze) ou treize mois (Arhanzéta, Cent Sources, Garaybie, Uthurbietta, Urondoa Haute, Zahagui) à raison d'une analyse par mois comportant la mesure des paramètres physiques et le dosage des principaux éléments chimiques (année 1995/96). Comme les années 1995 et 1996 ont été des années sèches, un suivi du système carbonaté de la source Uthurbietta (HCO_3^-, TH, Ca^{2+}) a été effectué en 1996-97 selon un pas de temps variable : une analyse tous les jours durant les crues, une fois toutes les semaines durant les périodes de stabilisation des eaux.

Les sources thermales sont intéressantes car elles renseignent sur les structures profondes des Arbailles. Leur fonctionnement constitue un cas à part qui est abordé.

Dans le cadre du bilan chimique, un calcul de la dissolution spécifique a été effectué. Ensuite, une approche de la dissolution souterraine a été tentée à partir d'échantillons (TH, Ca^{2+}) prélevés dans divers réseaux (Nébélé, Yéti, Apanicé, Etzanko Zola…), à différentes profondeurs et dans des conditions hydroclimatiques variables.

I. Le contrôle climatique

Les paramètres climatiques permettent de définir un climat océanique fortement influencé par l'altitude. La douceur des températures et l'abondance des précipitations sont favorables à la végétation et à la formation de sols brunifiés. Les grandes caractéristiques sont des hivers doux avec une neige qui tient peu, des étés tardifs et des pluies très abondantes et bien réparties toute l'année.

Les séries de données météorologiques présentent quelques inconvénients qui diminuent un peu la fiabilité des résultats (tabl. 5-1) : les périodes d'observations ne sont pas identiques et ne comportent pas un suivi sur une très longue période, au mieux 36 années consécutives et le suivi des postes n'est pas régulier (jours ou mois manquants). La prise en compte des 107 000 journées de mesure a nécessité un traitement informatique critique (logiciel 4D) afin d'éliminer les valeurs aberrantes (séries incomplètes) (annexe). Néanmoins, les données sont assez nombreuses pour que l'on puisse dégager les grandes tendances du climat.

A. Une pluviosité importante

Hosta est la seule station pluviométrique située sur les Arbailles. Les dix autres stations se localisent sur le pourtour du massif étudié (fig. 5-2). On peut classer les stations selon différentes zones géographiques : collines du Béarn (Aicirits), contrefort nord des Arbailles (Hosta), vallée du Saison (Chéraute, Mauléon, Trois-Villes, Licq-Athérey), vallées et dépression de la Basse Navarre (Irouléguy, Estérencuby), massif des Aldudes (Banca) et massif de Mendibelza (Larrau-Iraty, Larrau).

Station météo.	Alt.	Années			Situation géographique
	m	précipitations	températures	vents	
Aicirits	60	1/1961-12/1993	1/1959-12/1993	—	Collines béarnaises
Banca	256	1/1990-12/1996	—	—	Massif des Aldudes
Biarritz	50	—	—	1951-1980	Bord de l'océan Atlantique
Chéraute	170	1/1989-12/1993	2/1989-12/1992	—	Vallée du Saison
Estérençuby	230	2/1964-1/1991	—	—	Vallée de la Basse Navarre
Hosta	340	2/1964-12/1996	—	—	Bordure nord des Arbailles
Irouléguy	237	3/1961-12/1996	1/1963-12/1996	—	Dépression de la Basse Navarre
Larrau	636	1/1961-12/1996	1/19975-12/1983	—	Massif de Mendibelza
Larrau-Iraty	1327	7/1973-12/1996	2/1974-12/1996	—	Massif de Mendibelza
Licq-Athérey	288	1/1961-12/1996	1/1974-12/1996	—	Vallée du Saison
Mauléon	147	7/1964-12/1988	12/1965-6/1988	—	Vallée du Saison
Pau	180	—	—	1951-1980	Collines béarnaises
Trois-Villes	216	1/1961-12/1996	—	—	Vallée du Saison

Tableau 5-1 : Caractéristique des postes météorologiques [Météo-France].

1. Des précipitations abondantes

a. Des totaux pluviométriques supérieurs à 1 500 - 2 000 mm/an

L'ensemble de la région est abondamment arrosé (fig. 5-4). Le contingent d'eau qu'elle reçoit sur un an dépasse 1 000 mm sur les collines et probablement 2 000 mm sur la haute surface des Arbailles.

La carte des isohyètes montre l'influence atlantique avec un gradient SW-NE de pluviosité décroissante (fig. 5–4). Au sud de la carte, les isohyètes correspondent assez bien aux courbes de niveau. Ainsi pour la région qui nous intéresse, l'augmentation des précipitations est liée tout d'abord à l'altitude (fig. 5-5). Larrau-Iraty (1 814 mm, alt. 1 327 m) situé sur la Haute chaîne reçoit 602 mm de plus par an que Aicirits (1 212 mm, alt. 60 m).

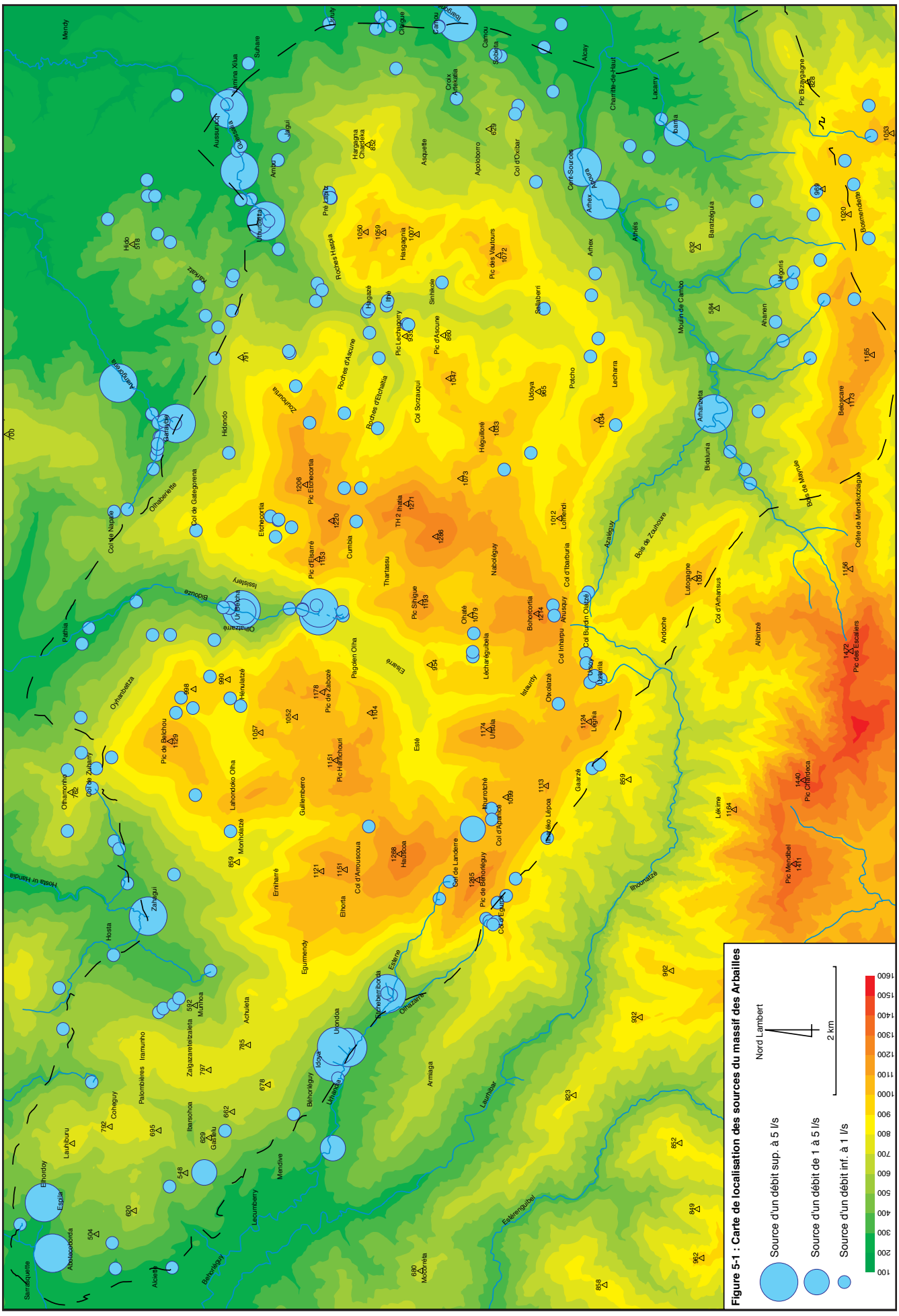


Figure 5-1 : Carte de localisation des sources du massif des Arbailles

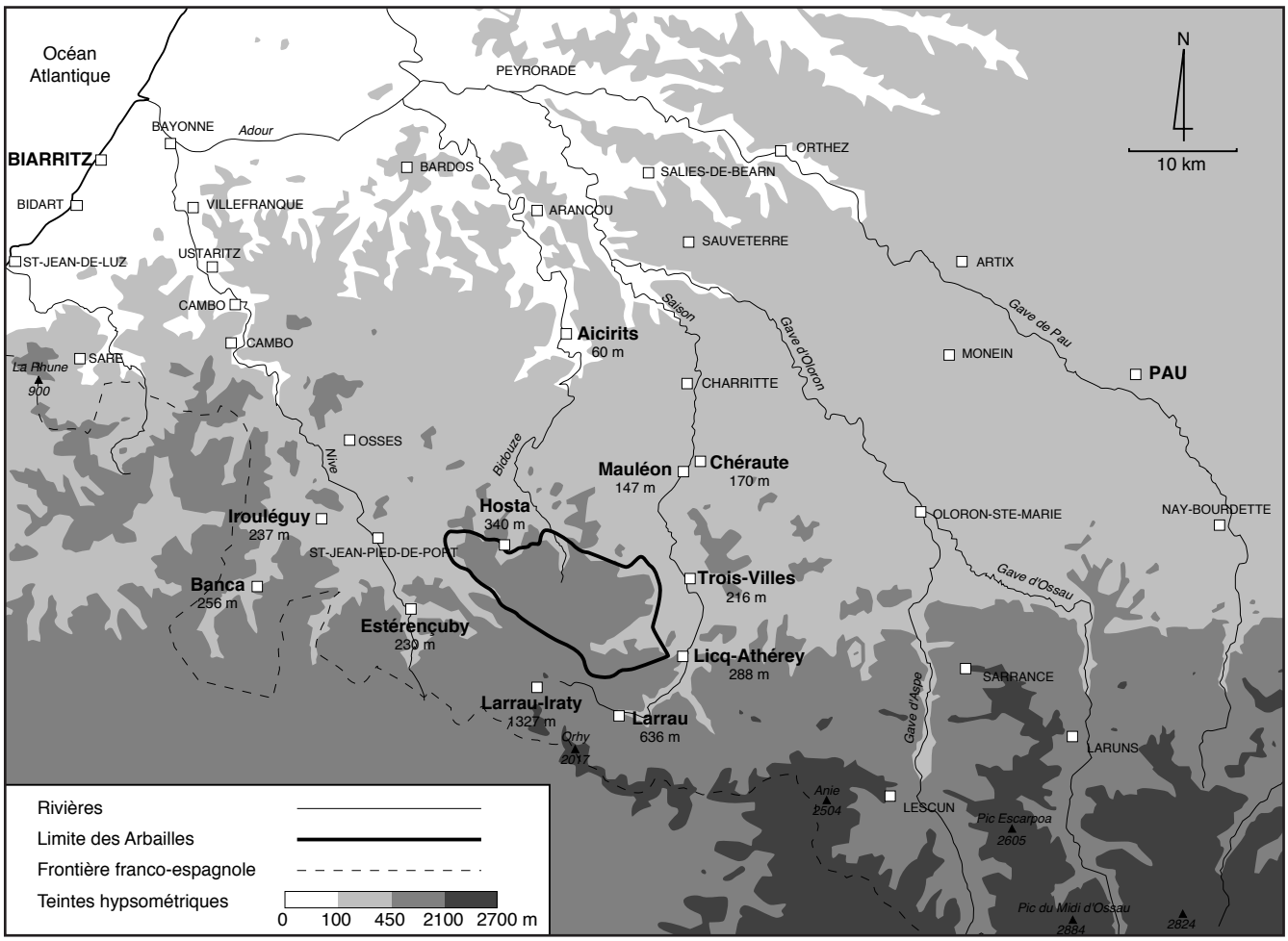


Figure 5-2 : Localisation des stations météorologiques étudiées (données Météo France).

Cependant, l'altitude n'est pas en elle-même le seul facteur explicatif : Hosta située 296 m plus bas que Larrau reçoit pourtant 29 mm d'eau de plus par an. En fait, c'est la situation par rapport aux vents dominants et par rapport aux plus hauts sommets qui est le facteur essentiel d'explication de la pluviosité.

Hosta se trouve ainsi sur le trajet des vents nord-ouest qui viennent heurter ici les premiers reliefs pyrénéens. De surcroît, la station bénéficie de l'influence condensatrice du cirque montagneux aux hauts sommets qui l'entoure : 1 129 m au Belchou, 1 084 m à Erniharré, 797 m à Zalgazareteizaleta, 764 m au Néthé et 762 m à Othamonho. Il est donc probable que les précipitations atteignent ou dépassent 2 000 mm/an sur le haut karst des Arbailles.

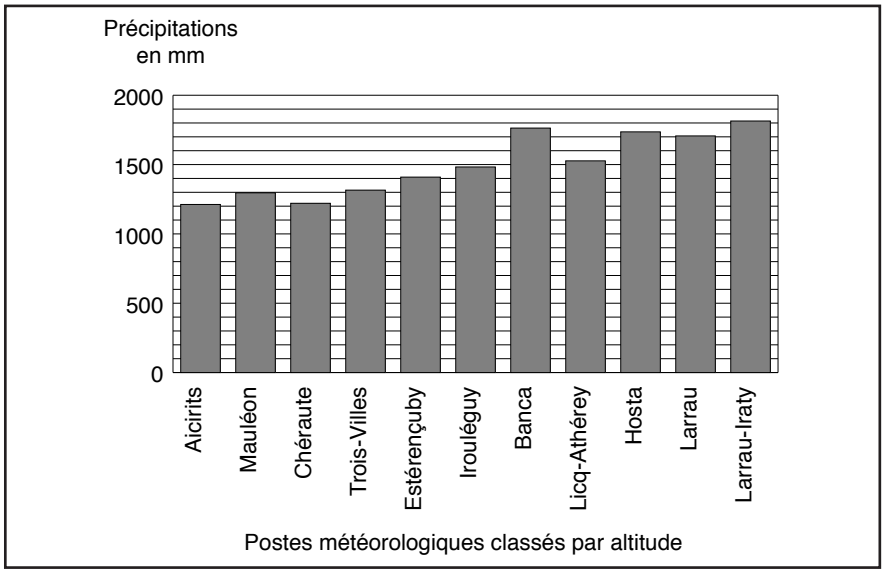


Figure 5-3 : Moyenne annuelle des cumuls des précipitations par poste météorologique. Cf. tableau 5-1 pour les périodes d'étude relative à chaque poste (Météo France, données critiquées).

Au contraire, à Larrau-Iraty, les totaux pluviométriques annuels sont relativement faibles (1 327 mm) comparativement à ceux de Larrau (1 707 mm) dont l'altitude est deux fois moindre et cela en raison d'une position abritée en arrière de la haute crête du pic de Mendibel (1 472 m) ; pic des Escaliers (1 472 m) ; pic Salhagagne (1 053 m).

Actuellement il est difficile de calculer un gradient pluviométrique en relation avec l'altitude en raison des variations liées à la topographie (microclimat) : en effet, celui-ci peut varier de +55 mm/100 m à +200 mm/100 m (fig. 5-5). Toutefois, on estime qu'il tombe sur le massif des Arbailles entre 1 300 mm/an pour les basses vallées abritées et plus de 2 000 mm/an pour les hauts sommets.

b. D'importantes variations annuelles

Les variations annuelles des régimes pluviométriques sont importantes, mais l'année la plus pluvieuse n'atteint jamais le double de l'année la plus sèche (fig. 5-6 et 5-7). La moyenne de Licq-Athérey est de

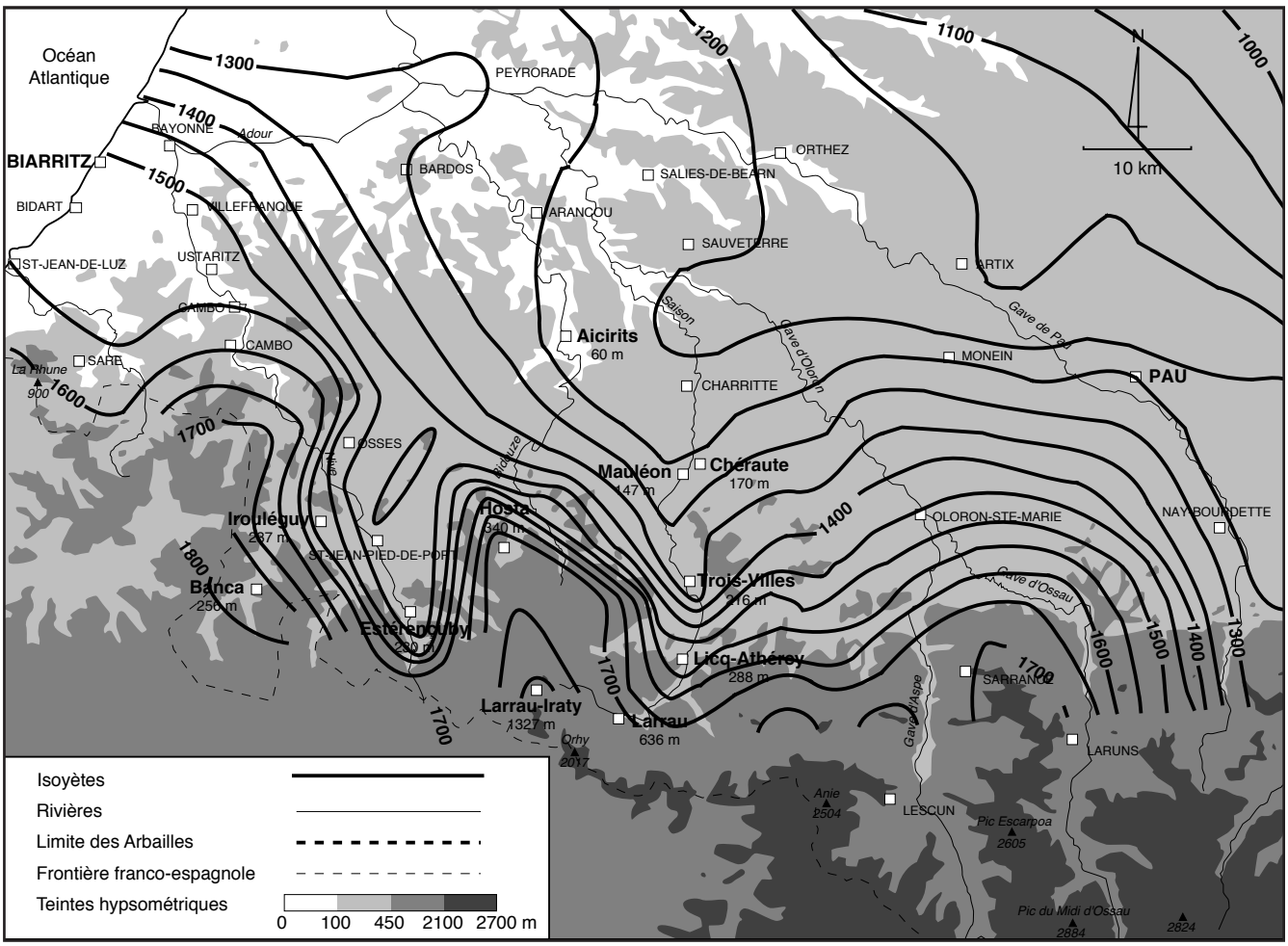


Figure 5-4 : Estimation des isohyètes [sources Choisnel et al.*, 1987* in *Ackerman, 1991 ; Météo France ; carte modifiée].*

1 527 mm/an (1961-1996), mais on a pu observer un minimum de 1 045 mm en 1985 et un maximum de 1 970 mm en 1992, soit une différence de 925 mm. Entre 1964 et 1996, à Hosta, une différence de 925 mm sépare l'année la plus pluvieuse (1992 avec 2 224 mm) de l'année la plus sèche (1989 avec 1 299 mm) ; seules les séries complètes étant prises en compte. D'une façon générale, les années 1965/66, 1971, 1979, 1981, 1986 et 1992 présentent d'importants totaux pluviométriques et 1964, 1989, 1985 et 1995 les totaux les plus faibles.

Cependant, il n'existe pas de périodes de sécheresse vraiment marquées ni surtout prolongées sur plusieurs années. A une année de pluviosité médiocre succède le plus souvent une année humide. A Hosta, 1983 (1 597 mm), 1985 (1 339 mm) et 1989 (1 299 mm) sont des années sèches entre lesquelles s'intercalent les années bien arrosées de 1984 (1 975 mm), 1986-88 (1 727 mm/an en moyenne).

c. Une bonne répartition saisonnière des pluies

Comme le montrent les diagrammes climatiques, la région est caractérisée par une période moins humide en été, juillet étant le mois le moins arrosé et des précipitations abondantes au printemps et en hiver (fig. 5-8).

En montagne, les rythmes sont un peu différents : faibles précipitations en août, abondance des précipitations en automne à Larrau-Iraty. L'influence atlantique explique l'écart relativement réduit entre les totaux pluviométriques des mois les plus humides et des mois les plus secs : 71 mm à Licq-Athérey et 103 mm à Hosta (fig. 5-9 et 5-10).

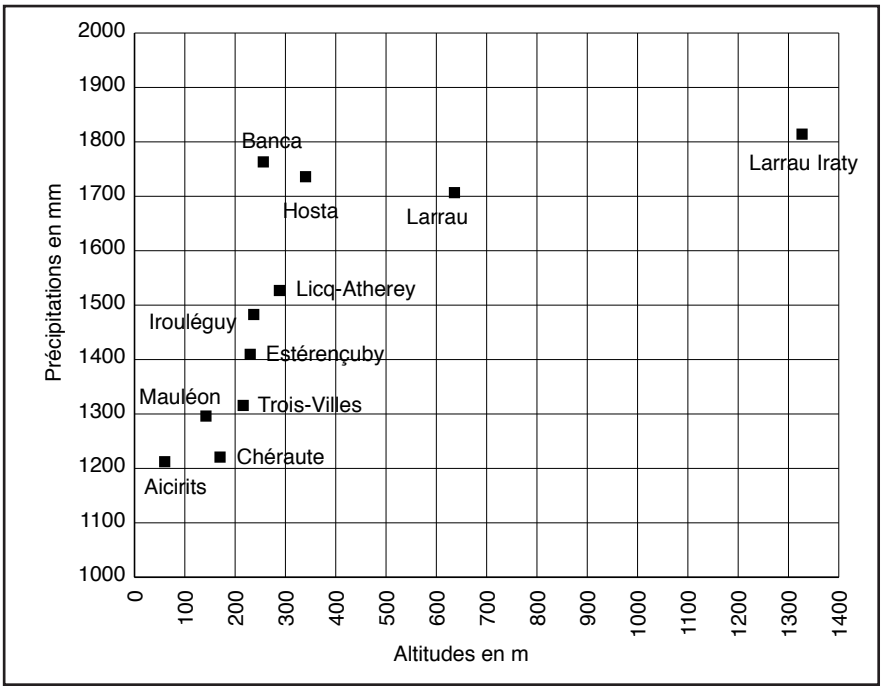


Figure 5-5 : Augmentation des précipitations moyennes annuelles en fonction de l'altitude (Météo France, données critiquées).

2. Caractéristiques des précipitations

L'influence atlantique est particulièrement nette sur les Arbailles et les jours pluvieux sont fréquents puisqu'il faut compter en moyenne plus de trois jours de pluie par semaine. Le nombre minimal de jours de pluie s'observe en juillet et le nombre maximal en avril (Hosta, Trois-Villes, Licq-Athérey, Larrau-Iraty), en décembre (Aicirits, Irouléguy, Mauléon, Larrau) ou novembre (Estérençyby). Moins de trois jours sur sept reçoivent des pluies supérieures à 1 mm/jour et plus d'un jour sur sept des pluies supérieures à 10 mm/jour.

Les précipitations revêtent différentes formes selon les saisons. Les orages parfois violents en été et au début de l'automne provoquent de fortes crues. Par exemple, celle du 4 octobre 1992 a provoqué des dégâts importants dans la vallée du Saison (124,5 mm d'eau en 24 h à Larrau-Iraty). La grêle et le grésil accompagnent parfois les orages de printemps.

La neige est présente en hiver, mais il peut aussi exister des chutes tardives en mars, avril et parfois en mai. La hauteur et la durée de l'enneigement augmentent avec l'altitude (tabl. 5-2). Sur les Arbailles, la couverture (généralement inférieure à 50 cm) ne concerne en général que les hautes surfaces et sommets du massif. La durée de l'enneigement dépasse rarement

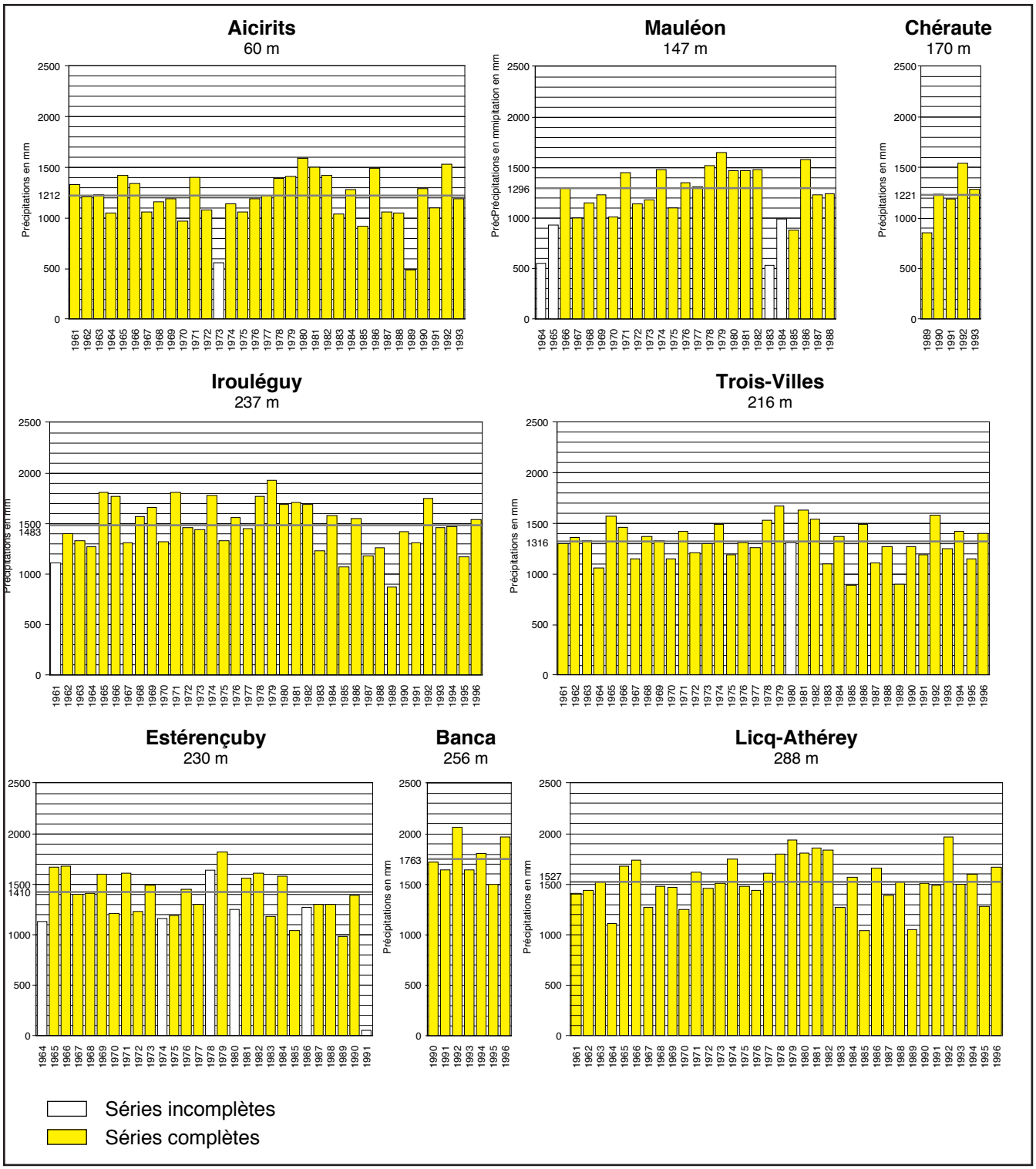


Figure 5-6 : Totaux pluviométriques annuels d'après les données Météo France. Traitement informatique et calculs statistiques à l'aide du logiciel 4D.

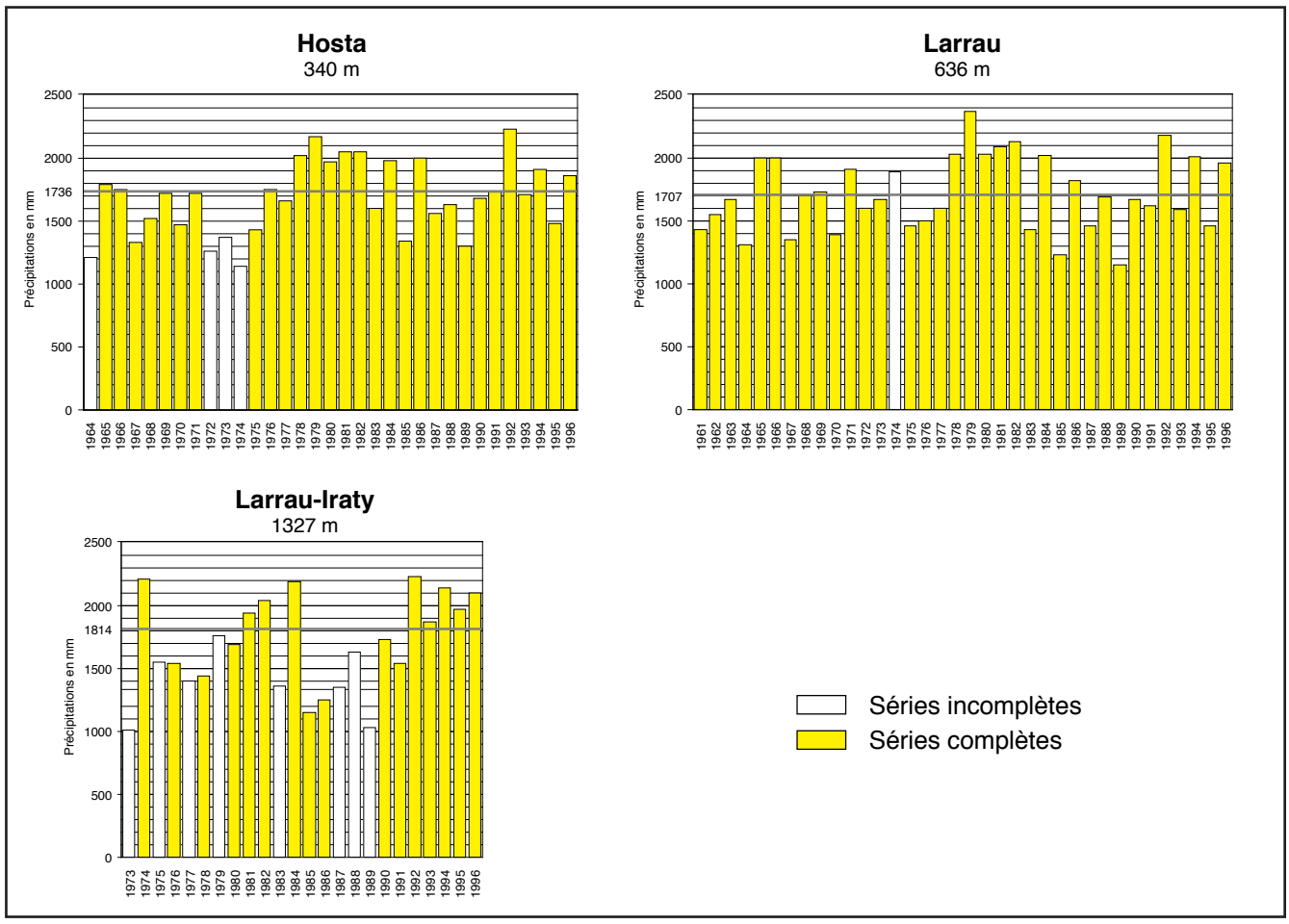


Figure 5-7 : Totaux pluviométriques annuels d'après les données Météo France. Traitement informatique et calculs statistiques à l'aide du logiciel 4D.

le mois car l'arrivée fréquente du vent du sud fait fondre la neige en quelques jours à l'exception des accumulations des ravins et versants nord (Thartassu). Les congères qui se forment sur la haute surface, du fait de l'absence de boisement, peuvent tenir plusieurs mois. La route Aussurucq-Béhorléguy reste impraticable pendant l'hiver et souvent au début du printemps en raison de congères tenaces entre Ahusquy et Landerre.

La fréquence des brouillards est élevée. De juin à septembre, donc pendant la période la plus sèche, le brouillard (et même la bruine) stagne entre 400 et 1 400 m d'altitude. En-dessous de 500 m, le fond de l'air est humide et au-dessus il bruine ou il pleut. Outre l'altitude, l'impact du couvert forestier est important : il pleut sur la forêt mais pas sur les pâturages, observations faites à Etchécortia [G. Rivet, comm. orale]. Les Arbailles sont en conséquence directement intéressées par des phénomènes de condensation, qui constituent un apport d'eau supplémentaire pour la végétation. Inversement, pendant les autres saisons, le brouillard ensevelit les vallées et n'épargne que les hauts sommets.

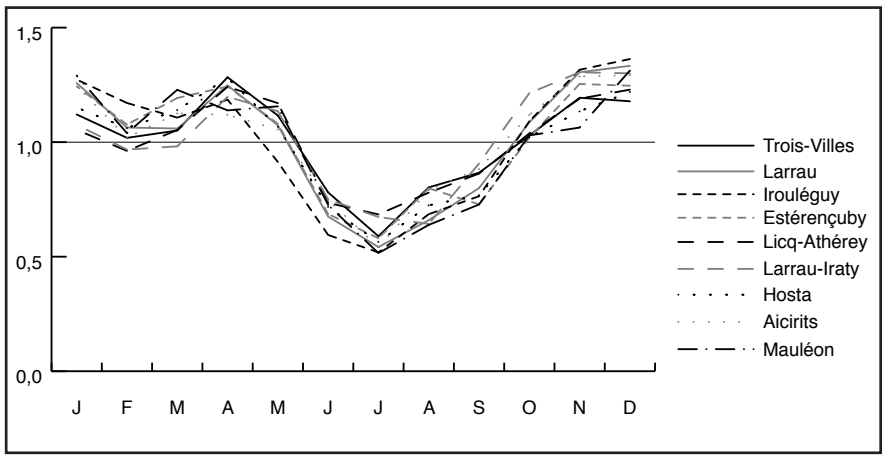


Figure 5-8 : Comparaison de l'évolution mensuelle des précipitations. La valeur 1 correspond à la moyenne mensuelle des précipitations réparties uniformément sur chaque mois. Traitement informatique critique des données de Météo-France.

Stations	Alt	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel	Période
Mauléon-Chéraute	≈150	0,6	0,3	0,4	<0,1	—	—	—	—	—	—	0,2	0,4	≈2	1964-90
Larrau	636	2,5	2,4	2,1	1,0	0,1	—	—	—	—	0,1	1,1	1,8	11	1961-90
Larrau-Iraty	1327	8,4	8,6	9,5	7,1	1,9	0,1	—	—	0,5	1,9	4,3	4,1	53	1974-93

Tableau 5-2 : Nombre moyen de jours à occurence neigeuse. Nombreuses données manquantes aux stations météorologiques de Mauléon-Chéraute et de Larrau-Iraty [Météo-France].

B. Des températures révélatrices d'un climat océanique

Aucune station thermométrique n'est implantée sur les Arbailles. Les postes situés aux alentours du massif sont au nombre de six : Aicirits (60 m), Chéraute (170 m) qui remplace en 1989 Mauléon (143 m,), Irouléguy (237 m), Licq-Athérey (288 m), Larrau (636 m) et Larrau-Iraty (1 367 m).

1. Des températures peu contrastées

La douceur du climat dans le massif des Arbailles est particulièrement sensible dans les vallées abritées comme celle d'Aussurucq. Par contre, les conditions deviennent plus rudes sur les hauts versants.

a. L'influence de trois facteurs contraires

La proximité de l'océan entraîne une relative homogénisation des températures : hiver doux, été frais. Les reliefs introduisent au contraire des contrastes d'autant plus importants que l'on monte en altitude. De multiples variations sont décelables selon que l'on se trouve au fond de la vallée abritée de l'Apoura, sur la haute surface d'Otxolatzé ou sur les sommets exposés. Enfin, le régime des vents provoque de brusques variations de température.

b. Une moyenne annuelle douce

Les moyennes données par les stations montrent l'importance de l'influence océanique. Cette influence se combine aux effets du relief. Les températures sont particulièrements douces dans les vallées abritées : +13,4 °C en moyenne à Mauléon-Chéraute et à Irouléguy. Dès que l'on gagne en altitude, les conditions deviennent plus rudes. Cependant, même à 1 367 m (Larrau-Iraty), l'hiver reste assez peu rigoureux (+1,6 °C en moyenne).

La variabilité interannuelle des températures moyennes annuelles est particulièrement faible dans les vallées abritées (1,9 °C à Licq-Athérey) et elle est peu importante dans les stations d'altitude (3,7 °C à Larrau-Iraty).

c. Des moyennes mensuelles peu contrastées

Les données des stations de plaine sont celles d'un climat océanique. A Mauléon (147 m), la moyenne du mois le plus froid (janvier) est de +7,4 °C, celle du mois le plus chaud (juillet) est de +20,4 °C. Quand on gagne de l'altitude, l'influence de la montagne se confirme. A Larrau-Iraty (1 367 m) les moyennes de février et de juillet atteignent respectivement +1,2 °C et +14,3 °C.

La courbe des températures se traduit par une montée des températures de mars à juillet, la transition se produisant en avril (fig. 5-9 et 5-10). A Licq-Athérey, on a ainsi +8,9 °C en mars, +13,4 °C en mai et +19 °C en juillet. Le palier estival dure plus d'un mois. A partir des gros orages de la fin de l'été et du début de l'automne, les températures décroissent lentement. L'arrière saison est souvent douce et ensoleillée. A Mauléon, en octobre la moyenne est encore de 14,4 °C. A Larrau-Iraty, la saison chaude est plus réduite : en mai, la moyenne est de +7,8 °C et en octobre elle est de +8,3 °C.

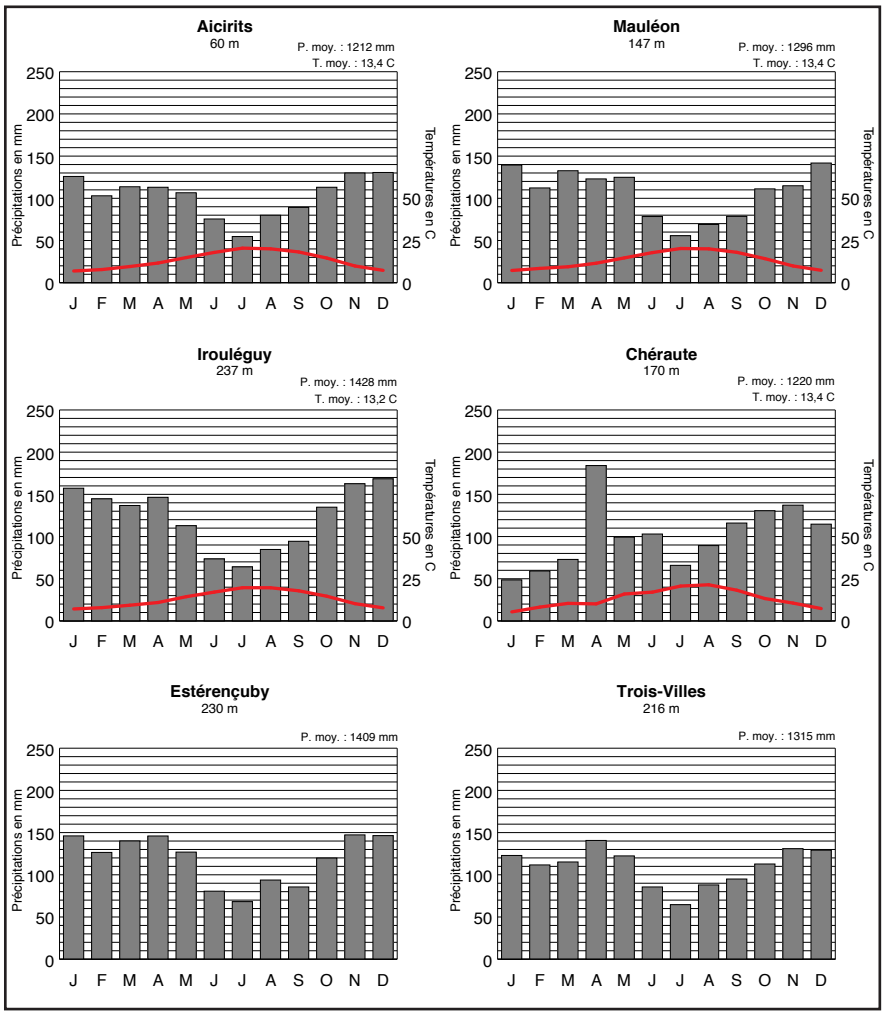


Figure 5-9 : Précipitations et températures moyennes mensuelles. Les périodes prises en compte pour les précipitations et les températures sont récapitulées dans le tableau 5-1 (Météo France, données critiquées).

Des hivers plutôt doux s'opposent à des étés relativement frais. Cependant, le caractère du climat est mieux souligné par l'étude des extrêmes.

2. Un climat modéré

a. Des minima et maxima absolus révélateurs d'un climat modéré.

En été, la chaleur est parfois forte surtout dans les basses vallées. A Mauléon (1964-88), 76 jours ont connu des températures supérieures ou égales à +25 °C contre seulement moins de 10 jours pour Larrau-Iraty (1973-96). Le thermomètre indique des minima absolus qui rendent compte de la rigueur de certaines journées hivernales : -10 °C le 18 janvier 1966 à Mauléon. C'est évidemment, la station la plus haute de Larrau-Iraty (1 367 m) qui enregistre les records : -18 °C le 9 janvier 1985, par exemple.

A Larrau (636 m), on enregistre en moyenne 122 jours de gelée par an. Le nombre maximal de jours de gel s'observe en janvier. Cette moyenne augmente aussi avec l'altitude : 22 jours par an pour la haute station de Larrau-Iraty. Les gelées apparaissent en octobre et persistent jusqu'en avril. Les risques de gelées tardives ne sont pas à écarter comme celle du printemps 1995 qui a causé de sérieux dégâts sur les hêtres des Arbailles ayant déjà débourré : défoliation totale entraînant une forte diminution de la production de semences.

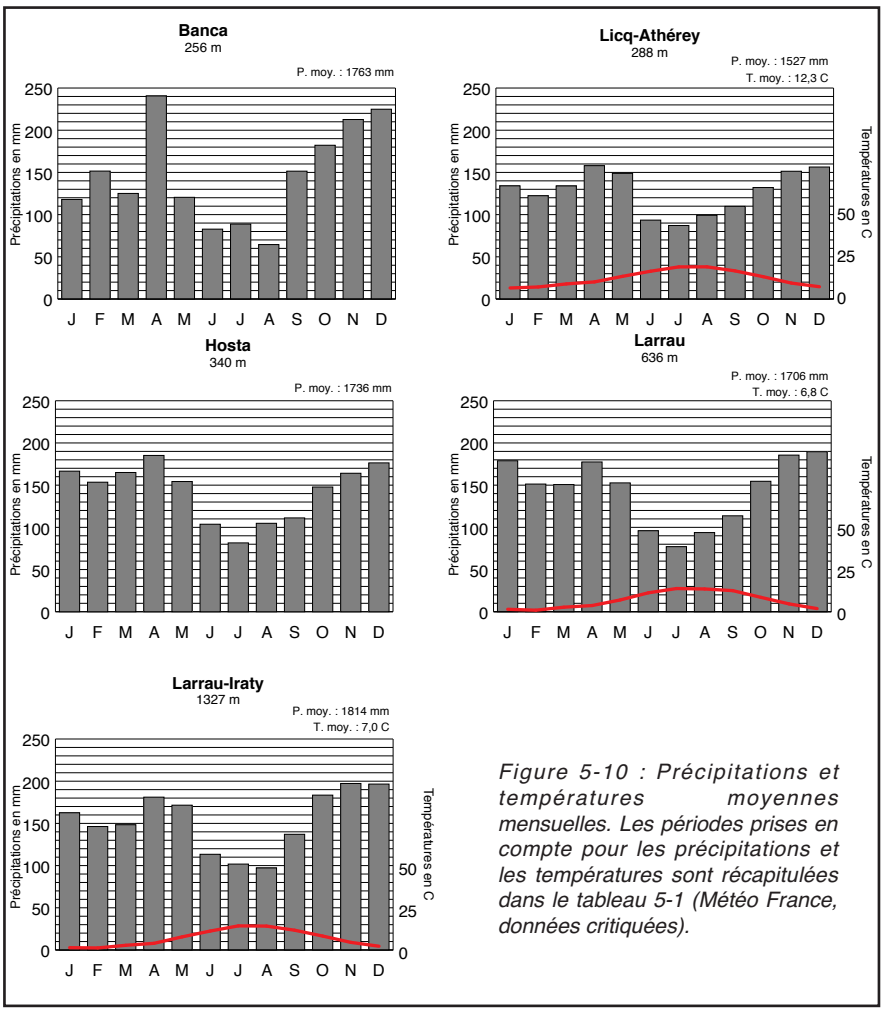


Figure 5-10 : Précipitations et températures moyennes mensuelles. Les périodes prises en compte pour les précipitations et les températures sont récapitulées dans le tableau 5-1 (Météo France, données critiquées).

s'avère capital, opposant les versants sud chauds et secs (soulane) les versants nord plus froids (ombrée).

La vallée de l'Apoura, orientée SW-NE, constitue un milieu clément. Les étés sont quasi méditerranéens alors que les surfaces sommitales montrent toujours quelque fraîcheur. En hiver, le fond du thalweg est à l'abri des froids les plus vifs, mais la durée de l'insolation reste faible. Ceci est encore plus vrai pour le canyon profond de la Bidouze, dont l'importante couverture forestière empêche le soleil de réchauffer la roche.

Des phénomènes d'inversion thermique se manifestent dans les mégadolines encaissées. A Sihigue, le débourrage des hêtres dans le fond de la dépression débute avec un mois de retard.

Au total, il est actuellement impossible de calculer un gradient thermique précis en fonction de l'altitude à partir des données météorologiques dont nous disposons. Cela tient à l'absence de données pour la montagne et aux variations liées à la topographie. Si l'on s'en tient à un gradient classique de 0,5°C/100 m, la température moyenne sur la haute surface des Arbailles vers 1000 m serait de l'ordre de +9°C, ce qui semble correspondre sensiblement avec la température des sources d'altitude comme la Bidouze (§ III).

La couverture nuageuse fréquente empêche les déperditions de chaleur durant la nuit d'où des amplitudes journalières peu marquées. Elles sont, cependant, plus importantes sur les espaces déboisés où la masse rocheuse s'échauffe rapidement. Au contraire, la forêt contribue à lisser les températures : humidité et fraîcheur diurnes et douceur nocturne.

b. Une durée d'insolation faible

La durée d'insolation n'est pas élevée. A titre indicatif, le nombre d'heures moyen d'insolation est de 1 921 à Biarritz (1955-1980) et de 1 878 à Pau (1951-1980). La durée annuelle de l'insolation est peu différente entre les sommets et les vallées. Mais, le contraste saisonnier est grand : en hiver, les sommets restent le plus souvent ensoleillés alors que les vallées sont noyées dans le brouillard parfois pendant plusieurs jours (inversion thermique). L'été, c'est plutôt le contraire qui se produit.

c. De multiples nuances imputables aux différences d'exposition.

Les expositions variées entraînent des différences de température notables entre des sites voisins. Le rôle de l'exposition

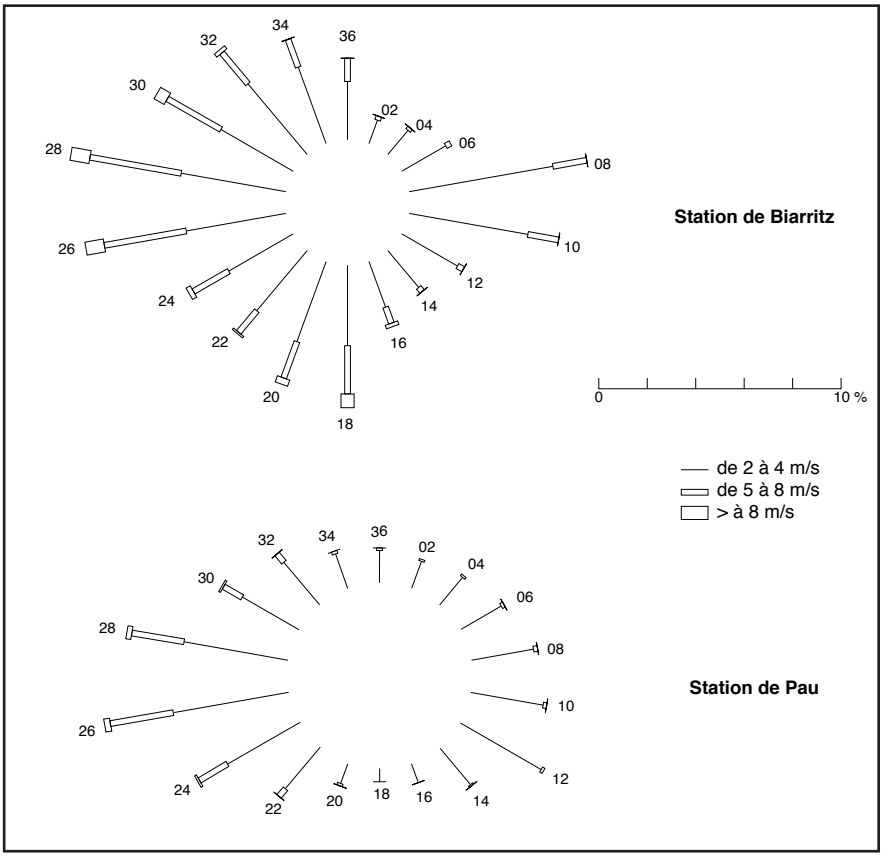


Figure 5-11 : Roses des vents sur la période 1951-1980 [Ackermam, 1991 ; figure redessinée].

C. Les vents : influence prédominante des vents d'ouest et du foehn

Il n'existe aucun poste éolien sur le massif des Arbailles. Les postes les plus proches sont ceux de Biarritz et de Pau, ce qui ne permet guère d'avoir des renseignements précis (fig. 5-11).

1. Fréquence des vents de secteur ouest

Les vents océaniques venus du nord-ouest sont les plus fréquents. Chargés d'humidité, ils provoquent d'importantes précipitations lorsqu'ils se heurtent à la barrière montagneuse des Pyrénées occidentales d'où les importants totaux pluviométriques observés à Hosta. Ils peuvent être violents et provoquer des chablis dans les espaces forestiers. Les vents du nord et du nord-ouest, moins fréquents, s'accompagnent de précipitations abondantes par le phénomène d'ascendance forcée le long des reliefs.

2. L'importance des vents du sud : le foehn

Les vents de secteur sud sont fréquents. Ils soufflent avec une particulière violence dans la vallée d'Ithé, notamment à son débouché à Aussurucq. Ces vents, qui viennent de l'Espagne, déchargent leur humidité en franchissant les Pyrénées et redescendent plus chauds et plus secs sur le versant septentrional. Ils induisent un réchauffement brutal et une action desséchante. Ils provoquent en hiver et au printemps la fonte des neiges, au printemps l'éclosion précoce des bourgeons et en automne ils précipitent la chute des feuilles.

L'effet du fœhn est le principal perturbateur du régime thermique des Arbailles. Il est la cause d'inversions de température au début de son établissement dans une vallée, il entraîne des amplitudes journalières insolites et des sautes considérables de températures d'une journée à l'autre.

En résumé, le climat océanique montagnard des Arbailles présente des pluies abondantes, assez bien réparties tout au long de l'année.

II. Le contrôle des sols et de la végétation

La dissolution karstique dépend étroitement de la quantité de CO_2 dissous dans l'eau, donc de la pCO_2 contenue dans les sols, en fonction de l'activité de la végétation.

A. Les sols

La lithodépendance des profils se manifeste souvent jusque dans les horizons les plus superficiels du sol. Cependant le substrat géologique n'est pas le seul à intervenir. Dans le massif des Arbailles, la végétation joue un rôle fondamental dans la formation des sols et dans le maintien de leur équilibre : équilibre biologique, par l'intermédiaire de la microflore et de la faune, équilibre biochimique, par le jeu de l'humification et du cycle biogéochimique. De plus, les formations forestières et dans une moindre mesure les formations herbacées freinent les processus de destruction du profil par leurs actions protectrices à l'égard de l'érosion, aussi bien pluviale (ruissellement) qu'éolienne. Cent trente relevés sous forêt [Baffalio, 1995a ; 1995b], complétés par trois relevés sous pâturages, permettent de définir les types d'humus et de sols que l'on rencontre sur le massif des Arbailles (chap. 2).

Les humus appartiennent tous à la famille des mulls en raison de la nature du substratum qui induit une certaine richesse en calcium favorisant l'activité biologique et du climat doux et humide propice à la décomposition de la matière organique.

Photo 5-1 : Luxuriance de la végétation sur le lapiés forestier d'Hasgagnia. Le climat doux et humide favorise la pousse des hêtres. Au premier plan un chablis permet l'installation de semis, à l'arrière plan une jeune futaie est observable.

Les sols décarbonatés et de texture limoneuse ou argilo-limoneuse sont tous rattachés à la classe des sols brunifiés : sols eutrophes, mésotrophes ou oligotrophes. En effet, le climat tempéré combiné à l'existence d'une forêt de feuillus établit les conditions favorables à la décarbonatation et la brunification, donc à la dissolution sous couverture (crypto-karst, chap. 2).

B. La végétation et les espaces forestiers

Le climat montagnard des Arbailles, à la fois doux et humide, est particulièrement favorable à la végétation. En certains endroits, comme dans les mégadolines d'Hasgania, les hêtres et les épiphytes (mousses, lichens) montrent une telle luxuriance qu'on ne peut s'empêcher de penser à la forêt pluviale de montagne de la zone tropicale (photo 5-1).

Le domaine forestier s'étend sur moins de la moitié de la surface des Arbailles (fig. 5-12). C'est peu en comparaison des possibilités offertes par la composition des sols et le climat. L'intervention de l'homme a été déterminante dans le recul de la forêt et la mise en place de groupements végétaux de substitution (chap. 8). Deux formations végétales principales se distinguent sur le massif :

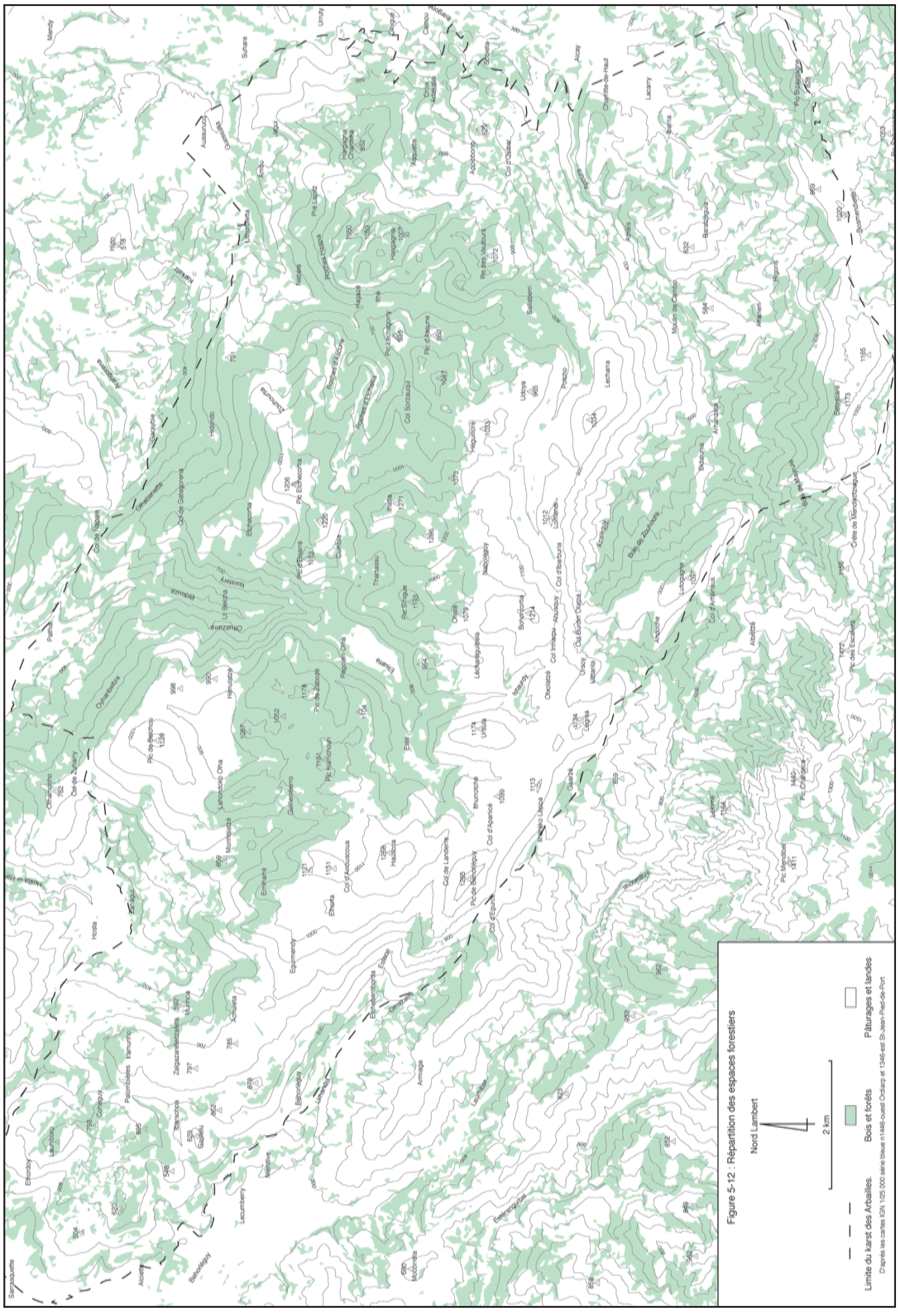


Figure 5-12 : Répartition des espaces forestiers

Photo 5-2 : Végétation de substitution sur les pâturages du Lomendi. A gauche, la vallée d'Azaléguy avec au second plan l'hôtel d'Ahusquy.

- la forêt, la plus importante du Pays basque français, subsiste essentiellement sur les lapiés des calcaires urgoniens et sur certains versants raides des calcaires et marnes jurassiques ;
- les pâturages et les landes, liés aux pratiques agropastorales, se situent dans les formes plus douces et accessibles des calcaires marneux albiens (photo 5-2).

1. La hêtraie sur les calcaires

La forêt est constituée d'une hêtraie presque pure bien qu'on y rencontre aussi quelques sapins, ifs, chênes pédonculés, alisiers blancs, érables, tilleuls, ormes… Le relief accidenté entraîne une disposition en mosaïque relativement complexe :
- hêtraie à scille lis-jacinthe sur sol profond et neutre ;
- hêtraie à fougères dans les zones humides et encombrées de blocs ;
- hêtraie à myrtille et à canche (variante acidiphile) ;
- hêtraie à seslérie sur les hauts de versants lapiazés ;
- hêtraie à houx sur les sols acides [Van Den Berghen, 1968].

L'influence de l'exposition est primordiale. Les versants exposés au sud montrent :
- une futaie malvenante composée d'arbres rabougris : hêtres, chênes pédonculés, frênes ou alisiers blancs ;
- après le passage du feu, une lande de genévriers, ajoncs, aubépines… (Roches d'Ascune).

La forêt a été malmenée sur les bordures du massif en dessous des 700 m en raison d'une emprise humaine plus forte, ce qui se traduit par un paysage ouvert, à mosaïque de :
- bosquets de chênes pubescents sur les versants les plus secs et les plus chauds ;
- landes rocheuses plus ou moins broussailleuses ou boisées à genévriers communs et genêts occidentaux, parsemées de prunelliers et de chênes pubescents ;
- landes à ajoncs avec ou sans fougères aigle en bas de versants peu ensoleillés ;
- bois de chênes pédonculés mélangés parfois à du frêne commun ;
- prairies et cultures autour des fermes isolées comme au-dessus des villages d'Alçay et de Camou [Butler, 1987].

2. La lande et la pelouse sur les calcaires marneux

Les déboisements et les feux pastoraux ont complètement fait disparaître la forêt sur les calcaires marneux du synclinal d'Apanicé et ont favorisé les landes et pelouses. Le faciès le plus répandu est la lande à genévrier commun, bruyère vagabonde et brachypode penné. Les aubépines arborescentes, supportant de grandes quantités de gui, sont abondantes. Le houx subsiste dans le creux des rochers. Localement la lande est piquetée de pins sylvestres (versant sud de la vallée d'Ibar Naba) [Butler, 1987].

Parmi les plantes, C. Dendaletche [1973] note : plantain, gaillet, drave printanière ; sur les facettes rocheuses : chardon bleu, herbe à l'esquinancie, germandrée des Pyrénées… ; dans les sols engorgés par la fonte des neiges : peuplements à Callune. Les dolines remplies de colluvions permettent le développement d'une pelouse typique : *digitalis purpurea*, *saxifraga hirsuta*, *campanula glomerata*, *athyrium filix femina*, divers *rubus*. Les joncs sont très présents dans les dépressions humides et à fond large.

La végétation des Arbailles est donc très marquée par l'anthropisation. Les formations intermédiaires sont fréquentes : forêt clairsemée issue d'une évolution régressive (intensification de la fréquentation par les troupeaux) ou plus souvent progressive (abandon d'un secteur et sa recolonisation par les sous-arbrisseaux et arbrisseaux, exemple du pic Lechagorry). Les zones déforestées, recouvertes par les pelouses (secteur d'Apanicé), connaissent donc aujourd'hui une dissolution moindre que sous les sols forestiers, ce qui est confirmé par les mesures hydrochimiques faites dans l'endokarst.

III. Variation des paramètres physiques contrôlant la dissolution

Les paramètres physiques des sources qui ont été étudiés sont la température et la turbidité. Les débits ont été estimés en raison de l'absence de limnigraphe.

A. La température : le rôle primordial joué par les types d'infiltration

Les températures des huit grandes sources étudiées fluctuent de 7,9 à 14,3 °C (tabl. 5-3). Plusieurs paramètres peuvent expliquer ces variations : saisons, altitudes, débits (fig. 5-13) et zones d'alimentation.

1. Variation des températures de l'eau en fonction des saisons

On distingue une période de températures chaudes de mai à octobre et une période froide de novembre à avril (fig. 5-14). Les températures évoluent différemment en fonction des sources. Les écarts entre les extrêmes (hiver / été) vont de 0,4 °C pour Uthurbietta à 3,8 °C pour les Cent Sources.

Les températures des eaux souterraines sont plus élevées en automne qu'au printemps à l'exception de Zahagui et de Garaybie pour lesquelles c'est l'inverse (tabl. 5-3). Le passage sous terre joue un rôle important de «régulateur». Durant son trajet souterrain, la température de l'eau tend à se rapprocher de celle de la roche. Par conséquent, durant l'été, les eaux sont restituées à une température inférieure à celle qu'elles possèdaient au moment de leur infiltration et le contraire se produit durant les périodes froides de l'hiver.

Source	Alt. (m)	Températures (°c)			
		Moy.	Mini.	Maxi.	Amp.
Arhanzéta	375	11,4	10,4	12,4	2,0
Cent Sources	260	12,0	10,5	14,3	3,8
Garaybie	305	11,2	10,8	12,3	1,5
Grande Bidouze	610	9,3	8,4	9,7	1,3
Petite Bidouze	625	9,7	7,9	11,0	3,1
Urondoa Haute	330	10,7	10,3	11,4	1,1
Uthurbietta	225	11,1	10,9	11,3	0,4
Zahagui	310	11,2	10,6	12,1	1,5

Tableau 5-3 : Moyenne des températures et températures extrêmes de huit sources des Arbailles en fonction de l'altitude. Moyenne calculée sur 12 mois de mai 1995 à mai 1996 à raison d'une analyse par mois.

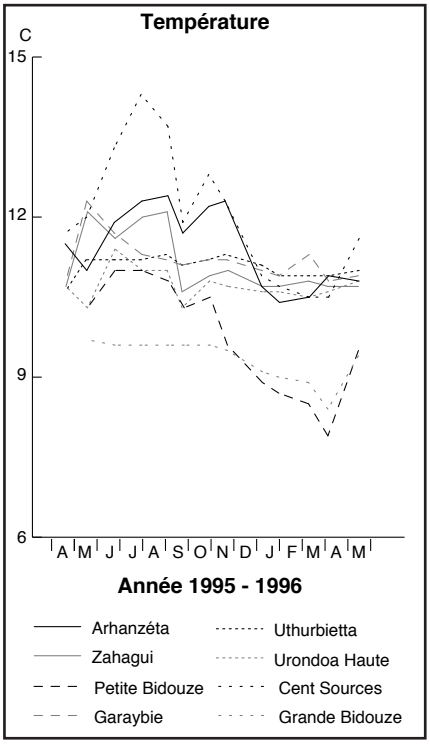


Figure 5-14 : Variation de la température de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

2. Variation des températures de l'eau en fonction de l'altitude des sources

Les sources situées le plus haut présentent de manière classique les températures les plus basses (tabl. 5-3). Ainsi, les émergences perchées de la Grande Bidouze (610 m) et de la Petite Bidouze (625 m) ont une moyenne faible de 9,3 et 9,7 °C. Cependant, à l'exception des Cent Sources qui sont influencées par des pertes de surface, les émergences basses débitent des eaux relativement fraîches car une partie de leur alimentation provient de l'infiltration d'eau froide d'altitude. Malgré ces écarts, la droite de corrélation température / altitude indique une diminution de température de l'ordre de 0,5°C / 100 m (fig. 5-15), gradient classique qui est proche du gradient théorique des températures.

3. Variation des températures de l'eau en fonction des débits

Les températures les plus basses sont obtenues durant les débits les plus importants et inversement durant les étiages les températures des eaux augmentent sensiblement (tabl. 5-5). Cependant il est difficile de départager l'influence des débits et celle des saisons

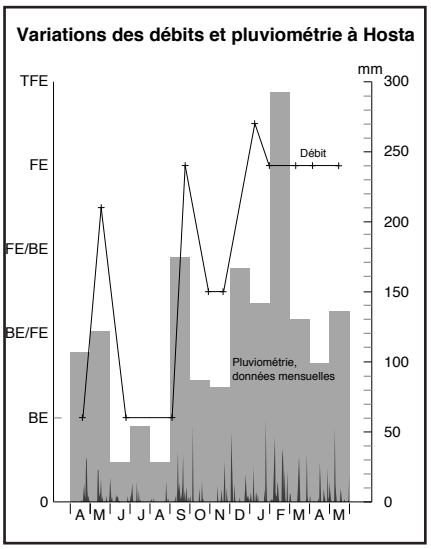


Figure 5-13 : Variation estimée des débits des émergences des Arbailles et variation de la pluviométrie à Hosta, données relevées d'avril 1995 à mai 1996. Débit : débit estimé à partir de l'observation visuelle de huit grandes sources des Arbailles. BE : basses eaux, BE/FE : basses eaux / fortes eaux, FE/BE : fortes eaux / basses eaux, FE : fortes eaux, TFE : très fortes eaux. Pluviométrie : données pluviométriques journalières (en gris foncé) et mensuelles (en gris clair), source Météo-France.

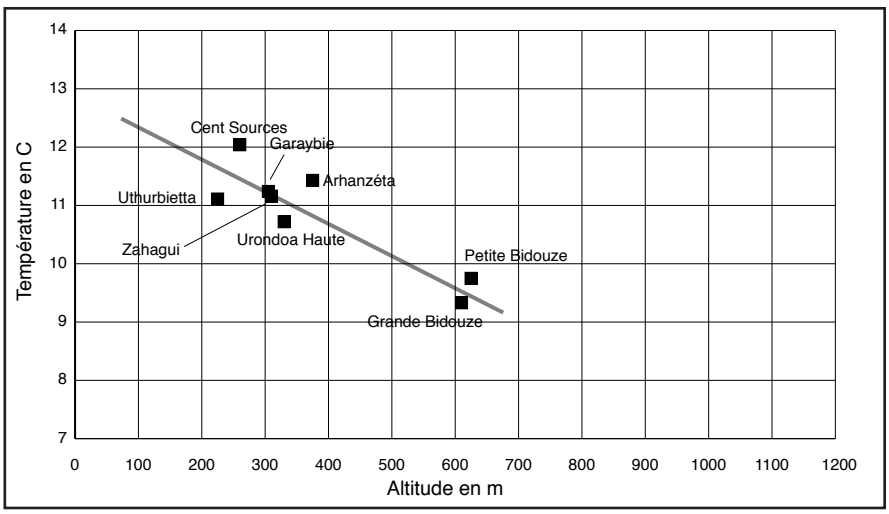


Figure 5-15 : Relation entre la température moyenne des sources et leur altitude. La relation est assez lâche car une bonne partie de l'alimentation des émergences de basse altitude provient de l'infiltration d'eau froide de haute altitude.

Source	alt. (m)	Moy. températures (°C)				Amplitude thermique (°C)
		Printemps	Eté	Automne	Hiver	
Arhanzéta	375	10,9	12,2	12,1	10,5	1,7
Cent Sources	260	11,4	13,8	12,3	10,7	3,1
Garaybie	305	11,3	11,4	11,2	11,1	0,3
Grande Bidouze	610	9,2	9,6	9,6	9,0	0,6
Petite Bidouze	625	9,2	10,9	10,1	8,7	2,2
Urondoa Haute	330	10,6	11,1	10,6	10,6	0,6
Uthurbietta	225	11,0	11,2	11,2	11,0	0,3
Zahagui	310	11,2	11,9	10,8	10,7	1,2

Tableau 5-4 : Moyenne des températures des huit émergences étudiées du karst des Arbailles en fonction des saisons.

puisque les eaux sont basses en été et hautes en hiver (tabl. 5-4). L'impact des débits est surtout visible durant la crue de septembre qui a eu pour conséquence de faire brusquement chuter les températures des écoulements dans le cas des sources présentant des températures élevées comme celles des Cent Sources, d'Arhanzéta et de Garaybie. Ce phénomène prouve donc l'arrivée brutale d'eau froide d'infiltration. La chute est aussi sensible mais à un moindre degré pour la Petite Bidouze et Urondoa Haute. Quant à la Grande Bidouze, elle n'a guère été influencée car ses eaux souterraines froides devaient déjà être pratiquement à la température des eaux de pluie (fig. 5-14).

4. Influence des pertes de rivières subaériennes sur la température des eaux

Les systèmes karstiques présentant des variations de température importantes en relation avec les précipitations ont un réseau d'alimentation relativement direct avec la surface. Ils sont nourris par des pertes de ruisseaux ou rivières. Dans un tel régime, l'alimentation par les pertes peut devenir prépondérante par rapport à celle provenant des infiltrations, notamment durant les périodes sèches. C'est le cas des Cent Sources qui récupèrent les pertes de la rivière Apoura dont les eaux sont chauffées par stagnation dans des vasques rocheuses. Inversement les sources alimentées uniquement par des infiltrations diffuses, comme la Grande Bidouze, présentent des températures plus stables.

B. Fréquence de la turbidité des sources : l'impact des crues

Toutes les émergences des Arbailles sont susceptibles de se troubler, voire de présenter une couleur franchement marron lors des crues à cause du soutirage des sols. C'est d'ailleurs ce qui rend leur captage pour l'alimentation en eau potable si problématique (chap. 7).

A partir de 5 à 10 mg/l, les matières en suspension dans l'eau sont visibles à l'oeil nu. Les émergences contaminées par des pertes de rivières ou de torrents sont particulièrement sensibles à ce phénomène. C'est le cas pour les Cent Sources où les valeurs de turbidité de fin août 1992 à septembre 1993 oscillent de 1 à 103 N.T.U. (*Nephelometric Turbidity Units*, cf. annexe 5-2, données C.G.E.). Cependant, un maximum de 800 N.T.U. a été mesuré à la station de traitement [D. Cavally, comm. orale]. Ce régime est en relation directe avec le régime des crues de la rivière Apoura, liées au régime des précipitations (fig. 5-16).

Plus curieusement, certaines sources se troublent durant les périodes d'étiage. Nous avons pu observer ce phénomène à la Grande Bidouze le 3 septembre 1995. L'eau présentait une couleur marron clair et les rochers habituellement propres étaient recouverts d'une pellicule limoneuse. Après dessiccation, on mesure une turbidité de 0,15 g/l. Le résidu est

Source	Alt. (m)	Moy. temp.(°C)			
		BE	ME	FE	Amp.
Arhanzéta	375	12,2	11,0	10,8	1,4
Cent Sources	260	13,3	-	11,2	2,1
Garaybie	305	11,3	11,8	10,9	0,9
Grande Bidouze	610	9,6	9,6	9,1	0,5
Petite Bidouze	625	10,9	10,1	9,0	2,0
Urondoa Haute	330	11,1	-	10,6	0,6
Uthurbietta	225	11,3	11,2	11,0	0,3
Zahagui	310	11,9	10,9	10,9	1,0

Tableau 5-5 : Variations des températures des eaux en fonction des débits pour huit sources karstiques des Arbailles. BE : basses eaux, ME : moyennes eaux, FE : fortes eaux.

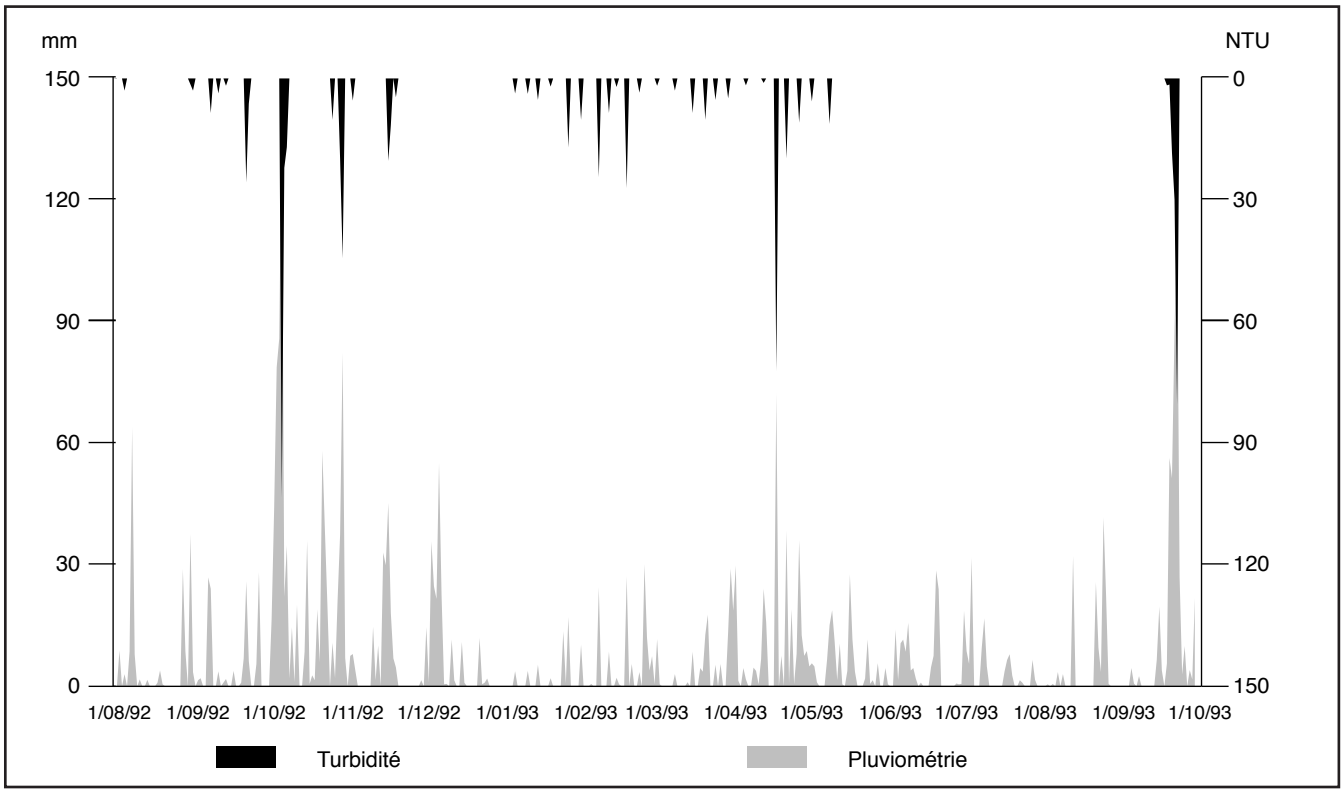


Figure 5-16 : Variation de la turbidité aux Cent Sources. Station de traitement des eaux des Cents Sources (5 août 1992 - 24 sept 1993). Données non continues [Compagnie Générale des Eaux, inédit]. Variation de la pluviométrie d'Hosta (données Météo-France).

constitué d'argiles colloïdales. Nous n'avons pas trouvé d'éléments extérieurs pouvant expliquer le trouble soudain de l'eau. Le temps était sec depuis plusieurs jours, aucuns travaux n'étaient en cours sur le bassin d'alimentation et il n'y avait pas d'exploration spéléologique dans le réseau. C'est pourquoi, nous envisageons l'hypothèse de la rupture d'une retenue d'eau souterraine naturelle, seule capable de mettre en suspension une quantité importante d'argile.

Le 31 août 1995, Garaybie est en étiage pourtant ses eaux sont d'une couleur blanchâtre. Quinze jours avant le même phénomène s'était déjà produit. L'eau met environ deux jours avant de redevenir claire. D'après Mme Anxo, propriétaire des Bains de Garaybie, il s'agit là d'un phénomène nouveau qui coïnciderait avec la construction de la piste qui monte à Etchecortia (chap. 7).

La Petite Bidouze est une source qui reste généralement limpide même en crue. Cependant, ses eaux peuvent devenir légèrement blanches après le passage de spéléologues en raison du frottement des bottes sur les planchers et coulées (mondmilch) déposés dans le lit de la rivière souterraine.

Uthurbietta est la seule source à présenter une coloration blanche quasi permanente même en période d'étiage. L'injection de gaz carbonique n'a pas provoqué de modification des valeurs du système carbonaté : mesures du TH, Ca^{2+} et HCO_3^-, 5 mn, 15 mn, 1 h, 24 h puis 2 jours après l'injection du gaz dans un litre d'eau laiteuse prélevée à la source. Il s'agit donc d'argiles colloïdales et non de calcite en suspension.

La turbidité des eaux souterraines dans les Arbailles rend difficile les explorations des plongeurs. Aux siphons du gouffre Nébélé qui alimentent la source Uthurbietta, les explorations doivent s'effectuer entre les hautes eaux (remise en suspension des argiles déposées sur les parois) et les basses eaux (concentration des colloïdes trop légers pour se déposer). Durant les périodes les plus favorables, la visibilité est de 2 m car une dilution des particules en suspension intervient durant les moyennes eaux.

Néanmoins, cette turbidité chronique observée dans les Arbailles demeure relativement faible par rapport à celles des eaux des émergences karstiques des régions méditerranéennes où la couverture végétale est discontinue et les sols tronqués. Le domaine de la haute montagne influencée par la fonte des glaciers peut aussi atteindre des valeurs de turbidité relativement élevées. Ainsi, dans les karsts du Wildhorn, en Suisse occidentale, A. Wildberger [1984] signale des teneurs de 38 mg/l de matières en suspension. Les Arbailles restent donc un milieu relativement protégé grâce à l'existence d'une importante couverture végétale (hêtraies ou prairies).

En conclusion, si les turbidités élevées lors des crues s'expliquent bien par effet de soutirage des sols et remise en suspension des argiles des galeries, la cause des turbidités passagères observées en étiage reste du domaine des hypothèses.

IV. Faciès hydrochimiques des sources

Les eaux des émergences étudiées peuvent être classées en différentes familles regroupant les unités dont la composition chimique est proche (proportion relative des éléments).

A. Les types de faciès hydrochimiques

Le diagramme de synthèse de Schoeller-Berkaloff établi à partir des huit sources suivies pendant un an montre l'existence de trois familles de sources en fonction du faciès chimique (fig. 5-17). Toutes les sources sont bicarbonatées calciques (prédominance de l'ion HCO_3^- et secondairement de l'ion Ca^{2+}), ce qui est une caractéristique attendue en régime karstique. Deux paramètres sont discriminants : le magnésium et surtout les ions sulfates. Il existe des sources peu magnésiennes (0,4 à 3,2 mg/l) et légèrement magnésiennes (8,1 à 10,5 mg/l). On observe des sources sulfatées (50 à 101 mg/l), peu sulfatées (6,5 à 18,4 mg/l) et non sulfatées (< 1 mg/l).

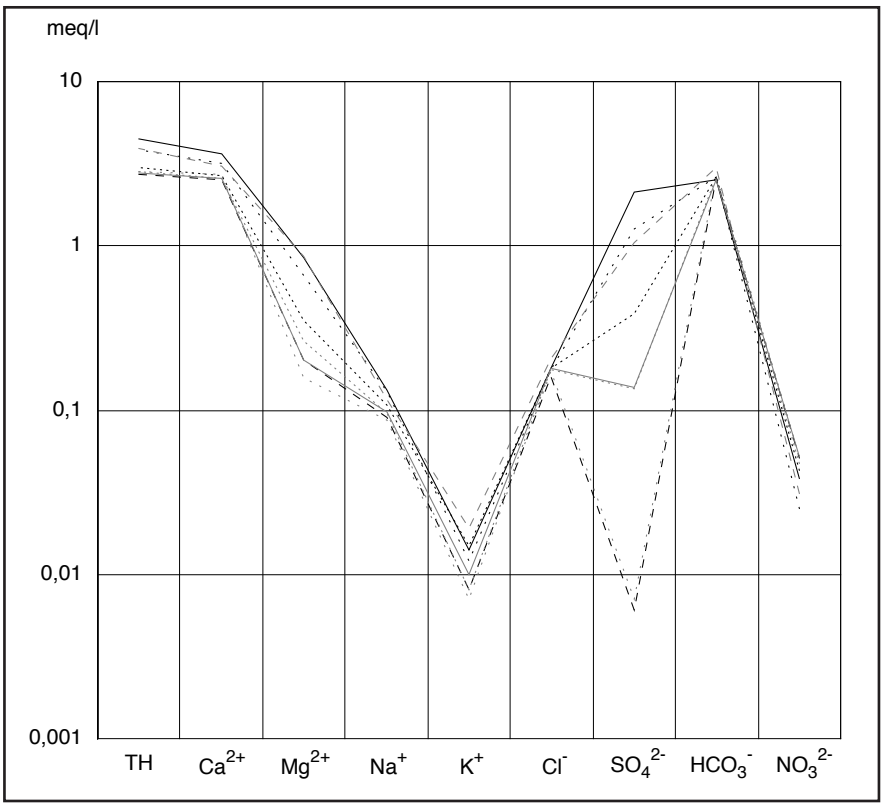


Figure 5-17 : Diagramme de Schoeller-Berkaloff montrant les différents faciès chimiques de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevés de mai 1995 à mai 1996.

1. Les eaux bicarbonatées calciques

La composition chimique des eaux de la Grande et de la Petite Bidouze montre deux ions prédominants : le HCO_3^- (45-46 %) et le Ca^{2+} (45-46 %). Les ions Cl^-, Mg^{2+}, Na^+ et K^+ sont peu abondants : entre 4 et 2 %. NO_3^- et SO_4^{2-} sont faibles (fig. 5–18).

Source	PH			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Amp.
Arhanzéta	7,45	6,6	7,84	1,24
Cent Sources	7,66	6,73	7,99	1,26
Garaybie	7,74	6,71	8,32	1,61
Grande Bidouze	7,68	6,68	8,14	1,46
Petite Bidouze	7,92	6,62	8,55	1,93
Urondoa Haute	7,41	6,56	7,84	1,28
Uthurbietta	7,67	6,56	7,94	1,38
Zahagui	7,44	6,61	7,88	1,27

Tableau 5-6 : Moyenne et valeurs extrêmes du pH pour huit sources du karst des Arbailles.

2. Les eaux bicarbonatées calciques légèrement sulfatées

Les eaux de Zahagui et d'Urondoa Haute sont très semblables avec HCO_3^- et Ca^{2+} prédominants (43-44 %) puis des valeurs de 2 à 4 % pour, en ordre croissant, SO_4^{2-}, Cl^- et Mg^{2+}. Les ions Na^+, K^+ et NO_3^- sont faibles. Uthurbietta est un peu différente avec des valeurs de Mg^{2+} (5 %) et de sulfates (6 %) légèrement plus fortes (fig. 5-18).

3. Les eaux bicarbonatées calciques et sulfatées

Trois sources répondent à cette appellation grâce à des valeurs importantes de SO_4^{2-} (13 à 22 %), Arhanzéta possédant les valeurs les plus fortes. Le Ca^{2+} est toujours prédominant (37 à 39 %) ainsi que HCO_3^- (26-36 %). Mg^{2+} est aussi nettement plus abondant puisque les valeurs vont de 8 à 10 %. Comme pour les autres sources Na^+, K^+ et NO_3^- restent insignifiants (fig. 5-18).

B. Interprétation

Les trois types de faciès hydrochimiques mis en évidence sont liés à la nature lithologique du bassin d'alimentation comme nous le verrons plus en détail dans le chapitre 6 (§ III). Les eaux bicarbonatés calciques classiques sont issues essentiellement des calcaires urgoniens

Les eaux légèrement sulfatées et magnésiennes proviennent essentiellement du lessivage des calcaires du Dogger (ou calcaires d'Aussurucq à microfilaments), cas typique de la source d'Uthurbietta qui draine le grand réseau souterrain du Nébélé. Ces calcaires sont riches en pyrite (FeS_2).

Les eaux assez sulfatées comme Arhanzéta, Cent Sources et Garaybie proviennent surtout du lessivage des calcaires marneux de l'Albien.

V. Variation des paramètres chimiques des sources

L'étude de la composition moyenne des eaux a permis d'établir une première présentation des types d'eau drainant les Arbailles. Cependant, les caractéristiques physico-chimiques d'une eau de source ne sont pas figées. Au contraire, elles évoluent durant la percolation puis la circulation à travers la succession des horizons pédologiques et géologiques. L'étude d'une eau à l'exutoire permet de dresser un bilan des évolutions des eaux durant leur plus ou moins long parcours souterrain, ce qui permet de mieux appréhender le fonctionnement actuel du karst [Bakalowicz, 1979 ; Mudry, 1987].

A. Evolution du pH et du CO_2

1. Le pH

Les huit sources ont un pH moyen allant de 7,4 (Arhanzéta) à 7,9 (Petite Bidouze) pour une moyenne générale de 7,6. Les valeurs extrêmes mesurées fluctuent entre 6,6 et 8,9 (tabl. 5-6).

Le régime annuel montre des variations saisonnières (fig. 5-19). Ainsi, le pH est toujours supérieur à 7 en automne et en hiver. Il descend plusieurs fois en dessous de 7 au printemps et en été.

La variation importante du pH des huit sources entre le 2 et le 22 septembre 93 est typique d'un changement du régime hydrologique. On passe ainsi d'une moyenne (8 sources) de pH de 6,7 en période de basses eaux à un pH de 7,8 en période de crue.

Source	Alt. (m)	CO2 (mg/l)			
		Moy.	Mini	Maxi.	Maxi /Mini
Arhanzéta	375	49,96	4,57	203,50	45
Cent Sources	260	22,50	3,49	134,28	38
Garaybie	305	16,42	1,69	88,11	52
Grande Bidouze	610	15,79	2,50	82,42	33
Petite Bidouze	625	12,75	0,94	60,03	64
Urondoa Haute	330	25,12	4,21	89,63	21
Uthurbietta	225	13,99	3,62	99,52	28
Zahagui	310	22,10	3,99	91,28	23

Tableau 5-7 : Moyenne du CO_2 théorique et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles.

2. L'anhydride carbonique (CO_2) et le rôle des sols

L'anhydride carbonique joue un rôle primordial dans la mise en solution des carbonates. Il est donc le facteur de contrôle du système carbonaté.

Les mesures du CO_2, dans les huit sources étudiées, permettent de donner quelques résultats indicatifs :

- les valeurs les plus fréquentes sont situées entre 12 et 27 mg/l ;
- deux saisons présentent des valeurs élevées : l'été et secondairement l'automne (fig. 5-20), en raison de l'activité de la végétation

Les valeurs obtenues par calcul montrent les mêmes tendances. La moyenne pour les huit sources entre mai 1995 et mai 1996 est de 22 mg/l. Les valeurs extrêmes mesurées fluctuent entre un minimum printanier de 0,9 mg/l pour la Petite Bidouze (625 m) et un maximum estival de 203 mg/l pour Arhanzéta (375 m). Le rapport entre le maximum et le minimum va de 21 (Urondoa Haute) à 64 (Petite Bidouze) (tabl. 5-7).

Des quantités importantes de CO_2 peuvent être transportées par l'eau qui joue à son égard le rôle d'un agent de reconcentration. Dans un sol dont l'air renferme 20 % d'oxygène, 79 % d'azote et 1 % de CO_2 , l'air dissous dans l'eau contient 22,8 % d'oxygène, 44,8 % d'azote et 32,3 % de CO_2 (en masse) [Bachelier, 1968].

La source essentielle du CO_2 se situe dans la biosphère car ce gaz est principalement produit par l'activité de photosynthèse des végétaux. L'humidité est un paramètre déterminant puisque la présence de l'eau est indispensable au développement de la vie dans le sol. Ainsi, la quantité de CO_2 générée est maximale avec un taux d'humidité situé entre 20 et 30 %. Le climat océanique montagnard des Arbailles permet le développement d'une végétation luxuriante. De plus, les sols des Arbailles sont favorables à une importante activité biologique : drainage et aération convenables, pH proche de la neutralité (chap. 2), d'où une importante production de gaz carbonique.

L'activité biologique du sol, étroitement liée à celle des végétaux, suit approximativement les variations des températures. Ainsi, en été, les teneurs en CO_2 sont maximum dans l'eau des émergences. La baisse des valeurs s'amorce en automne (arrière saison). Les faibles valeurs printanières s'expliquent par l'influence de la fonte des neiges, ces

Source	alt. (m)	CO_2 théorique (mg/l)				Amplitude thermique (°c)
		Printemps	Eté	Automne	Hiver	
Arhanzéta	375	37,5	133,0	23,6	5,8	127,2
Cent Sources	260	5,7	68,9	10,8	4,7	64,2
Garaybie	305	3,6	53,2	5,6	3,2	50,1
Grande Bidouze	610	4,6	50,5	5,0	3,0	47,6
Petite Bidouze	625	2,2	45,1	2,4	1,3	43,7
Urondoa Haute	330	24,6	65,0	5,6	5,2	59,8
Uthurbietta	225	4,3	40,4	6,3	5,0	35,5
Zahagui	310	5,7	67,7	8,3	6,7	61,1

Tableau 5-8 : Moyenne par saison du CO_2 théorique pour huit sources du karst des Arbailles (mai 1995 - mai 1996).

dernières possédant une faible capacité de dissolution du CO_2 et par un démarrage tardif de la végétation (altitude). L'hiver montre généralement les valeurs les plus faibles (tabl. 5-8).

Le débit joue aussi un rôle important. Les pluies de septembre font chuter les valeurs de CO_2 contenues dans l'eau des sources en crue en raison de l'arrivée d'eau au transit rapide n'ayant donc pas eu le temps de se charger en anhydride carbonique (fig. 5-20).

B. Variation de la conductivité

La conductivité, exprimée en micro-siemens par cm (μS/cm) rapportée à 25 °C, peut être considérée comme représentative de la minéralisation totale de l'eau. Elle est conditionnée par la solubilité des roches de l'aquifère, l'agressivité de l'eau et le temps de contact roche/eau.

La conductivité moyenne annuelle varie de 279 (Petite Bidouze) à 471 μS/cm (Arhanzéta). Les émergences les plus minéralisées sont Cent Sources (402 μS/cm), Garaybie (409 μS/cm) et Arhanzéta (471 μS/cm). Leur rapport maximum/minimum va de 1,8 à 2,2. Les autres valeurs fluctuent de 279 μS/cm (Petite Bidouze) à 315 μS/cm (Uthurbietta) pour des rapports

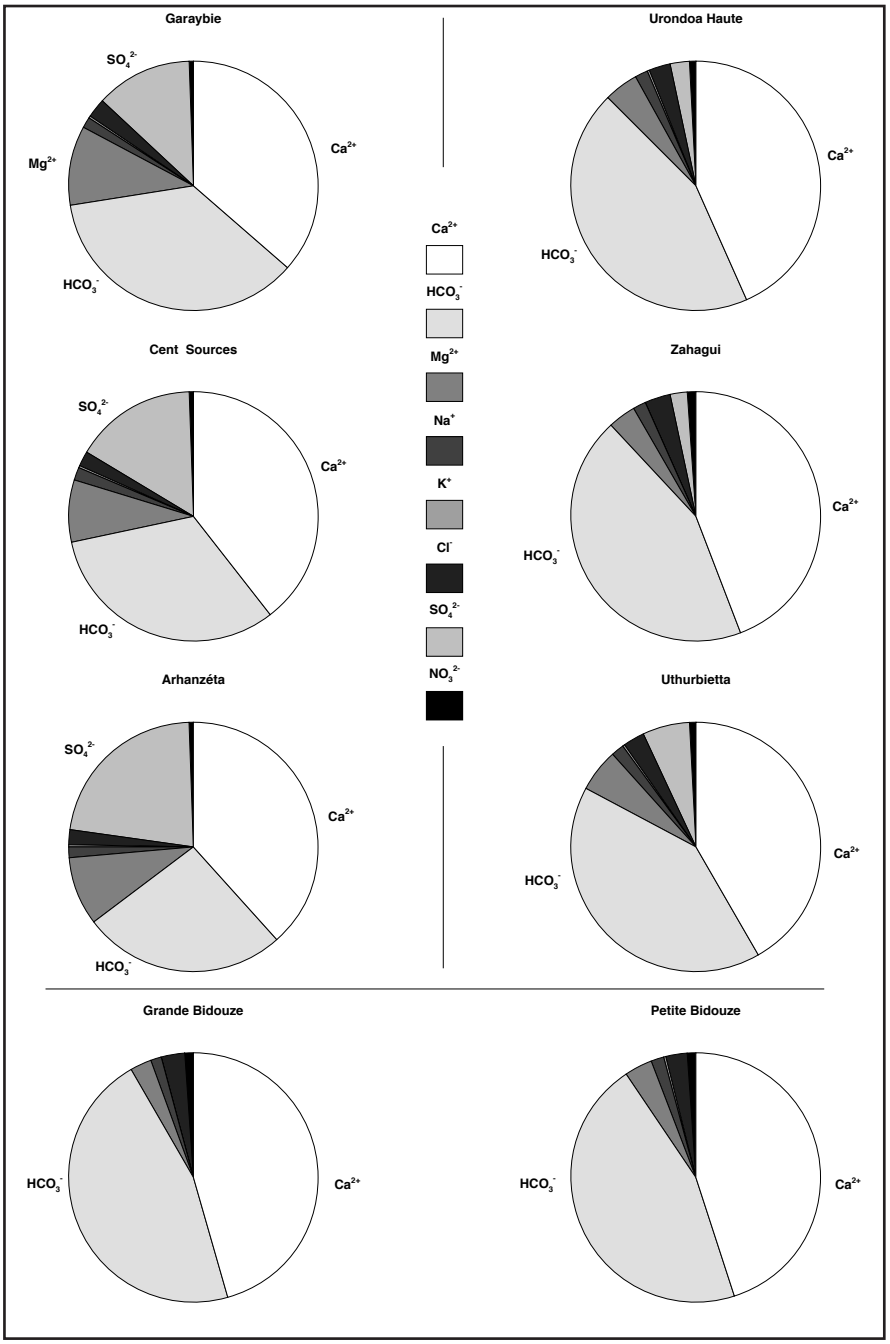


Figure 5-18 : Composition chimique moyenne de huit grandes émergences des Arbailles (en %). Données relevées d'avril 1995 à mai 1996. La composition chimique moyenne montre l'existence de trois grandes familles de sources : les eaux bicarbonatées calciques (Grande et Petite Bidouze), les eaux bicarbonatées calciques légérement sulfatées (Zahagui, Urondoa Haute et Uthurbietta) et les eaux bicarbonatées calcites et sulfatées (Garaybie, Cent Sources et Arhanzéta).

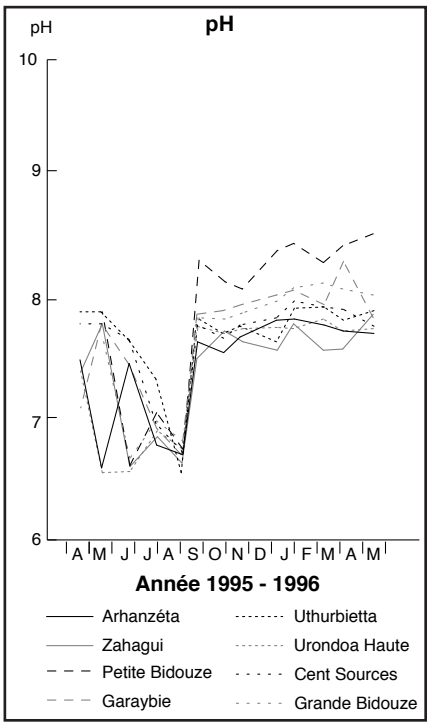


Figure 5-19 : Variation du pH de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996. Le régime annuel du pH montre des variations saisonnières. Les valeurs sont supérieures à 7 en automne et hiver et souvent inférieures à 7 au printemps et en été.

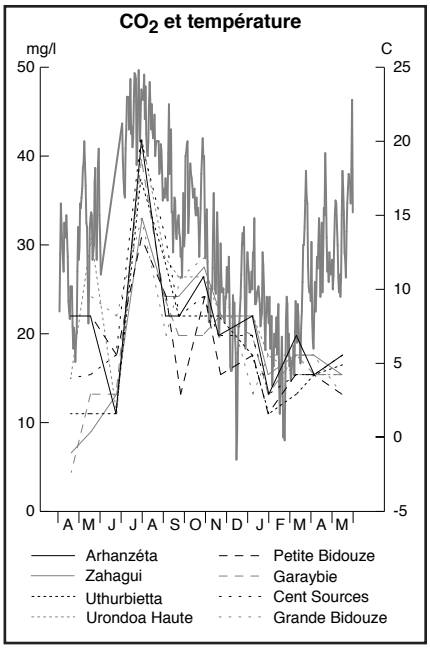


Figure 5-20 : Variation du CO_2 de huit grandes émergences des Arbailles, comparée aux variations des températures. Données hydrochimiques relevées d'avril 1995 à mai 1996, données climatiques du poste de Météo-France à Licq-Athérey.

maximum/minimum de 1,2 à 1,5 (tabl. 5–9). Ainsi, les eaux les plus riches en ions sulfates sont aussi celles qui montrent les minéralisations les plus fortes (moy. SO_4^{2-} en mg/l : 50 Garaybie, 61 Cent Sources et 101 mg/l Arhanzéta).

Les figures 5-13 et 5-21 montrent qu'il existe une étroite relation entre les évènements hydroclimatiques et les variations de la conductivité. Les variations de la minéralisation sont déterminées par la succession des étiages et des crues : valeurs importantes en période d'étiage (juin-août et octobre-novembre 95) et valeurs faibles en période de recharge (mai, septembre 95 et janvier/février 96). Il s'agit ici d'une évolution caractéristique «en dilution» [Pellegrin, 1997] comme celle que l'on observe dans la plupart des karsts de montagne [Lepiller, 1980 ; Delannoy, 1981, 1984]. Les crues correspondent à l'arrivée massive d'eau peu minéralisée en raison de son transit rapide au sein de l'aquifère.

La conductivité possède des variations parallèles à celles observées pour les ions Ca^{2+}, SO_4^{2-} et Na^+ (cf. ci-après).

C. Variation de la dureté totale et des teneurs en cations calcium et magnésium

1. La dureté totale (TH)

La dureté totale ou titre hydrotimétrique (TH) d'une eau correspond à la somme des concentrations en cations métalliques à l'exception de ceux des métaux alcalins et de l'ion hydrogène. Dans la plupart des cas le TH est surtout dû aux ions calcium et magnésium auxquels s'ajoutent quelquefois les ions fer, aluminium, manganèse, strontium. Elle s'exprime en milliéquivalents de concentration en $CaCO_3$ ou en mg/l de $CaCO_3$ équivalent [Rodier et coll., 1984].

Dans le karst des Arbailles, le TH est la somme des concentrations calciques et magnésiennes car les autres éléments sont en très faible concentration. Cependant, les carbonates constituent la part la plus importante de la minéralisation des eaux. Leur mise en solution fait intervenir une phase solide carbonatée, une phase liquide, le solvant, mais aussi une phase gazeuse, l'anhydride carbonique, qui accroît considérablement les possibilités de dissolution.

La moyenne annuelle de la dureté totale des sources va de 136 (Petite Bidouze) à 225 mg/l (Arhanzéta) avec des rapports maximum/miminum de 1,20 (Petite Bidouze) à 2,15 (Arhanzéta) (tabl. 5-10). Le TH fonctionne «en dilution» (fig. 5–21). C'est pourquoi, son évolution au cours de l'année dépend principalement du débit. En période de basses eaux (été et octobre-novembre), le TH augmente : selon les sources, maximums en juillet, septembre ou novembre. En période de hautes eaux (mai, septembre, hiver), la dureté baisse.

L'évolution du titre hydrotimétrique sur une année hydrologique montre l'existence de deux ensembles de sources :
- Cent Sources, Garaybie et Arhanzéta aux valeurs situées entre 194 et 225 mg/l ;
- Petite Bidouze, Zahagui, Urondoa Haute, Grande Bidouze et Uthurbietta aux valeurs comprises entre 136 et 150 mg/l.

Les différences de teneurs entre les sources sont d'autant plus marquées que l'étiage est prononcé.

Normalement, en karst de montagne, il est courant d'observer une diminution de la minéralisation (TH, Ca^{2+}) avec l'altitude. Or, dans les Arbailles, le schéma explicatif est plus complexe. Par exemple Cent Sources et Garaybie sont alimentées essentiellement par le karst forestier, d'où une dissolution plus importante. Urondoa haute, moins minéralisée, est alimentée en grande partie par le karst d'altitude à pelouses. Ici, chaque aquifère est un cas d'espèce.

2. Les ions calcium (Ca^{2+})

La moyenne annuelle des ions calcium des sources étudiées montre des valeurs comprises entre 50 (Petite Bidouze) à 73 mg/l (Arhanzéta) pour une moyenne générale de 57 mg/l. Les valeurs extrêmes vont de 41 (Urondoa Haute) à 107 mg/l (Arhanzéta). Deux familles de sources peuvent être distinguées selon que leur teneur en ions calcium est supérieure à 60 mg/l (Garaybie, Cent Sources, Arhanzéta) ou inférieure à 54 mg/l (tabl. 5–11).

Le calcium est le métal alcalino-terreux qui constitue les roches calcaires dans ses formes carbonatées. Elément à durée d'acquisition rapide, il donne des indications proches de celles de la minéralisation. Ainsi, les ions calcium dépendent eux aussi principalement du débit (fig. 5-22). En période de basses eaux (été, octobre-novembre), la concentration des ions calcium est forte (maximums en juin, juillet, août, septembre ou novembre). En période de hautes eaux (mai, septembre, hiver), les valeurs de Ca^{2+} diminuent fortement.

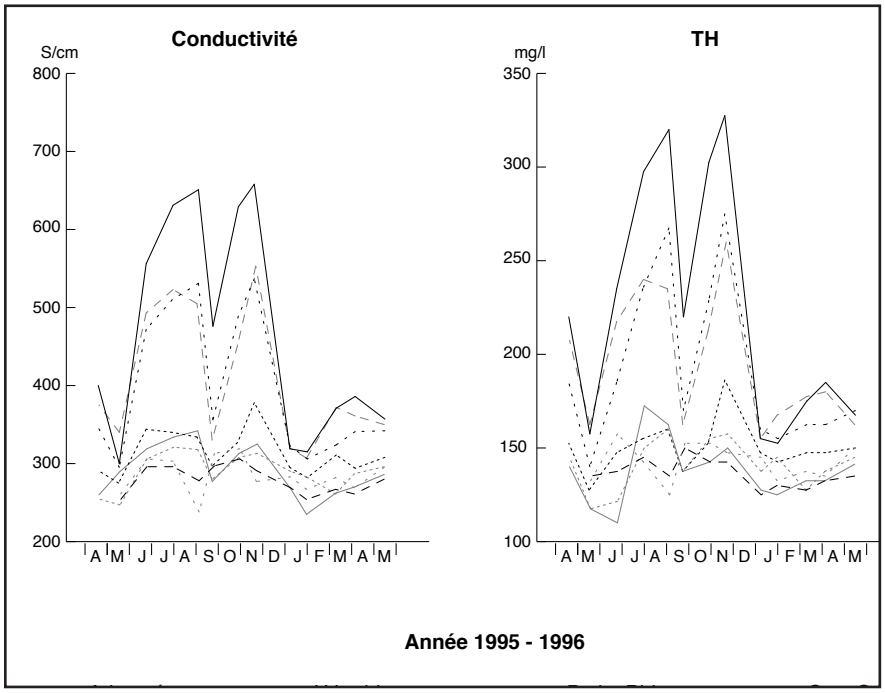


Figure 5-21 : Variation de la conductivité et de la dureté totale de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996. Il exite une étroite relation entre les évènements hydroclimatiques (cf. fig. 5-13) et les variations de la conductivité et du TH.

Source	Conductivité (µS/cm)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	470,8	300	658	2,19
Cent Sources	402,2	295	537	1,82
Garaybie	408,8	307	553	1,80
Grande Bidouze	284,3	238	319	1,34
Petite Bidouze	279	253	306	1,21
Urondoa Haute	292,5	247	321	1,30
Uthurbietta	315,4	275	378	1,37
Zahagui	293,4	235	342	1,46

Tableau 5-9 : Conductivités des sources des Arbailles, année 1992-93 (moyenne annuelle, minimum, maximum).

Source	TH (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	224,6	152,5	327,5	2,15
Cent Sources	192,6	140	275	1,96
Garaybie	194,4	155	260	1,68
Grande Bidouze	142,5	125	157,5	1,26
Petite Bidouze	136,5	125	150	1,20
Urondoa Haute	141	117,5	160	1,36
Uthurbietta	150,1	127,5	186,3	1,46
Zahagui	137,6	110	172,5	1,57

Tableau 5-10 : Moyenne et valeurs extrêmes pour le TH (dureté totale) de huit sources des Arbailles.

3. Les ions magnésium (Mg^{2+})

Les calcaires des Arbailles sont irrégulièrement magnésiens, ce qui explique les disparités observées dans les valeurs obtenues (tabl. 5-12). La moyenne annuelle des concentrations en ions magnésium des sources étudiées va de 1,9 (Grande Bidouze) à 10,5 mg/l (Garaybie), pour une moyenne générale de 5 mg/l. Les valeurs extrêmes vont de 0,4 (Urondoa Haute) à 21,3 mg/l (Garaybie).

Contrairement au Ca^{2+}, le Mg^{2+} évolue de manière irrégulière au cours d'une année même si l'influence des débits reste sensible (fig. 5-22). Le magnésium nécessite une longue durée d'acquisition et il marque généralement des eaux dont le temps de contact avec l'aquifère est grand.

Lors de l'étiage estival, on observe quatre types de comportements en fonction du débit :
- une augmentation classique du Mg^{2+} avec une courbe à un maximum (Arhanzéta, Petite Bidouze) ;
- une courbe à deux maximums (Garaybie, Cent Sources, Uthurbietta) ;
- une courbe à un minimum (Grande Bidouze, Urondoa Haute) ;
- une courbe à un minimum et un maximum (Zahagui).

Lors de l'étiage d'automne (octobre-novembre), on distingue une augmentation du Mg^{2+} pour toutes les sources (courbe à un maximum) à l'exception de Zahagui.

Lors de la période de crue de mai, on observe trois comportements :
- une diminution du Mg^{2+} (Garaybie, Arhanzéta, Cent Sources) ;
- une stabilité de la courbe (Zahagui) ;
- une augmentation du Mg^{2+} (Urondoa Haute, Uthurbietta).

Lors de la crue de septembre, on observe une diminution du Mg^{2+} pour toutes les sources à l'exception de Zahagui qui augmente légèrement.

Pendant les hautes eaux hivernales (décembre-mars), on observe des comportements très variés.

Source	Ca^{2+} (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	73	49	107	2,18
Cent Sources	63,75	51	84	1,65
Garaybie	60,54	50	80	1,60
Grande Bidouze	53,88	45	60	1,33
Petite Bidouze	50,54	43	58	1,35
Urondoa Haute	51,17	41	59	1,44
Uthurbietta	53,04	42	65	1,55
Zahagui	51	43	63	1,47

Tableau 5-11 : Moyenne du calcium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles.

Source	Mg^{2+} (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	10,27	5,49	18,3	3,33
Cent Sources	8,108	1,83	15,86	8,67
Garaybie	10,5	5,185	21,35	4,12
Grande Bidouze	1,906	0,61	3,66	6,00
Petite Bidouze	2,465	0,61	9,15	15,00
Urondoa Haute	3,182	0,366	7,32	20,00
Uthurbietta	4,27	1,22	10,37	8,50
Zahagui	2,465	0,61	7,32	12,00

Tableau 5-12 : Moyenne du magnésium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles (mai 95-96 à raison d'une analyse par mois).

Source	Na+ (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	3,027	1,84	4,6	2,50
Cent Sources	2,979	1,886	4,347	2,30
Garaybie	2,639	2,3	3,082	1,34
Grande Bidouze	1,971	1,541	2,484	1,61
Petite Bidouze	2,06	1,817	2,565	1,41
Urondoa Haute	2,203	1,84	2,507	1,36
Uthurbietta	2,455	2,105	2,76	1,31
Zahagui	2,258	1,863	2,576	1,38

Tableau 5-13 : Moyenne du sodium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles (mai 95-96 à raison d'une analyse par mois).

Source	K^+ (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	0,546	0,273	0,878	3,21
Cent Sources	0,484	0,164	0,827	5,05
Garaybie	0,725	0,499	1,018	2,04
Grande Bidouze	0,289	0,148	0,437	2,95
Petite Bidouze	0,317	0,004	0,605	155,00
Urondoa Haute	0,317	0,176	0,747	4,26
Uthurbietta	0,603	0,316	0,827	2,62
Zahagui	0,402	0,281	0,566	2,01

Tableau 5-14 : Moyenne du potassium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles (mai 95-96 à raison d'une analyse par mois).

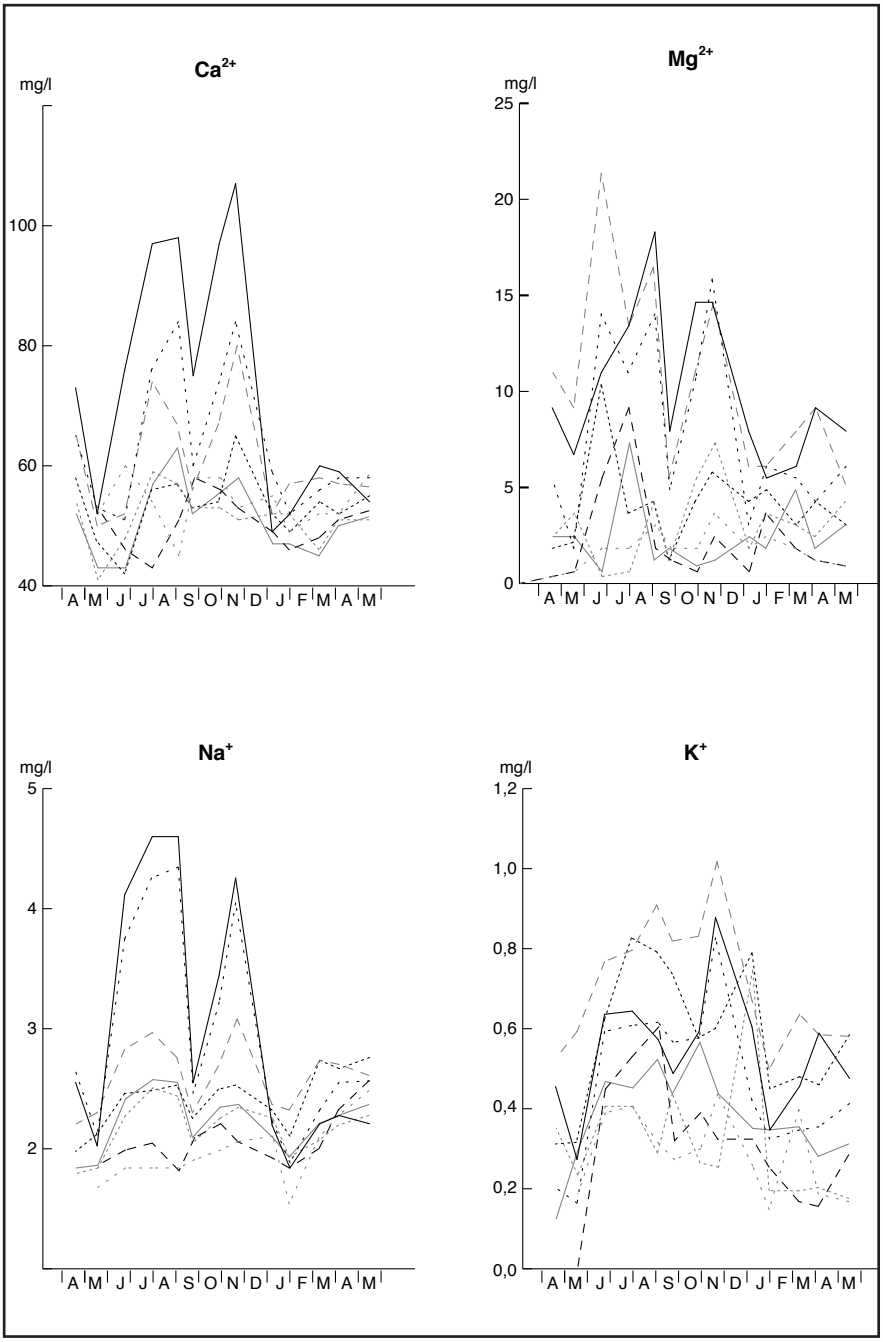


Figure 5-22 : Variation des concentrations en calcium, magnésium, sodium et potassium de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

D. Variation des teneurs en cations sodium et potassium et de l'anion chlore

1. Les ions sodium (Na^+) et potassium (K^+)

a. Le sodium

Les teneurs en sodium des sources étudiées varient de 2 (Grande Bidouze) à 3 mg/l (Arhanzétza), pour une moyenne générale de 2,45 mg/l. Les valeurs extrêmes vont de 1,5 (Grande Bidouze) à 4,6 mg/l (Arhanzéta) et les rapports entre le maximum et le minimum de 1,6 à 2,5 mg/l (tabl. 5-13). Na^+ est peu abondant dans nos sources, ce qui est la règle générale pour tous les terrains carbonatés.

Comme le calcium, le sodium fonctionne «en dilution» (fig. 5-22) : augmentation durant les étiages, diminution lors des crues. Trois familles de sources se distinguent :
- Arhanzéta et Cent Sources présentent une évolution contrastée avec des valeurs moyennes de 2,9 mg/l ;
- Urondoa Haute, Zahagui, Uthurbietta et Garaybie montrent une évolution plus linéaire et des concentrations moyennes plus faibles (moyenne de 2,4 mg/l) ;
- Grande et Petite Bidouze sont plus stables (moyenne 2 mg/l).

Les apports sont en partie d'origine marine. Le sodium lié au chlore est le cation le plus important de l'eau de mer (en moyenne 35 g/l de NaCl). Or les Arbailles se trouvent à 60 km de l'océan et les pluies apportées par les vents d'ouest sont fréquentes (chap. 1).

Cependant, les émergences sont trop proches les unes des autres pour que la distance à la mer puisse influencer leur composition. Une autre partie des apports, notamment pour les sources les plus chargées, provient des terrains lessivés, notamment des roches des séries évaporitiques, riches en sodium (chap. 6).

b. Le potassium

Les teneurs en potassium des eaux des Arbailles sont faibles : moyenne globale de 0,5 mg/l pour des valeurs extrêmes allant de «traces» (Petite Bidouze) à 0,9 mg/l (Arhanzéta) (tabl. 5-14).

Une baisse générale des ions K^+ intervient de février à mai 1996 durant une

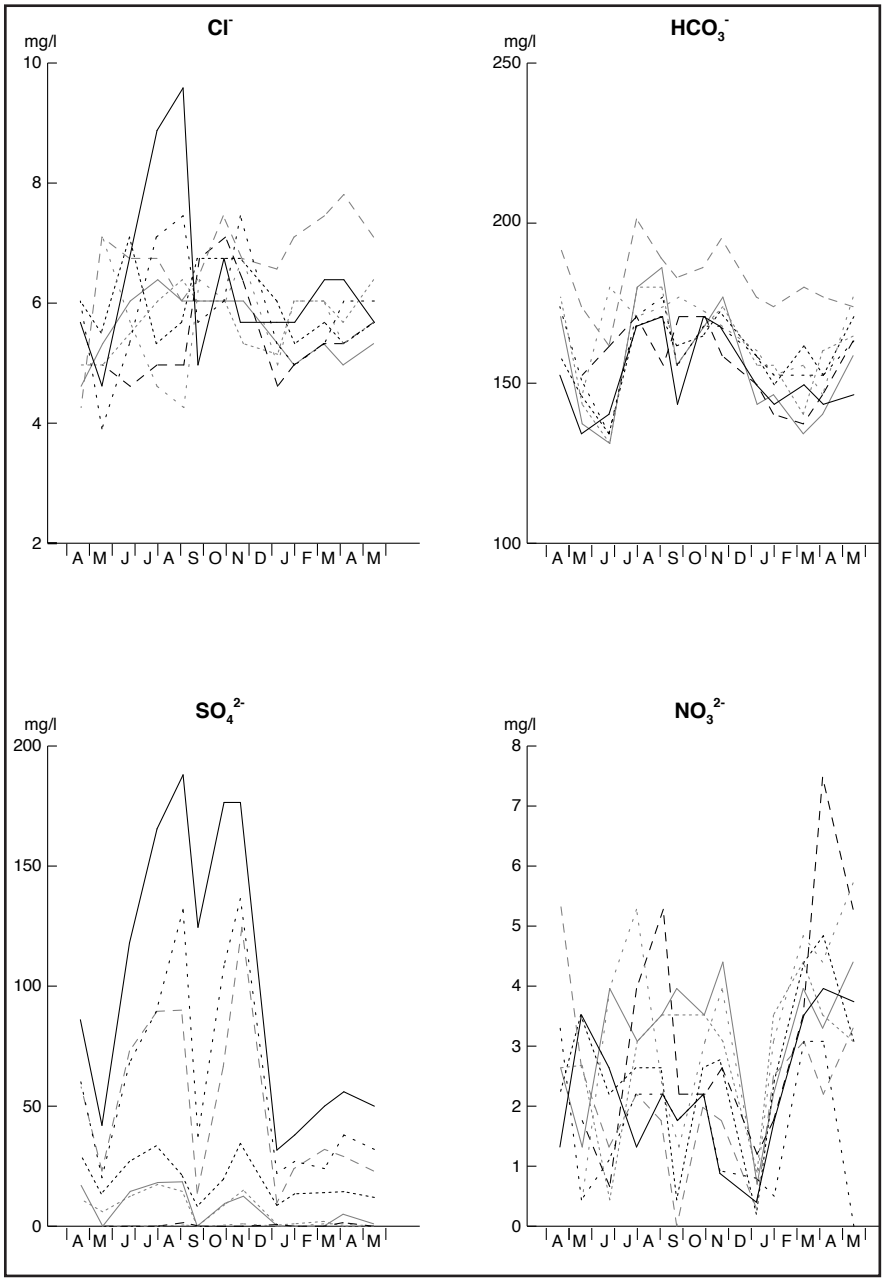


Figure 5-23 : Variation des concentrations en chlorures, hydrogénocarbonates, sulfates et nitrates de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

Source	Moyenne Cl- (mg/l)
Arhanzéta	6,4
Cent Sources	5,9
Garaybie	6,9
Grande Bidouze	5,7
Petite Bidouze	5,5
Urondoa Haute	5,8
Uthurbietta	6,0
Zahagui	5,6

Tableau 5-15 : Moyenne du Cl- pour huit sources des Arbailles (12 analyses à raison d'une par mois de mai 95 à mai 96).

Source	HCO_3^- (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	152,2	134,2	170,8	1,27
Cent Sources	158,6	134,2	176,9	1,32
Garaybie	181	161,7	201,3	1,25
Grande Bidouze	165	146,4	180	1,23
Petite Bidouze	156,4	137,3	170,8	1,24
Urondoa Haute	159	131,2	180	1,37
Uthurbietta	159,2	134,2	172,3	1,28
Zahagui	154,8	131,2	186,1	1,42

Tableau 5-16 : Moyenne du HCO_3^- et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles (mai 95-96 à raison d'une analyse par mois).

Source	SO_4^{2-} (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	101,4	31,7	188	5,93
Cent Sources	61,27	20,2	136,5	6,76
Garaybie	49,83	9,7	124,5	12,84
Grande Bidouze	0,335	Trace	1	Grand
Petite Bidouze	0,309	Trace	1,5	Grand
Urondoa Haute	6,492	Trace	17,4	Grand
Uthurbietta	18,37	8,3	34,5	4,16
Zahagui	6,601	Trace	18,5	Grand

Tabl. 5-17 : Moyenne du SO_4^{2-} et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles (mai 95-96 à raison d'une analyse par mois).

Source	NO_3^- (mg/l)			
	Moy.	Mini.	Maxi.	Max/Min
Arhanzéta	2,325	0,4	3,96	9,90
Cent Sources	1,5237	Trace	3,08	Grand
Garaybie	1,9207	Trace	3,3	Grand
Grande Bidouze	3,2525	0,44	5,72	13,00
Petite Bidouze	3,1617	0,66	7,48	11,33
Urondoa Haute	2,9383	0,44	4,4	10,00
Uthurbietta	2,6493	0,2	4,84	24,20
Zahagui	3,1933	0,7	4,4	6,29

Tableau 5-18 : Moyenne du NO_3^- et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles (mai 95-96 à raison d'une analyse par mois).

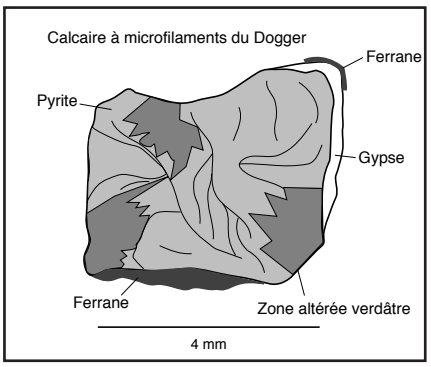


Figure 5-24 : Cristal de pyrite en cours d'altération. Lame mince d'un échantillon de calcaire à microfilaments du Dogger prélevé dans le Landanoby (éch. 54). L'oxydation du soufre de la pyrite conduit à la mise en solution de fer, puis de sulfates (SO_4^{2-}) selon une chaîne de réactions lentes qui devrait permettre de caractériser des eaux à temps de séjour dans l'aquifère de plusieurs semaines ou de plusieurs mois [Bakalowicz, 1979].

période prolongée de fortes eaux. Certaines sources fonctionnent en :
- dilution : Grande et Petite Bidouze, Garaybie, Zahagui, Arhanzéta et Urondo Haute ;
- dilution puis concentration : Uthurbietta, Cent Sources (fig. 5-22).

Les ions potassium sont apportés en faibles quantités par les précipitations venus des océans. Le potassium est un élément fréquent dans les argiles (illite, montmorillonite…). Les altérites des dépressions et les remplissages souterrains constituent donc une autre origine possible.

2. Les ions chlorure (Cl^-)

La teneur des eaux des différentes sources en ions chlorure est faible avec une moyenne générale pour les huit sources de 6 mg/l (tabl. 5-15).

Les valeurs obtenues, relativement constantes d'une source à l'autre, montrent que l'origine du Cl^- doit d'abord être recherchée dans les eaux de pluie (fig. 5–23). L'ion chlorure est l'anion le plus important de l'eau de mer (35 g/l de NaCl en moyenne) et les pourcentages de Cl^- dans les précipitations augmentent au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'Atlantique [Schoeller, 1960]. La fréquence des vents de secteur ouest expliquent les teneurs de Cl^- dans les précipitations : un suivi d'un an à St-Jean-Pied-de-Port (ville située à moins de 10 km à l'ouest des Arbailles) donne une moyenne de 4,6 mg/l [Napias, 1963].

Tous les sédiments d'origine marine sont susceptibles de contenir des chlorures. Sur notre terrain, ces derniers sont surtout abondants dans les argiles gypsifères du Keuper.

E. L'évolution des anions hydrogénocarbonates, sulfates, nitrates et phosphates

1. Les ions hydrogénocarbonates (HCO_3^-)

La moyenne des hydrogénocarbonates est de 161 mg/l pour des valeurs allant de 152 (Arhanzéta) à 181 mg/l (Garaybie). Le minimum observé est de 131 (Urondoa Haute) et le maximum de 201 mg/l (Garaybie) pour des rapports de 1,2 à 1,4. Garaybie possède des valeurs bien supérieures à toutes les autres sources étudiées (tabl. 5-16).

L'évolution dans le temps montre l'influence des débits mais les réponses sont variables selon les émergences (fig. 5–23) :
- les sources Arhanzéta, Garaybie, Uthurbietta fonctionnent «en dilution». Cependant les réponses ne sont pas immédiates et c'est vers la fin des étiages que l'on obtient les valeurs les plus fortes ;
- Béhorléguy, Cent Sources et Zahagui montrent un comportement similaire à l'exception d'une tendance à la baisse lors du petit étiage du mois de mars ;
- Grande et Petite Bidouze possèdent des comportements différents avec notamment un fonctionnement en «concentration» lors de la crue de septembre.

Les ions HCO_3^-, éléments à durée d'acquisition rapide, proviennent essentiellement de la mise en solution de la calcite. Cette dernière, en présence d'acide carbonique, subit une acidolyse entraînant la formation du bicarbonate de calcium ($Ca(HCO_3)_2$), soluble dans l'eau.

2. Les ions sulfates (SO_4^{2-})

Les teneurs annuelles des sulfates sont très disparates comme le montrent les moyennes (de 0,3 à 101 mg/l) et les valeurs extrêmes (de «traces» à 188 mg/l). On retrouve les mêmes familles de sources précédemment définies pour l'ion sodium (tabl. 5-17) :
- les sources sans sulfates (< 1 mg/l) : Petite et Grande Bidouze ;
- les sources aux valeurs moyennes (entre 6 et 19 mg/l) : Urondoa, Zahagui et Uthurbietta ;
- les sources aux teneurs fortes (> 49 mg/l) : Garaybie, Cent Sources et Arhanzéta.

Dans les régions carbonatées, l'ion sulfate est généralement l'anion le plus abondant après le bicarbonate. Le sulfate de calcium est source d'apports importants, sous ses deux formes, anhydritique ($CaSO_4$) et hydratée, le gypse ($CaSO_4 2H_2O$). Ce dernier est souvent observé dans les réseaux souterrains : Nébélé, Landanoby… (chap. 4). Autre apport possible : les minéraux sulfurés, notamment la pyrite (FeS_2) fréquemment associée au Lias et au Jurassique (fig. 5–24). Les sulfures s'oxydent en présence de l'eau et donnent des sulfates en solution.

Comme pour les ions Ca^{2+} et Na^+, l'évolution du SO_4^{2-} au cours de l'année est directement tributaire du débit (fig. 5–23). En période de basses eaux (été et octobre-novembre), la concentration des sulfates augmente et atteint son maximum fin août (juillet pour Uthurbietta). Son augmentation progressive traduit une lente acquisition par mise en solution dans les eaux souterraines qui s'écoulent pendant le tarissement. Pour M. Bakalowicz [1979] l'ion sulfate caractérise surtout la zone noyée. En période de hautes eaux, le SO_4^{2-} diminue très fortement.

En fonction des teneurs plus ou moins abondantes, on distingue l'existence de trois comportements «en dilution» durant l'année d'observation :
- des quantités négligeables et une évolution linéaire pour Grande et Petite Bidouze ;

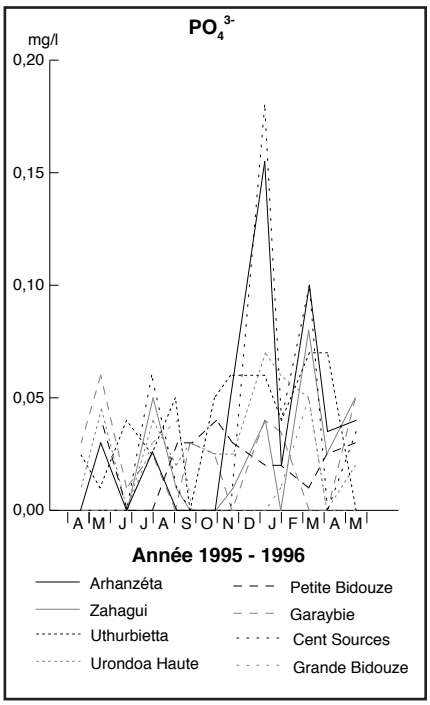


Figure 5-25 : Variation de la concentration en phosphates de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

Source	PO_4^{3-} (mg/l)		
	Moy.	Mini.	Maxi.
Arhanzéta	0,038	Trace	0,155
Cent Sources	0,035	Trace	0,18
Garaybie	0,023	Trace	0,06
Grande Bidouze	0,011	Trace	0,05
Petite Bidouze	0,023	Trace	0,04
Urondoa Haute	0,032	Trace	0,07
Uthurbietta	0,04	Trace	0,07
Zahagui	0,022	Trace	0,08

Tableau 5-19 : Moyenne du PO_4^{3-} et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles (mai 95-96 à raison d'une analyse par mois).

- des valeurs dérisoires, lors des hautes eaux, mais qui augmentent de façon sensible lors des étiages prononcés pour Zahagui et Uthurbietta ;
- une évolution plus contrastée pour Uthurbietta avec des valeurs jamais inférieures à 8 mg/l ;
- une évolution contrastée pour Garaybie, Cent Sources et Arhanzéta.

3. Les ions nitrates (NO_3^-) et phosphates (PO_4^{3-})

a. Les nitrates

Les nitrates sont peu présents dans les eaux des Arbailles avec des moyennes allant de de 1,5 (Cent Sources) à 3,2 mg/l (Zahagui) pour une moyenne générale de 2,6 mg/l (tabl. 5-18). La crue de fin décembre-début janvier entraîne une baisse très marquée des valeurs de toutes les sources. Par contre, l'impact des autres montées des eaux sur l'évolution des ions NO_3^- est moins évidente. Ainsi, la crue de septembre entraîne un abaissement des valeurs pour l'ensemble des sources à l'exception de Zahagui et Urondoa Haute (fig. 5-23).

Les nitrates proviennent de l'activité biologique. L'azote est un des éléments essentiels de la vie végétale. Il est absorbé par les racines soit sous forme d'acide nitrique HNO_3, soit sous forme de composés ammoniacaux NH^{4+}, issus de la minéralisation de la matière organique. Certaines bactéries vivant dans le sol convertissent l'ammoniaque en nitrites dans des conditions aérobies. Les végétaux réutilisent rapidemment les nitrates. La faiblesse des teneurs en nitrates indique l'absence de contamination d'origine anthropique.

b. Les phosphates

Le phosphore est présent dans les eaux naturelles presque essentiellement sous la forme de phosphates qui font partie des anions facilement fixés par les sols. Leur présence dans les eaux naturelles est liée à la nature des terrains traversés et à la décomposition de la matière organique. Ils sont en très faible quantité dans les eaux étudiés (moins de 0,04 mg/l) car réutilisés assez rapidemment par les végétaux (tabl. 5-19, fig. 5-25), et l'utilisation d'engrais chimiques est absente sur le massif, alors qu'elle existe dans les basses vallées (chap. 8).

VI. Les sources thermominérales

Les sources thermominérales représentent une catégorie très particulière dont le fonctionnement hydrodynamique et les caractéristiques chimiques sont très différents des sources karstiques étudiées jusqu'à maintenant. Peu nombreuses, leurs débits sont toujours très faibles. Cependant, ces sources apportent un certain nombre de renseignements sur les aquifères profonds. De plus, certains réseaux ont pu connaître à un moment donné un envahissement par des eaux hydrothermales (chap. 4). C'est pourquoi, l'étude des eaux thermales et minérales apporte certains compléments indispensables à la compréhension hydrogéologique des Arbailles.

A. Définition de la notion d'eau thermominérale

1. Eaux thermales et minérales, recherche d'une définition adaptée aux sources du massif des Arbailles

Un certain flou règne autour de la notion d'eau dite «thermominérale». En effet, on constate que la composition chimique ne suffit pas à la caractériser puisque la teneur en sels dissous peut varier dans d'importantes proportions (de quelques milligrammes à 15 000 mg de résidu sec par litre). Ainsi, du point de vue chimique rien ne distingue souvent une eau normale d'une eau thermale. La température elle-même n'est pas un critère suffisant puisque certaines sources dites «thermales» ne présentent aucune anomalie de température (Forges-les-Eaux, Seine-Maritime, 6 °C). Pour G. Castany [1967] *«une eau thermominérale est une eau naturelle douée de propriétés thérapeutiques particulières»*. Il est difficile de s'en tenir à une définition aussi sujette à caution qui doit être laissée à l'usage des spécialistes de la médecine.

Pour ces raisons, nous avons choisi des critères simples et mesurables pour établir une typologie des sources :
- source thermale, source dont la température moyenne est supérieure à la température moyenne de l'air de la zone d'émergence ;
- source minérale, source dont la minéralisation est supérieure à celle habituellement observée dans notre région d'étude (tabl. 5-20).

Nom des sources	Date	Cond.hydro	Débit l/s	Conductivité µS/cm 25 °C	Auteur
Aussurucq ferrugineuse	20/11/95	B.E./ME		858	Vanara
	06/01/96	FE		868	-
Camou chaude	06/01/96	FE		19 350	-
	05/04/96	FE/ME		22 000	-
	16/05/96	FE		21 700	-
Camou froide	06/01/96	FE		2 470	-
	05/04/96	FE/ME		4 850	-
	16/05/96	FE		4 020	-
Garaybie ferrugineuse	25/09/94		0,048		-
	23/10/94			1053	-
	26/10/95	ME/B.E.		1 097	-
	20/11/95	B.E./ME	0,037	1 073	-
	06/01/96	FE	0,05	1 086	-
	10/03/96	ME	0,07	1166	-
	15/05/96	FE	0.08	1247	-
Garaybie sulfureuse	1985		0,0015		Gotty
	23/10/94			537	Vanara
	26/10/95	ME/B.E.		570	-
	20/11/95	T.B.E.	tarie		-
	06/01/96	FE		571	-
	10/03/96	ME	tarie		-
	05/04/96	FE	tarie		-
	15/05/96	FE		530	-
Ibar	été		O,58		Gotty
	hiver		0,92		Gotty
	06/05/96		1,1	642	Chigot et Combe

Tableau 5-20 : débits et conductivités des sources thermominérales des Arbailles.

Nom	Date	Temp. (°c)		Auteur
		Air	Source	
Aussurucq ferrugineuse	20/11/95	16	13,4	Vanara
	06/01/96	14	10,7	-
Garaybie ferrugineuse	17/07/85	21	15,2	Gotty
	23/10/94		15,5	Vanara
	26/10/95	19	15,2	-
	20/11/95	16	14,6	-
	06/01/96	13,3	14,4	-
	10/03/96	10	14,4	-
	15/05/96	18	15,4	-
Garaybie sulfureuse	12/07/85	21	15	Gotty
	15/12/85	7	10	-
	26/10/95	19	15,5	Vanara
	06/01/96	13,3	12,2	-
	15/05/96	18	13.6	-
Ibar	26/01/96	11	16	-
	05/05/86		16	Chicot & Combes

Tableau 5-21 : Températures des sources thermominérales des Arbailles (pour la source de Camou se référer au tableau 5–22).

A l'exception de la source chaude du village de Camou qui peut être rattachée aux sources hypothermales (température comprise entre 20 et 38°C) (tabl. 5-22), toutes les autres sources possèdent une température inférieure à 20°C, ce qui les rattachent aux sources dites froides (tabl. 5–20). Parmi les sources possédant une minéralisation importante (> 500 μS/cm), on distingue des eaux chlorurées sodiques et des bicarbonatées calciques et sulfatées à tendance sulfureuse ou ferrugineuse (fig. 5–26 et 5-27).

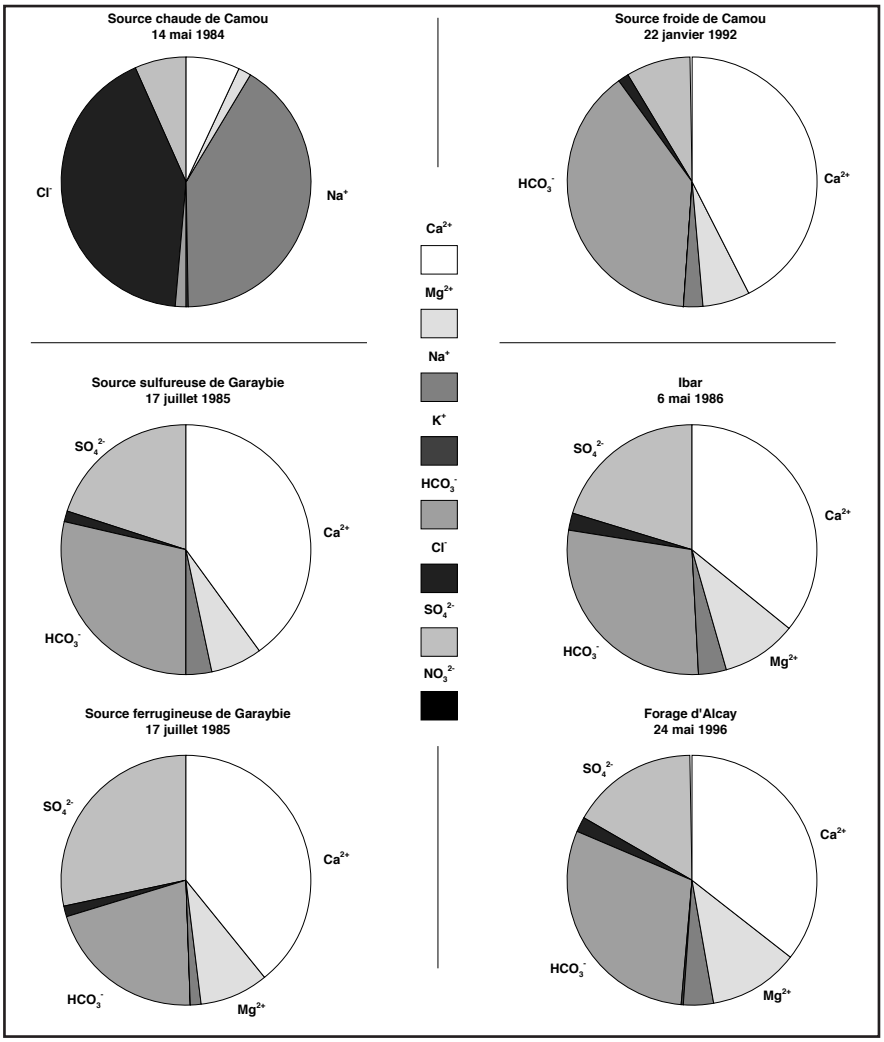


Figure 5-26 : Composition chimique moyenne des sources thermales des Arbailles en %. On distingue deux grandes familles de sources thermales : les chlorurées sodiques (source chaude de Camou) et les bicarbonatées calciques et sulfatées (source froide de Camou, Ibar et Alçay) à tendance sulfureuse ou ferrugineuse (Garaybie).

Date	Cond. hydro.	Température (°c)					Auteur
		Air extérieur	Sortie chaude	Griffon intermédiaire	Amont griffon intermédiaire	Sortie froide	
14/09/26	—	—	38	—	—	—	Valdigue
14/05/84	—	13	27	—	—	—	Blanquefort
17/07/85	—	20,5	33,5	—	—	—	Gotty
20/10/94	—	—	31	—	—	16	Vanara
14/06/95	—	15	30	22	—	—	-
22/06/95	BE	23	29,5	25,5	—	25	-
29/07/95	BE	—	29	26	—	26	-
06/07/95	TBE	—	29	27	—	27	-
23/08/95	TBE	22	25	28,5	—	28,5	-
29/08/95	BE	—	28	27,9	—	27,5	-
02/09/95	TBE	—	28	27,9	—	27,5	-
20/09/95	FE	—	35	14	—	14	-
27/10/95	BE/ME	25	29	24	—	24	-
18/11/95	ME/BE	8,4	30,4	26,8	—	26,8	-
02/12/95	BE/ME	13	29,9	22,3	22	22	-
06/01/96	FE	14	32,3	15,2	15,3	15,2	-
11/02/96	C	8	29	15	—	14	-
01/03/96	FE	9	32	15	—	15	-
10/03/96	ME/BE	13	32,5	18,5	—	18,2	-
25/03/96	ME/FE	25	33,1	18,5	—	18,5	-
05/04/96	TFE	17,7	32,8	17,4	17,4	17,4	-
16/05/96	FE	18	32,8	16,6	16,8	16,4	-

Tableau 5-22 : Températures des sources de Camou.

2. Principe de fonctionnement des sources thermominérales

La figure 5-28 schématise le principe de fonctionnement d'une source karstique. Ce qui caractérise le cheminement de l'eau dans cette configuration est le déplacement du liquide par gravité. Mais les eaux peuvent descendre profondément dans la masse calcaire où elles se trouvent piégées pendant de longues périodes, ce qui ne signifie pas qu'elles y soient inertes. Ce sont les accidents géologiques majeurs qui permettent leur remontée à la surface.

La caractéristique de ce type de cheminement est le déplacement sous effet hydrostatique. Si au cours de son déplacement, l'eau atteint une profondeur suffisante, elle subit un réchauffement et peut, à condition d'une ascension rapide, réapparaître en surface sous forme de source chaude. Le réchauffement est de 1 °C environ tous les 30-35 m (gradient géothermique). Souvent l'eau est fortement chargée en sels dissous, ce qui est parfaitement logique du fait de la longueur du parcours et de l'augmentation de la solubilité corrélative à l'augmentation de la température.

Date	05/05/86		22/01/92	
T °C extérieure	12			
Turbidité	23 gtes mastic		4,1 NTU	
Couleur	Incolore		Incolore	
Odeur	Inodore		Inodore	
pH	7,70		7,89	
Conductivité 25° μs/cm	2 761		487,80	
Unité de mesure	**meq/l**	**mg/l**	**meq/l**	**mg/l**
Deg. hyd. magnésien	0,92		1,97	
TA	0		0	
TAC °f	2,7		4,35	
TH	6,83	341,5	6,77	338,50
Ca^{2+}	5,9	118,00	4,80	96,00
Mg^{2+}	0,92	11,20	0,66	8,10
Na^{+}	19,56	450,00	0,30	7,00
K^{+}	0,11	4,40	0,01	0,45l
Na^{+} + K^{+}	19,67		0,32	
HCO_3^{-}	2,7	164,70	4,35	265,35
Cl^{-}	20,4	724,20	0,17	6,05
SO_4^{2-}	2,71	130,00	0,92	44,00
NO_3^{-}			0,02	1,30
Somme cations	26,49		5,78	
Somme anions	25,81		5,46	
Erreur balance ionique	0,68		0,32	
Fe^{2+}		0,15		0,03
NH^{4+}				0
Mn^{4+}				0,010
NO_2^{-}		0,04		0
CO_3^{2-}		0		
P_2O_5		0		0
NH3		0		
N		0,22		
Mat. organ. milieu alcalin				0,56

Tableau 5-23 : Analyse chimique de la source froide de Camou. [Chigot et Combe, 1986 ; Institut Européen de l'Environnement de Bordeaux in *Vengud, 1992].*

Notons qu'il est souvent difficile pour des eaux remontant d'une grande profondeur de conserver des caractéristiques particulières lorsque, pour sourdre, elles ont à traverser des terrains profondément karstifiés où elles ne peuvent manquer de se mélanger aux eaux descendantes.

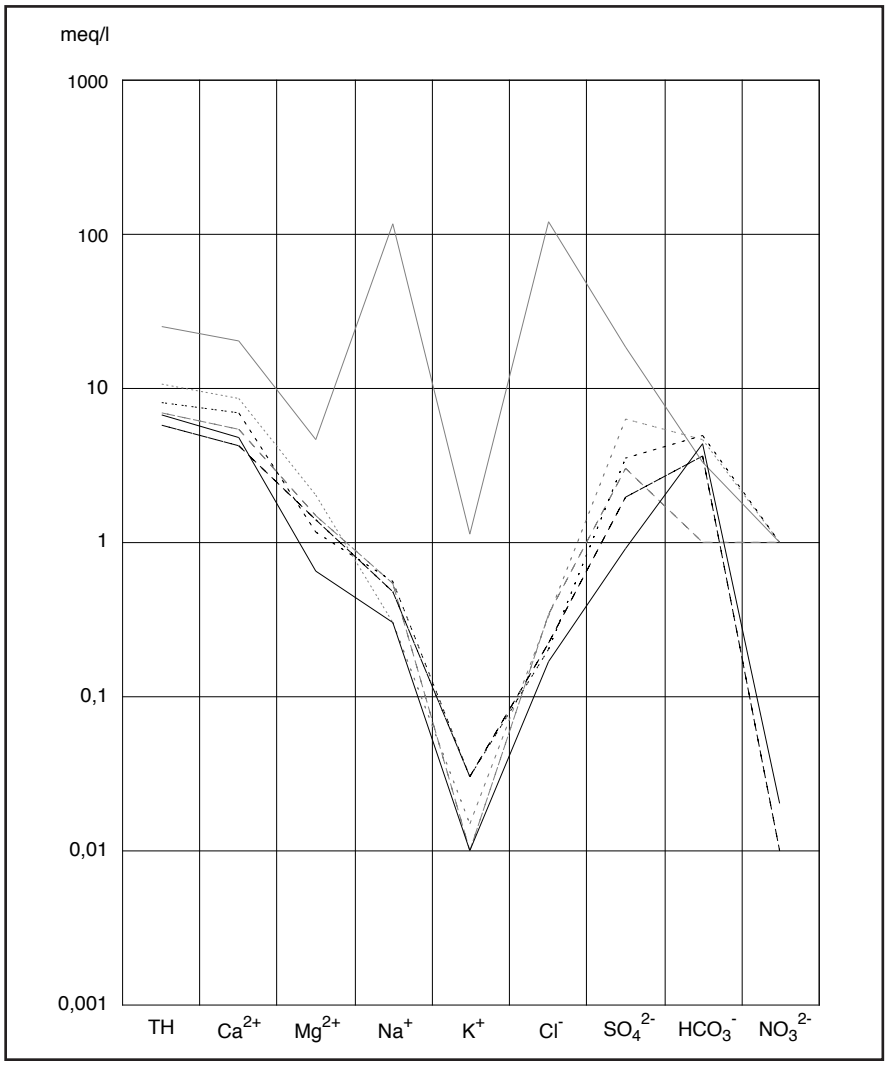


Figure 5-27 : Diagramme de Schoeller-Berkaloff montrant les différents faciès chimiques des sources thermales des Arbailles.

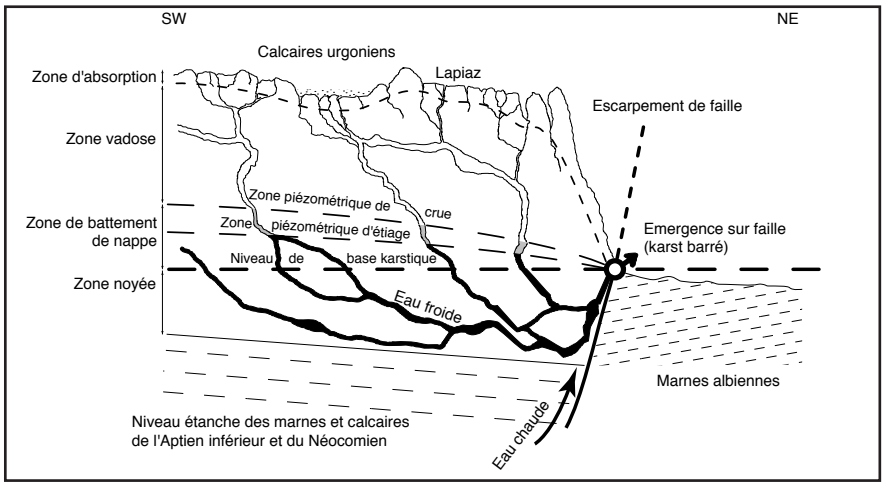


Figure 5-28 : Schéma des différents niveaux du karst des Arbailles. On a distingué quatre horizons internes fondamentaux : la zone d'absorption, la zone vadose, la zone de battement de la nappe et la zone noyée en permanence. Les sources de Camou émergent sur le tracé d'une faille majeure qui met en contact les calcaires karstifiés urgo-aptiens et les calcaires marneux albiens formant une barrière imperméable (karst barré), mais les eaux chaudes proviennent d'un aquifère plus profond qui lessive le Trias.

B. Les sources thermominérales : le site de Camou

Les sources du village de Camou sont situées au lieu dit «*Lamina Ziloa*» (trous des Laminak, êtres mythiques) site de légendes [M. Cazenave, curé d'Alçay, comm. orale]. Leur situation excentrée par rapport au débouché de la vallée morte d'Oxibar est originale par rapport à ce que l'on peut observer habituellement dans les Arbailles où la plupart des grandes sources émergent dans l'axe des anciennes vallées fluviales (cf. les émergences d'Uthurbietta, des Bidouze, de Lépoa…). La structure du terrain permet d'expliquer la localisation des sources de Camou. En effet, elles sont situées sur le tracé d'un escarpement d'une dizaine de mètres généré par une grande faille est-ouest. Cette fracture met en contact les calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur (bloc soulevé) et les marnes noires albiennes (bloc affaissé) (fig. 5-29).

À un mètre de distance jaillissent deux sources aux caractéristiques chimiques et aux comportements hydrologiques différents.

1. La source minérale bicarbonatée calcique et magnésienne

La source karstique jaillit au pied de l'escarpement de faille par l'intermédiaire de deux griffons principaux et de plusieurs fissures impénétrables qui ne se mettent en charge que lors des périodes de fortes eaux. Les griffons sont à l'origine du ruisseau d'Ibargonéa, affluent du Saison.

Les débits de cette source sont irréguliers. P. Gotty [1986] signale même un assèchement complet durant le mois de septembre 1985. Les débits suivent de très près le volume des précipitations avec des temps de réponse rapides de l'ordre de quelques heures [observations personnelles]. Les analyses chimiques du 5 mai 1986 et du 21 janvier 1992 sont celles d'une source de type bicarbonaté calcique et magnésien (fig. 5-26, tabl. 5–23).

Cette source est de toute évidence une source ayant un apport «superficiel» prépondérant. Ceci est confirmé par les analyses au tritium du 21/01/92 de 7,9 ± 0,8 UT, résultat caractéristique d'eau jeune [Vengud, 1992]. La circulation des eaux se réalise dans le karst évolué des calcaires urgoniens, permettant un cheminement rapide depuis les points d'infiltration jusqu'au point d'émergence. Aucun point d'absorption privilégié n'étant connu, les opérations de traçage à partir de la surface sont impossibles dans le secteur. Dans l'état actuel des recherches spéléologiques, seul l'actif

temporaire de l'OX655 serait colorable (chap. 6). Peu d'informations sont donc disponibles pour estimer l'étendue du bassin-versant. En regard des débits, la surface drainée par la source froide doit être relativement peu étendue. La faille sert vraisemblablement d'axe de drainage privilégié qui canalise vers la source de Camou une partie des eaux tombées sur la partie orientale des Arbailles. Quant aux marnes albiennes, elles jouent le rôle de barrière imperméable obligeant les eaux à émerger (fig. 5-29).

2. La source thermominérale chlorurée sodique

a. Des eaux issues des aquifères profonds

Située à un mètre vers l'est de la source froide, la source chaude de Camou provient de petits conduits. Quand les eaux du ruisseau ne sont pas trop hautes, un petit muret artificiel formant bassin isole la source chaude des écoulements venus de la source froide. Les débits sont relativement réguliers et toujours inférieurs à 1 l/s. La température relevée la plus forte atteint 38°C. Cependant nos propres observations donnent des températures jamais supérieures à 30 °C (tabl. 5-22). La température de l'eau est fonction de sa profondeur d'origine. En raison d'un gradient géothermique de 1°C pour 35 m (valeur couramment admise), on peut estimer que la remontée s'effectue d'une profondeur minimale de 900 m. La température est importante par ses effets physiologiques et hydrodynamiques.

L'analyse de 1926 [Valdigue] indique une radioactivité toujours très manifeste au bout de trois jours. Cette radioactivité est acquise par contact avec des éléments naturellement radioactifs lors du transfert souterrain. Une analyse complémentaire pourrait permettre de déterminer s'il s'agit d'une radioactivité directe (radium dissous) ou d'une contamination temporaire par des émanations gazeuses de corps radioactifs.

Les minéralisations sont fortes, la teneur en sels est importante avec une nette

Date	**14/09/26**		**14/05/84**		**17/07/85**		**22/01/92**	
T °C extérieure					20,5			
T °C	38		27,0		33,5			
Turbidité NTU							1,6	
Couleur							Incolore	
Odeur							Inodore	
pH			6,90		7,2		7,39	
$C_{25°}$ µs/cm			11 670		18 499		3443	
Unité de mesure	**meq/l**	**mg/l**	**meq/l**	**mg/l**	**meq/l**	**mg/l**	**meq/l**	**mg/l**
Extrait sec 180 °C		19 360		8 486,5		17 650		
Extrait au rouge		18 600						
Perte au rouge		760						
Deg. hyd. magnésien							1,33	
P dureté perm.	36							
TA			0		0		0	
TAC			3,3		2,7		3,9	
TH	49,2	2 460	24,96	1 248	35,5	1 775	9,23	461,50
Ca^{2+}	42,65	853	20,35	407,00	29	581,45	7,90	158,00
Mg^{2+}	9,54	116	4,62	56,10	6,05	73,50	1,33	16,20
Na^{+}	261	6 006	117,4	2 700	262,4	6 035,2	27,39	630
K^{+}			1,14	44,33	1,79	70	0,19	7,25
$Na^{+} + K^{+}$			118,54		264,9		27,58	
HCO_3^{-}			3,30	201,30	2,7	164,7	3,90	237,90
Cl^{-}	266,5	9 450	120,00	4260,00	270	9 585	27,35	970,90
SO_4^{2-}	49,7	2 389	18,74	900,00	25,62	1 231	5,92	284,00
NO_3^{-}	Traces	Traces	0,00	0,00			0,08	4,92
Somme cations			143,50		299,24		36,81	
Somme anions			142,04		298,32		37,25	
Erreur balance ionique			1,46		0,92		-0,59	
Fe^{2+}		0,6		0,162	Traces	Traces		0,02
NH^{4+}				Traces	0,004	0,07		0
Mn^{4+}		Présence						0,001
NO_2^{-}				0	0,0042	0,28		0
CO_3^{2-}				0	0	0		
PO_4^{3-}					0	0		
P_2O_5								0
SiO_2				20,00				
SiO_3		279						
Cu		Présence						
Br		7						
I		Traces						
H_2S		0						
Mat. organ. milieu alcalin		0,8						0,40

Tableau 5-24 : Analyse chimique de la source chaude de Camou [Blanquefort, 1985 ; Chigot et Combe, 1986 ; Gotty, 1986 ; Vengud, 1992].

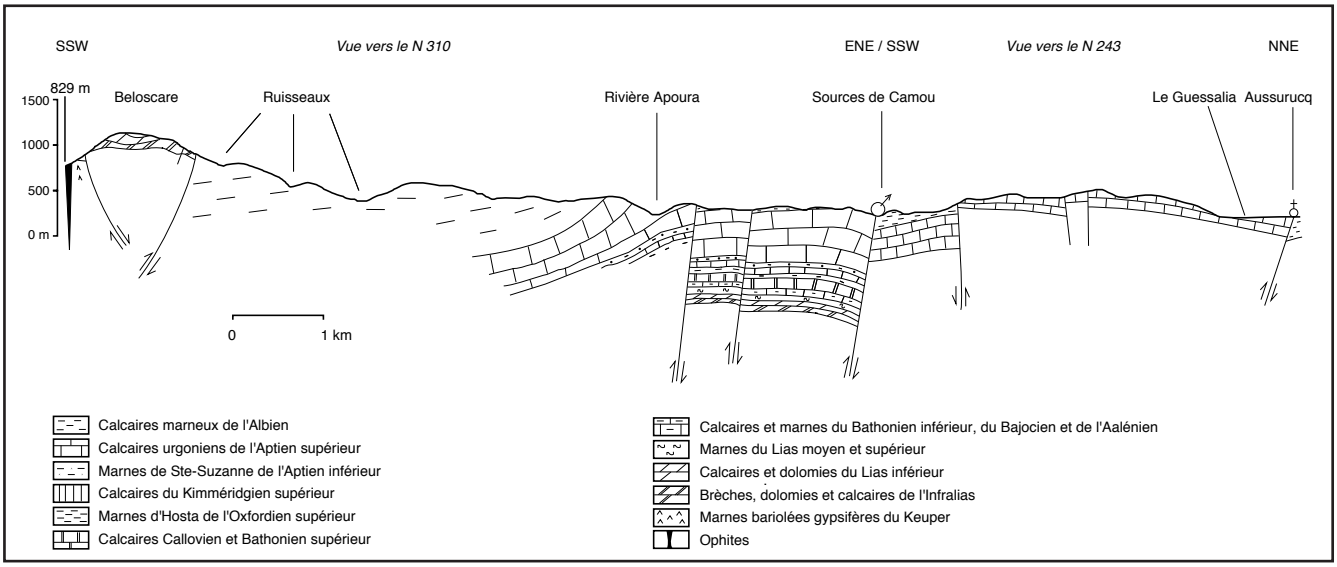


Figure 5-29 : Coupe sud-nord à la hauteur des sources de Camou. Une partie des eaux tombées sur le flanc sud du massif des Arbailles lavent les couches des marnes gypsifères du Keuper, puis s'enfoncent profondément au coeur du synclinal où elles subissent un réchauffement. La remontée des eaux est conditionnée par la grande faille de Camou et l'écran imperméable des calcaires marneux albiens. Coupe établie à l'aide des logiciels Toporobot et Illustrator et à partir des cartes I.G.N., B.R.G.M. et des observations de terrain de G. Ollier et A. Rovira [1983].

prédominance des ions chlorure (Cl^-) et sodium (Na^+). L'eau est chlorurée sodique forte, sulfatée et carbonatée normale (fig. 5-26 et tabl. 5-24). Cette minéralisation indique, sans équivoque, une circulation au contact de couches triasiques (marnes gypsifères de couleur verte ou lie-de-vin du Keuper).

b. Hypothèses de fonctionnement

Trois hypothèses peuvent être envisagées quant à l'origine des eaux.

— 1ère hypothèse de fonctionnement

Les ions chlorures, sodium et potassium sont généralement très peu abondants dans les eaux des terrains carbonatés, excepté dans des conditions particulières de gisement, où ils peuvent provenir de formations salifères. Or, les affleurements de Trias salifère sont représentés en marge du massif des Arbailles. Les affleurements les plus importants se situent sur le flanc sud de Bosmendiette, à Beloscare, dans le bois de Mayrule et entre Lutogagne et le col d'Arhansus. C'est là que J. Canérot et J. Lenoble [1991] situent la ride de la Haute Soule où un diapirisme s'est développé au cours du Crétacé.

Deux stades sont distingués par les auteurs : le stade «anticlinal» à Lutogagne où l'halocinèse a précédé le dépôt des carbonates clansayésiens et le stade «mur de sel» à Béloscare et Bosmendiette où l'on observe l'intrusion de la masse évaporitique à la base des marnes albiennes à spicules. Une partie des eaux tombées sur le flanc sud redressé du synclinal des Arbailles s'infiltre jusqu'au niveau de couches imperméables triasiques. Suivant le pendage des couches, elles s'enfoncent profondément au coeur du synclinal où elles subissent un réchauffement (géothermie). Elles acquièrent progressivement leurs caractéristiques chimiques au contact du Trias. Le sel n'a pu être observé en surface. Néanmoins, l'eau salée de Camou serait une preuve de son existence en profondeur. Les eaux seraient guidées vers l'extrémité orientale du massif par le grand accident N020° de Mauléon (accident profond hérité mais à rejeux très tardifs défini par M. Hogrel-Made, 1988). La hauteur de charge, provenant de la hauteur entre la zone d'infiltration (1 000 m) et la zone d'émergence (230 m) entraîne une mise en charge maintenue par le toit imperméable des faciès marneux du Lias. La remontée des eaux est guidée par la grande faille ouest-est de Camou au devant de la charnière de l'antiforme de la Haute Bidouze-Hosta. Cette fracture ouverte favorise une montée rapide des eaux leur permettant de conserver leurs caractères spécifiques (fig. 5-29).

— 2ème hypothèse de fonctionnement

Les eaux de surface provenant des précipitations tombées sur la bordure orientale du massif s'infiltrent dans le substratum grâce aux nombreuses fissures agrandies par dissolution. Elles descendent par gravité, à la faveur de grandes failles dans les couches calcaires et marneuses jusqu'à atteindre les affleurements du Trias. Au cours de leur circulation, elles dissolvent les sels minéraux et leur température s'élève sous l'action principale du gradient géothermique. Par remontée rapide dans la faille normale de Camou (tronc hydrothermal), elles émergent à l'intersection entre la fracture et la dépression topographique de Camou (fig. 5-30).

Cependant, il faut admettre pour cette hypothèse la possibilité d'une karstification profonde largement au-dessous du niveau

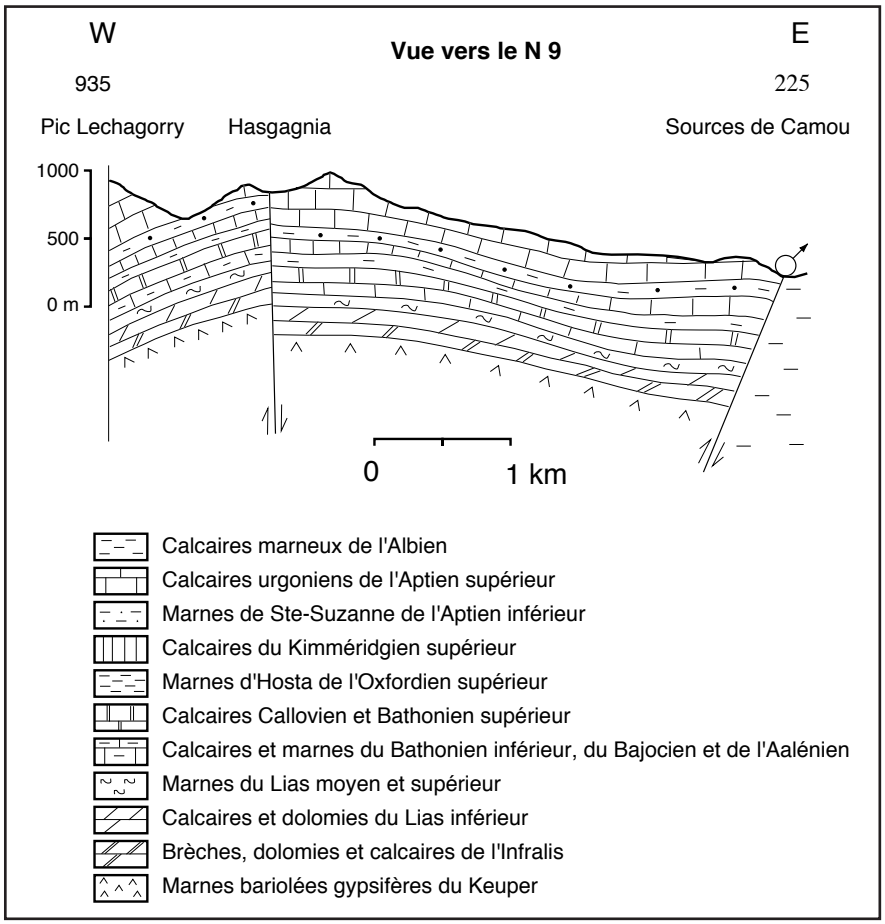


Figure 5-30 : Coupe ouest-est à la hauteur des sources de Camou. Les sources sont situées sur le tracé d'un escarpement de faille d'une dizaine de mètres généré par un grand accident ouest-est qui met en contact les calcaires urgo-aptiens (bloc soulevé) et les calcaires marneux albiens (bloc affaissé).

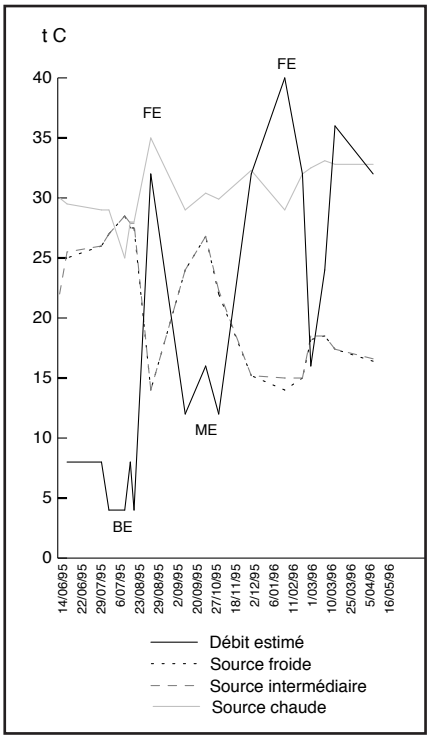


Figure 5-31: Variation de la température des sources de Camou comparée à l'évolution du débit. Les eaux froides et chaudes se mélangent avant d'émerger. Ce mélange se réalise plus ou moins bien selon le débit de la source froide. Il est particulièrement efficace en période de basses eaux et entraîne une chute de température de la source chaude.
BE : basses eaux, ME : moyennes eaux, FE : fortes eaux.

t °C extérieure	21	
t°C	15	
pH	7,50	
$C_{25°}$ µs/cm	675,89	
Extrait sec 180 °C mg/l	492,8	
M théorique	419,05	
Unité de mesure	**meq/l**	**mg/l**
TA	0	
TAC	5	
TH	8,15	407,50
Ca^{2+}	6,98	139,60
Mg^{2+}	1,17	14,27
Na^{+}	0,56	13
K^{+}	0,03	1,2
$Na^{+} + K^{+}$	0,59	
HCO_3^-	5,00	305,00
Cl^-	0,20	7,10
SO_4^{2-}	3,48	167,21
NO_3^-	0,00	0,00
Somme cations	8,74	
Somme anions	8,68	
Erreur balance ionique	0,32	
Fe^{2+}		0
NH_4^+		Traces
PO_4^{3-}		0
NO_2^-		0
CO_3^{2-}		0
Somme cations		168,508
Somme anions		479,31
SiO_2	0,348	10,5

Tableau 5-25 : Analyse chimique de la source sulfureuse de Garaybie du 17/07/85 [Gotty, 1986 ; complété].

de base. Cette possibilité pose un certain nombre de problèmes dans la mesure où, quel que soit le massif calcaire, l'ouverture des fractures diminue vers le bas, au fur et à mesure que les contraintes liées au poids des roches augmentent [J. Bauer, comm. orale].

— 3ème hypothèse de fonctionnement

Les eaux chaudes proviendraient de la structure anticlinale de la Haute-Bidouze - Hosta qui porte dans le secteur du col de Gategorena le Trias à l'affleurement. Le cheminement des eaux jusqu'aux sources de Camou pourrait être en partie conditionné par l'existence du synclinal d'Haspia-Croix d'Artekatia (fig. 1-10). Dans l'état actuel des connaissances, cette dernière hypothèse paraît la plus vraisemblable.

t °C extérieure	21	
t°C	15,2	
pH	7,5	
$C_{25°}$ µs/cm	1097,67	
Extrait sec 180 °C mg/l	657	
M théorique	680,56	
Unité de mesure	**meq/l**	**mg/l**
TA	0	
TAC	4,6	
TH	10,70	535,00
Ca^{2+}	8,70	174,43
Mg^{2+}	2	24,30
Na^{+}	0,30	7
K^{+}	0,015	0,6
$Na^{+} + K^{+}$	0,32	
HCO_3^-	4,60	280,60
Cl^-	0,33	11,71
SO_4^{2-}	6,25	300,31
NO_3^-	0	0
Somme cations	11,028	
Somme anions	10,98	
Erreur balance ionique	0,048	
Fe^{2+}	0,013	0,37
NO_2^-		0
CO_3^{2-}		0
PO_4^{3-}		0
SiO_2	0,498	15

Tableau 5-26 : Analyse chimique de la source ferrugineuse de Garaybie du 17/07/85 [Gotty, 1986 ; modifié].

3. Le délicat problème du mélange des eaux

Dans tout le massif des Arbailles, les sources thermominérales apparaissent au fond des vallées périphériques (niveau de base régional). En cela, elles ne diffèrent pas de ce qui a pu être observé dans d'autres régions du globe [Jackucs, 1977 ; Müller et Savary, 1977 ; Collignon, 1983].

Cette situation entraîne souvent un mélange avec les eaux météoriques [Maire, 1990] qui ont aussi tendance à émerger au même endroit (chap. 6). C'est ce qui se passe à Camou où la compréhension du système est compliquée par un mélange des eaux chaudes et froides à une profondeur vraisemblablement peu éloignée de la surface. Ainsi, les analyses isotopiques [Vengud, 1992], concentration en tritium (l'âge moyen) et en oxygène 18 (altitude moyenne du bassin-versant), n'ont donné aucun résultat probant pour les eaux thermominérales en raison du mélange des eaux.

Il est vraisemblable que la température et la composition chimique des eaux de la source thermominérale seraient constantes sans ce mélange qui se réalise de façon plus ou moins prononcée en fonction du débit des eaux froides (tableau 5-19). Il est particulièrement efficace en période de basses eaux. Le 23 août 95, la température au griffon «froid» est supérieure à celle du griffon «chaud» (fig. 5-31).

D'après J.-P. Aguer, propriétaire des anciens Bains, le mélange se ferait plus facilement depuis le dernier tremblement de terre (date non précisée). Ceci expliquerait que les eaux chaudes aient actuellement du mal à atteindre comme autrefois des températures de l'ordre de 38 °C. Il ne semble pas que le mur restauré en 1993, entourant la sortie chaude, puisse être incriminé car une évacuation à sa base permet aux eaux chaudes de s'écouler librement.

Le(s) conduit(s) de jonction entre les conduits karstiques des eaux chaudes et froides est faible en section (en comparaison des circuits principaux) ; sinon, il y aurait un mélange global à tout moment et on ne constaterait pas d'anomalies allant jusqu'à une inversion de température. On peut faire l'hypothèse que le terminal d'eau froide a une section suffisante pour évacuer les fortes eaux. La pression des eaux froides devient faible en période de basses eaux. L'eau chaude a probablement un cheminement long et rapide dans un conduit étroit. Si le conduit était large, les pertes en calories seraient plus importantes.

t° C	16	
Turbidité gouttes de mastic	14	
Couleur	Incolore	
Odeur	Inodore	
Dépôt	Néant	
pH	7,65	
C25° µs/cm	642	
M théorique	398,24	
Unité de mesure	**meq/l**	**mg/l**
Deg. hyd. magnésien	1,48	
TA	0	
TAC	4,25	
TH	6,88	344,00
Ca^{2+}	5,4	108,00
Mg^{2+}	1,48	18,05
Na^{+}	0,54	12,50
K^{+}	0,01	0,45
$Na^{+} + K^{+}$	0,55	
HCO_3^-	4,25	259,25
Cl^-	0,34	12,00
SO_4^{2-}	3,04	146,00
Somme cations	7,435	
Somme anions	7,628	
Erreur balance ionique	- 1,281	
Fe^{2+}		0,15
NO_2^-		0
N		0
P_2O_5		0
NH_3		0
Mat. organ. milieu alcalin		0, 64

Tableau 5-27 : Analyse chimique de la source Ibar du 06/05/96 [Chigot et Combe, 1986].

T °C	19,2	
Turbidité	52,00 U.J.	
Aspect	Trouble	
pH	7,75	
Conductivité 25° µs/cm	439,00	
Unité de mesure	**meq/l**	**mg/l**
Résidu sec à 180°		353,00
TA	0	
TAC	3,672	
TH	5,69	284,5
Ca^{2+}	4,25	85,05
Mg^{2+}	1,41	17,17
Na^{+}	0,48	11,24
K^{+}	0,03	0,99
$Na^{+} + K^{+}$	0,51	
HCO_3^-	3,58	223,99
Cl^-	0,22	7,70
SO_4^{2-}	1,97	94,00
NO_3^-	0,01	0,80
Somme cations	6,17	
Somme anions	5,78	
Erreur balance ionique	0,39	
PO_4^{3-}		< au seuil
P_2O_5		< au seuil
Fe^{2+}		0,02
Mn^{4+}		0,02
NH_4^+		< au seuil
Al^{3+}	0,04	0,40
CO_3	0	0
SiO_2		9,50
Zn		0,05
Cu		< au seuil
Oxy. $KMnO_4$ acide à chaud		1,00 mg O2 /l

Tableau 5-28 : Analyse d'eau du forage d'Alçay du 24/05/96. Le forage vient d'être percé, ce qui explique l'aspect trouble de l'eau et l'importance de la turbidité. [Syndicat d'alimentation en eau potable de la Soule, inédit].

On peut donc émettre l'hypothèse qu'en période de basses eaux froides, l'eau chaude à la pression constante H va réchauffer l'eau froide à la pression h. H > h, avec h voisin ou égal à la pression atmosphérique. En période de hautes eaux froides (gros débit), la pression augmente quand le conduit de sortie est saturé. On peut arriver à un stade où h = H. Il n'y a alors plus aucune circulation par le(s) conduit(s) de jonction. Toute l'eau chaude sort par le conduit d'eau chaude et la température de l'eau chaude est plus élevée. L'eau froide sort par le conduit d'eau froide. Il n'y a pas eu mélange, elle est donc plus froide qu'à l'étiage. L'observateur peut alors constater un accroissement de la différence des températures en période de hautes eaux froides. On peut imaginer que si la pression d'eau froide devenait plus importante, une circulation inverse s'établirait dans le(s) conduit(s) de jonction et l'eau chaude se trouverait refroidie. Si cela n'a pas été observé, il faut penser que le terrain (perte de charge dans de vastes galeries karstiques) ne permet pas une élévation suffisante de la pression d'eau froide.

D'autres hypothèses ne sont pas impossibles. Par exemple, les eaux chaudes posséderaient une vitesse et un débit suffisants pour ne se refroidir que faiblement avant de parvenir à la surface. Après de fortes précipitations les eaux karstiques de la zone de battement de nappe exercent une pression qui se répercute sur la zone noyée profonde. Cette augmentation de pression entraînerait une remontée plus rapide des eaux chaudes qui sourdent ainsi plus chaudes, les phénomènes de mélange étant parallèlement freinés par les contre-pressions.

C. Les sources minérales sulfureuses

Les trois sources sulfureuses se caractérisent par une forte odeur d'œuf pourri et des débits insignifiants (tabl. 5–20). Une ou deux bouteilles peuvent être remplies, puis il faut attendre la reconstitution des réserves. Celle de Manaltia donnait davantage avant qu'un dynamitage visant à augmenter son débit n'aboutisse à un résultat contraire [Gotty, 1986]. M. Algalarrondo a cessé depuis cinq ans d'entretenir celle de Piérraénéa. Une inondation récente venue du ruisseau tout proche a rempli de terre les tuyaux en terre cuite verticaux qui permettaient de puiser l'eau. Ces deux sources à l'abandon tendent à se perdre. La source de Garaybie est toujours entretenue par les propriétaires de l'hôtel à l'intention des touristes. Depuis l'été 1995, une petite pompe à main permet de prendre l'eau tout en la protégeant des souillures extérieures (fig. 7-1).

L'odeur et le goût d'oeuf pourri qui se dégagent de l'eau disparaissent au bout de trois heures environ suite au dégazage de l'anhydride sulfureux. L'analyse de Garaybie, source sulfurée, ne spécifie pas la teneur en sulfures et l'origine de l'anhydride sulfureux n'est pas connue : enrichissement par contact avec des roches contenant des sulfures métalliques, action des bactéries sur les sulfates… (fig. 5-26 et tabl. 5-25). Les températures influencées par l'air ambiant attestent une origine peu profonde (tabl. 5-21). Ces eaux atteignent la surface à la faveur de grands accidents : faille chevauchante de la bordure nord des Arbailles ou faille normale de Camou.

D. Les sources minérales dites ferrugineuses

Certaines sources des Arbailles déposent du fer à l'émergence bien que leurs teneurs en fer restent très faibles (tabl. 5-26).

Délaissée depuis longtemps, la source de Piérraénéa située à l'ouest de Garaybie, est perdue [L. Algalarrondo, propriétaire des anciens bains de Piérraénéa, comm. orale]. Par contre, celle d'Aussurucq alimente toujours la fontaine du village.

A Ibarria, au sud-ouest de Lacarry, la maison a été construite sur le site de la source dite Ibar. L'émergence elle-même n'est pas accessible. On peut sonder l'eau sur 1 m de profondeur au travers des planches disjointes du plancher d'une des salles du rez de chaussée. L'eau s'échappe en dégoulinant sur ce qui servait autrefois d'escalier permettant l'accès à une autre salle.

L'ancien propriétaire M. Quatrebeuf [1919] indique que la source jaillit entre deux blocs de marnes (albiennes) et que les eaux sont alcalines et ferrugineuses. G. Delfau [1986] les qualifie d'hydrosulfurée froide [*in* Gotty, 1986]. Il s'agit plutôt d'une eau bicarbonatée calcique très fortement sulfatée provenant d'un réservoir souterrain profond d'une centaine de mètres d'après les températures de l'émergence (fig. 5-26 et tabl. 5-27, 5–21).

La source dite ferrugineuse de Garaybie qui sourd à une vingtaine de mètres de la source sulfureuse continue à être fréquentée par les clients de l'hôtel Anxo.

Comme l'attestent leurs températures peu élevées et leurs débits influencés par les précipitations, les sources dites ferrugineuses sont d'origine peu profondes. Elles acquièrent leur teneur en fer par lessivage de roches ou de dépôts (cuirasses, altérites, argiles) riches en fer.

E. Le forage artésien d'Alçay

Dans le cadre d'une étude pour l'amélioration de la qualité des eaux au niveau de la zone des Arbailles [Viaud, 1991] et suite à une reconnaissance géophysique [Lemoine et Vengud, 1991], trois sites de forages ont été définis : Aussurucq, Alçay et Lichans (chap. 7). Actuellement, seul le site d'Alçay a été équipé.

Le forage d'Alçay a été réalisé sur la retombée sud-ouest du massif des Arbailles, dans la vallée de l'Apoura, sur le tracé d'un grand accident NNW/SSW (C.L. : 334,06 - 3093,46 - 250 m). Le forage a recoupé une nappe d'eau à une profondeur d'une centaine de mètres environ. Un éboulement vers -80 m environ empêche pour l'instant l'exploitation en grand de cette réserve. Un autre forage est prévu pour 1998.

L'eau jaillit naturellement du forage durant les périodes pluvieuses, mais en l'absence de précipitation, elle tarit en deux ou trois jours [D. Cavally, Compagnie Générale des Eaux, comm. orale]. Un suivi des températures réalisé de février à décembre 1996 montre qu'il s'agit d'une eau thermale : les températures observées variant de 19° à 26 °C (tabl. 5-29). Le faciès chimique de la source est celui d'une eau bicarbonatée calcique fortement sulfatée (fig. 5-26 et tabl. 5-28). Il s'apparente à celui des sources d'Ibar, de la Vierge, de Garaybie et d'Arhanzéta (fig. 5–16).

Le forage, réalisé sans carottage préalable, ne peut renseigner sur la disposition exacte des couches sur le site. Cependant, le caractère artésien du puits indique l'existence d'un aquifère captif : les marnes albiennes devant constituer une limite étanche au réservoir des calcaires urgoniens (ennoyage périclinal de la voûte vers l'est).

Date	Turbidité (NTU)	Temp. (°C)
10/02/96	0,45	-
12/02/96	0,27	25,7
13/02/96	0,40	23,8
16/02/96	0,33	22,5
19/02/96	0,38	22,3
19/02/96	0,38	-
21/02/96	0,41	-
22/02/96	Tarie	Tarie
23/02/96	0,33	24,1
26/02/96	0,81	23,6
04/03/96	Tarie	Tarie
12/04/96	0,39	19,3
18/11/96	0,75	18,7
26/11/96	0,72	-
27/11/96	0,76	20,0
06/12/96	0,63	20,0

Tableau 5-29 : Suivi de la turbidité et de la température du forage artésien d'Alçay [Compagnie Générale des Eaux, inédit].

VII. Bilan de la dissolution karstique

Même si la dissolution a évolué au cours du temps en fonction des changements climatiques et des conditions de sols et de végétation, les valeurs actuelles donnent un ordre de grandeur intéressant.

A. Les états de l'eau et leur évolution dans le temps

1. Agressivité et saturation des eaux : mise en évidence de variations saisonnières

Les eaux des huit sources sont le plus souvent à l'équilibre ou légèrement sursaturées comme le montre la figure 5–32. Les eaux sont moins souvent agressives et rarement sursaturées, c'est pourquoi la Petite Bidouze aux eaux fréquemment sursaturées se distingue nettement des autres émergences étudiées.

Les caractéristiques des eaux ne sont pas constantes mais varient au rythme des saisons comme l'indique la figure 5-32. L'été (période d'étiage), les eaux sont dans tous les cas agressives. Deux groupes se dégagent :

1/ Grande Bidouze, Petite Bidouze, Urondoa et Zahagui possèdent des eaux fortement agressives à la fin juin et secondairement à la fin août ;

2/ Cent Sources, Arhanzéta, Garaybie et Uthurbietta montrent un maximum d'agressivité à la fin août et secondairement fin juillet.

En automne, en hiver et au printemps, Garaybie, Petite et Grande Bidouze sont sursaturées ; Cent Sources l'est aussi, mais plus légèrement ; Urondoa est à l'équilibre ; Arhanzéta et Zahagui évoluent entre l'équilibre et une légère agressivité.

Ainsi, on est en présence d'une dissolution classique dans un karst de moyenne montagne forestière du domaine tempéré humide avec des eaux agressives l'été et à l'équilibre ou légèrement sursaturées le reste de l'année en fonction de l'activité des sols et de la végétation (CO_2 biogénique).

2. Dépôts de tufs calcaires : inventaire et description

Sur les 233 sources recensées, 14 sources déposent de la calcite à l'émergence. A l'exception de l'émergence Abotecoborda (moyenne des débits > 5 l/s), il s'agit dans tous les autres cas de sources au débit faible (débit moyen inférieur à 1 l/s) pouvant tarir pendant l'été. Ces petites sorties d'eau, tributaires d'une circulation souterraine lente par d'étroites fissures, atteignent plus rapidement la sursaturation qui permet les dépôts à l'émergence.

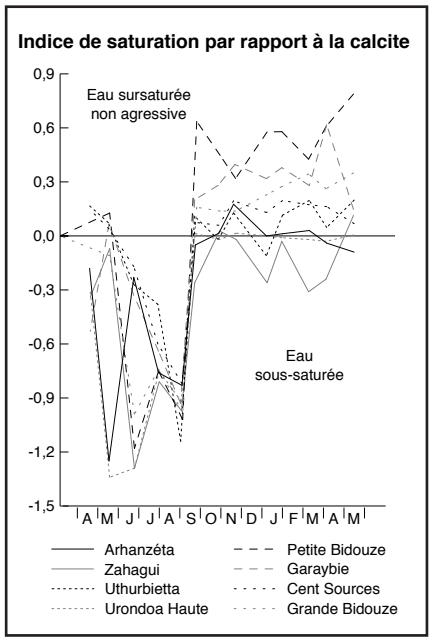


Figure 5-32 : Evolution de l'indice de saturation par rapport à la calcite de huit grandes émergences des Arbailles. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

Les tufs les plus importants sont observables à la fontaine de Léziague où ils obstruent complètement la galerie large de 1 m et haute de 1,5 m (éch. 318, fig. 7–2). Les autres dépôts sont moins importants. Par exemple, ceux de la source du cayolar Lecharria ont une hauteur totale de 40 cm, une largeur maximum de 50 cm pour une épaisseur maximale de 30 cm à la base.

Pour toutes les sources, il s'agit de tufs très poreux et peu résistants qui contiennent de nombreux débris végétaux (mousse notamment), des petits grains de sable et de l'argile accumulés dans les pores, d'où, après séchage, une couleur blanche pour la calcite relativement pure (10YR 8/1) et gris léger à gris légèrement brunâtre (10YR 7/1 - 6/2) pour la calcite polluée.

Les âges sont difficiles à déterminer. A l'exception du dépôt de la Fontaine Léziague, les formations doivent être très récentes. En effet, certaines d'entre elles s'appuient sur des installations de captage. C'est par exemple le cas de la Fontaine Nébélé, de la source du cayolar Lécharria. Les aménagements ne doivent pas avoir plus d'une cinquantaine d'années. Des curetages, par les bergers, sont probables. De plus, la porosité rend ces dépôts très fragiles et les crues importantes contribuent sans doute à leur destruction au moins partielle. Ce cas doit se présenter relativement souvent pour la source tuffante du lit de la Bidouze, la Petite source du lit de la Bidouze et la Petite Source de l'Apoura moyenne.

Dans le lit des rivières, les barrages de tufs sont rares et mal venus. Nous avons

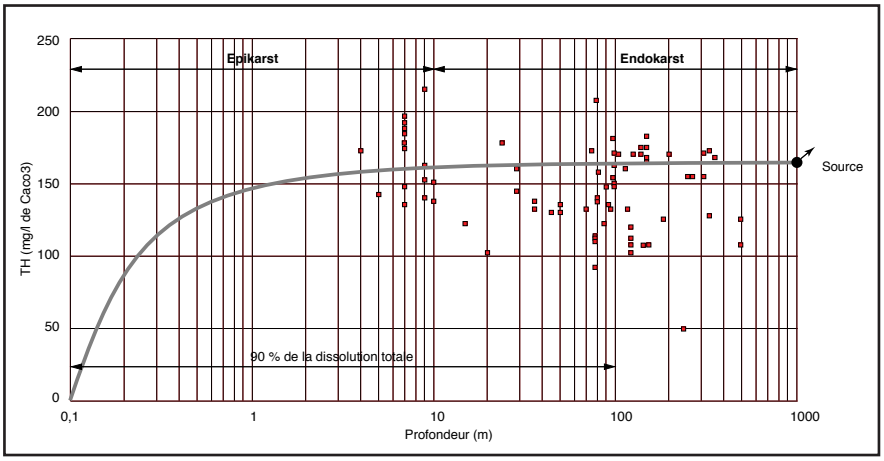


Figure 5-33 : Evolution de la dureté totale depuis la zone d'absorption jusqu'aux émergences. Cette évolution passe par deux phases d'évolution principale : une augmentation rapide dans la zone épikarstique puis une augmentation globalement lente dans les rivières souterraines de l'endokarst. 90 % de la dissolution s'exerce entre 0 et 100 m de profondeur.

Gradient pluviométrique	+ 55 mm/100 m
Précipitations moyennes	2029 mm/an
Gradient thermométrique	- 0,47°C/100 m
Température moyenne	8,9°C
Evapotranspiration réelle	540 mm/an
Précipitations efficaces	1489 mm/an
Minéralisation moyenne	165 mg/l de $CaCO_3$
Dissolution spécifique	94 $m^3/km^2/an$

Tableau 5-30 : Estimation de la dissolution spécifique actuelle sur le massif des Arbailles (alt. moy. 900 m), d'après les données climatologiques (stations d'Hosta, Licq-Athérey et Larrau) et l'analyse chimique des principales sources pour l'année 1995-96.

Cavité	Géol.	Date	Hydr	débit	Typ écoulemente	Distance au versant (m)	t (°C)	TH(meq/l)	TH (mg/l)	Ca^{2+} (meq/l)	Ca^{2+} (mg/l)
Nébélé	j3-2b	7/8/96	FE	10	Rivière	357		3,35	167,5	3,15	63
Nébélé	j3-2b	7/8/96	FE	0,5	Rivière	335		3,45	172,5	3,4	68
Nébélé	j3-2b	7/8/96	FE	0,25	Arrivée plafond	334		2,55	127,5	2,4	48
Nébélé	j3-2b	7/8/96	FE	4	Rivière concrétionnée	312		3,42	171,25	3,2	64
Nébélé	j3-2b	7/8/96	FE	0,2	Ecoulement dans puits	80		2,75	137,5	2,75	55
Nébélé	j3-2b	13/8/96	ME	0,5	Cascade puits	151		3,5	175	3,25	65
Nébélé	j3-2b	16/4/96	-	<1	Cascade puits	151	11	3,35	167,5	3,2	64
Nébélé	j3-2b	2/11/96	BE	<1	Cascade puits	151		3,5	175	3,5	70
Nébélé	j3-2b	5/8/96	Crue	<1	Cascade puits	151	12	3,65	182,5	3,2	64
Nébélé	j3-2b	5/8/96	FE	50	Rivière	253	11,3	3,1	155	3	60
Yéti	C1	26/10/96	BE	<1	Cascade d'une faille	100		3,42	171,25	3,25	65
Yéti	C1	9/11/96	BE	<0,5	Cascade d'une faille	100		3,25	162,5	3,17	63,5
Yéti	C1	26/10/96	BE	<0,5	Ruissellement puits	100		3,05	152,5	2,8	56
Yéti	C1	9/11/96	BE	0,25	Ruissellement puits	100		2,95	147,5	2,75	55
Yéti	C1	26/10/96	BE	<1	Ruissellement puits	150		3,3	165	3,05	61
Yéti	C1	9/11/96	BE	0,25	Ruissellement puits	150		3,3	165	3	60
Yéti	C1	26/10/96	BE	1	Ruissellement puits	270		3,1	155	3,1	62
Yéti	C1	9/11/96	BE	1,5	Cascade puits	310		3,1	155	3,1	62
Yéti	C1	26/10/96	BE	<1	Ruissellement puits	200		3,4	170	3,05	61
Yéti	C1	9/11/96	BE	<0,25	Ruissellement puits	240		1	50	2,85	57
Apanicé	C1	11/11/96	ME	<0,25	Ruissellement galerie	20		2,05	102,5	2	40
Apanicé	C1	25/8/96	ME	0,25	Ruissellement puits	78		2,27	113,7	2,25	45
Apanicé	C1	11/10/97	BE	<1	Ruissellement puits	78		2,2	110	2,1	42
Apanicé	C1	27/10/96	BE	<1	Ruissellement puits	78		2,25	112,5	2,15	43
Apanicé	C1	11/11/96	ME	0,25	Ruissellement puits	78		1,85	92,5	1,85	37
Apanicé	C1	25/8/96	ME	0,25	Ruissellement puits	124		2,4	120	2,25	45
Apanicé	C1	11/10/97	BE	<1	Ruissellement puits	124		2,15	107,7	2,15	43
Apanicé	C1	27/10/96	BE	<1	Ruissellement puits	124		2,25	112,5	2,2	44
Apanicé	C1	11/11/96	ME	0,25	Ruissellement puits	124		2,05	102,5	1,95	39
Apanicé	C1	27/10/96	BE	<1	Ruissellement puits	143		2,15	107,5	2,07	41,5
Apanicé	C1	11/10/97	ME	0,25	Ruissellement puits	155		2,15	107,5	2,1	42
Apanicé	n6	14/8/96	BE	<1	Ruissellement puits	500		2,5	125	2,3	46
Apanicé	n6	27/10/96	BE	<1	Ruissellement puits	500		2,15	107	2,12	42,5
Béchanka	n6	19/11/95	-	<1	Ruissellement sur gours	115	12	3,20	160,2	2,95	59
Et. Zola	j6	1/11/96	BE	0,05	Cascade puits	88		2,44	122	2,44	48,8
Et. Zola	j6	1/11/96	BE	1	Rivière affluente	82		3,15	157,5	3,15	63
Et. Zola	j6	1/11/96	BE	0,25	Rivière affluente	75		3,45	172,5	3,25	65
Et. Zola	j6	1/11/96	BE	1	Rivière	105		3,4	170	3,4	68
Et. Zola	j6	1/11/96	BE	<1	Suintement puits étroit	126		3,4	170	3,4	68
Et. Zola	j6	5/10/96	Crue	3	Cascade puits	139		3,5	175	3,35	67
Et. Zola	j6	1/11/96	BE	1,5	Cascade puits	139		3,4	170	3,25	65
Et. Zola	j6	5/10/96	Crue	5	Rivière	98		3,62	181	-	-
Et. Zola	j6	1/11/96	BE	2	Rivière	98		3,07	153,7	2,95	59
Et. Zola	n6	5/10/96	Crue	3	Rivière affluente	29		2,9	145	2,85	57
Et. Zola	n6	1/11/96	BE	1	Rivière affluente	29		3,2	160	3,1	62
Et. Zola	n6	5/10/96	Crue	2	Rivière affluente calcitée	9		4,3	215	4,15	83
Et. Zola	n6	1/11/96	BE	1	Rivière affluente calcitée	9		3,25	162,5	2,9	58
Et. Zola	n6	5/10/96	Crue	5	Rivière	9		3,07	153,7	2,95	59
Et. Zola	n6	1/11/96	BE	2	Rivière	9		3,05	152,5	2,95	59
Et. Zola	n6	5/10/96	Crue	<1	Arrivée fissure, calcite	79		4,15	207,5	4,05	81
Et. Zola	n6	5/10/96	Crue	2	Rivière affluente	24		3,55	177,5	3,35	67
Et. Zola	n6	5/10/96	Crue	1	Ruissellement	4		3,45	172,5	3,1	62
Azaléguy	C1	13/11/95		<1	Vasque arrivée de plafond	10		3,02	151	2,85	57
RE 7	n6	7/10/96	FE		Rivière	0		2,9	145	2,75	55
RE 7	n6	7/10/96	FE		Rivière	5		2,85	142,5	2,7	54
RE 7	n6	7/10/96	FE		Rivière	36		2,65	132,5	2,5	50
RE 7	n6	7/10/96	FE		Rivière	36		2,75	137,5	2,7	54
TH 2	j3-2b	?/09/96	BE	<1	Arrivée riv du plafond	80		2,8	140	2,65	53
TH 2	j3-2b	?/09/96	BE	<1	Rivière	118		2,65	132,5	2,6	52
TH 2	j3-2b	?/09/96	BE	<1	Rivière	70		2,65	132,5	2,65	53
Oxibar sup	n6	20/09/95	-	Goutte	Arrivée fissure calcitée	7		3,7	185	-	-
Oxibar sup	n6	11/01/96	ME	Goutte	Arrivée fissure calcitée	7		2,95	147,5	2,2	44
Oxibar sup	n6	26/01/96	FE	Goutte	Arrivée fissure calcitée	7		2,7	135	2,625	52,5
Oxibar sup	n6	20/10/96	BE	Goutte	Arrivée fissure calcitée	7		3,75	187,5	3,45	69
Oxibar sup	n6	20/09/95	?	Goutte	Arrivée fissure calcitée	7		3,56	178	-	-
Oxibar sup	n6	20/09/95	?	Goutte	Arrivée fissure plafond	7		3,92	196	-	-
Oxibar sup	n6	20/09/95	?	Goutte	Suitement de paroi	7		3,48	174	-	-
Oxibar sup	n6	20/09/95	?	Goutte	Stalagtite active	7		3,84	192	-	-
P Bidouze	j3-2b	3/09/95	BE	<1	Emergence	0		2,65	132,5	2,35	47
P Bidouze	j3-2b	3/09/95	BE	<1	Emergence	0		2,5	125	2,5	50
P Bidouze	j3-2b	3/09/95	BE	<1	Rivière	9		2,8	140	2,7	54
P Bidouze	j3-2b	3/09/95	BE	>1	Affluent	10		2,75	137,5	2,5	50
P Bidouze	j3-2b	3/09/95	BE	>1	Rivière	50		2,7	135	2,55	51
P Bidouze	j3-2b	3/09/95	BE	>1	Rivière	90		2,95	147,5	2,5	50
P Bidouze	j3-2b	3/09/95	BE	>1	Source	92		2,7	135	2,5	50
EX 25	marne	17/11/96	Crue	4	Rivière	186		2,5	125	2,45	49
EX 25	n6	17/11/96	Crue	4	Rivière	96		2,65	132,5	2,6	52
EX 25	marne	17/11/96	Crue	4	Rivière	50		2,6	130	2,6	52
EX 25	marne	17/11/96	Crue	4	Rivière	45		2,6	130	2,6	52
EX 25	n6	17/11/96	Crue	<1	Eau percolation	15		2,45	122,5	2,4	48
Garondo	C1	19/01/97	-	<1	Arrivée faille plafond	20		2,4	120	2,4	48
ETX 6	j3-2b	27/08/96	Crue	Goutte	Arrivée fissure plafond	70		1,75	87,5	1,7	34
ETX 6	j3-2b	27/08/96	Crue	<1	Rivière	70		1,65	82,5	1,65	33
ETX 6	j3-2b	27/08/96	Crue	<1	Vasque	70		1,8	90	1,8	36
Kamenitza	n6	8/02/97	-	0	Stagnation	0		1,05	52,5	1,05	21
Kamenitza	n6	9/02/97	-	0	Stagnation	0		3,2	160	3,1	62
Kamenitza	n6	10/02/96	-	0	Stagnation	0		1,4	70	1,325	26,5

Tableau 5-31 : Mesures de la concentration des ions TH et Ca^{2+} de plusieurs rivières souterraines du karst des Arbailles. Prof : Profondeur par rapport à la surface ; pour la stratigraphie cf. la figure 1-7 ; Et Zola : Etxanko Zola, ; P Bidouze : Petite Bidouze ; FE : fortes eaux ; ME : moyennes eaux, BE : basses eaux.

relevé l'existence de quelques dépôts dans le lit de l'Apoura en aval des Cent Sources. La Petite Bidouze, riche en concrétions tout le long de sa partie souterraine, ne montre aucun dépôt à l'émergence en dépit d'un état des eaux souvent proche de la sursaturation (fig. 5-32). Par contre, quelques tufs sont visibles sur la cascade de 10 m située en aval de sa confluence avec les eaux de la Grande Bidouze.

B. La dissolution spécifique

Il est nécessaire d'évaluer la quantité de matériaux évacuée par unité de surface et de temps par les émergences d'un massif. Même si la dissolution a évolué au cours du temps en fonction des changements climatiques et des conditions de sols et de végétation, les valeurs actuelles donnent un ordre de grandeur utile.

Les mesures systématiques de la vitesse de corrosion débutent avec les travaux de J. Corbel [1959]. Depuis de très nombreuses déterminations ont été réalisées (chap. 9). Deux ensembles de facteurs interviennent simultanément pour régler le fonctionnement de la dissolution sur le massif des Arbailles : les conditions géologiques (lithologie, structure pétrographique et types de porosités) et les conditions bio-climatiques (débits et CO_2).

En l'absence d'un bassin-versant aux limites parfaitement connues, un calcul approché de la dissolution spécifique a été effectué à partir des données climatiques et hydrochimiques.

La minéralisation (alcalinité) moyenne est de 160 mg/l de HCO_3^- et 165 mg/l de $CaCO_3$ (TH). A l'altitude moyenne de 900 m (t °C moy. = 8,9 °C), les précipitations annuelles sont de 2 029 mm et l'évapotranspiration réelle de 540 mm, soit une tranche écoulée de 1 489 mm/an. Sachant que la densité moyenne du calcaire de la région est de 2,4 à 2,5 environ, la dissolution spécifique estimée est de 94 m^3/km^2/an ou mm/millénaire (tabl. 5–30).

La valeur obtenue, calculée avec des données climatiques et hydrochimiques du moment, est à prendre avec précaution pour l'estimation de la «paléo-dissolution». Cependant, on peut considérer que l'ordre de grandeur est valable pour l'Holocène et la fin du Pléistocène qui ont bénéficié d'un climat comparable à l'Actuel. Au-delà, la donnée est moins vraisemblable compte tenu des variations climatiques et des conditions morphologiques différentes, mais cette valeur reste probablement dans un rapport de 1 à 2 compte tenu de la situation du massif des Arbailles dans un contexte de montagne océanique.

C. Bilan de la distribution spatiale et temporelle de la dissolution

Pour mesurer la répartition de la corrosion, des échantillons ont été prélevés à différents niveaux de profondeur depuis la surface jusqu'aux émergences en passant par l'eau de pluie.

L'eau de pluie est faiblement minéralisée. Elle peut se charger d'une quantité non négligéable de CO_2 (13 mg/kg en moyenne) d'où la possibilité d'une certaine agressivité responsable de la formation de fines cannelures (*rillenkarren*) observables dans les calcaires urgoniens (lapiés d'Haspia). Cependant, c'est au niveau des kamenitza que la dissolution est particulièrement importante car les eaux continuent à stagner longtemps après la pluie. Quelques mesures réalisées plus de 24 h après une averse montrent que la minéralisation atteinte par les eaux prisonnières des creux de la roche est assez forte : TH entre 52 et 70 mg/l, Ca^{2+} entre 21 et 27, HCO_3^- entre 61 et 82 mg/l. Pour celles contenant mousses et herbacées, les valeurs sont beaucoup plus fortes : autour de 160, 162 et 183 mg/l respectivement.

1. Répartition de la dissolution dans l'épikarst et l'endokarst

90 échantillons d'eau ont été prélevés dans l'épikarst et l'endokarst, entre 0 et 500 m de profondeur (distance au versant), dans des conditions hydroclimatiques variées (hautes eaux, basses eaux, saisons différentes). Comme nous n'avons pas pu équiper une station expérimentale souterraine suffisamment représentative, nous avons choisi de prélever des échantillons dans une dizaine de cavités, en particulier dans quelques grands réseaux : Nébélé, Yéti, Apanicé, Etxanko Zola, EX25 (tabl. 5-31). Ces résultats préliminaires donnent un ordre de grandeur de la répartition de la dissolution depuis l'épikarst jusqu'aux émergences pour un karst humide de moyenne montagne à couverture forestière importante.

Comme le montre la figure de synthèse (fig. 5-33), la dureté totale depuis la zone d'absorption jusqu'aux émergences passe par deux phases d'évolution principale, dans l'épikarst, puis dans l'endokarst.

a. Une évolution rapide dans la zone épikarstique

La dureté totale passe ainsi en moyenne de ≈ 0 pour l'eau de pluie à 140-150 mg/l à -10 m, mais elle peut dépasser localement 170 à 200 mg/l comme le montre une certaine dispersion des résultats liés à la variété des sites. Cette importante dissolution est liée aux sols (CO_2 biogénique) et au régime d'écoulement par percolation et suintement.

En zone forestière (calcaires urgoniens et jurassiques) ou de pâturage (calcaires marneux albiens), il est normalement très difficile de mesurer la valeur de la dissolution dans la tranche épikarstique, en particulier entre 0 et 10 m de profondeur. Nous avons donc utilisé au mieux les conduits souterrains se développant dans ou juste sous la tranche épikarstique. Deux cavités se sont révélées favorables : la grotte fossile d'Oxibar supérieur vers 500 m d'altitude et la galerie d'entrée d'Etxanko Zola vers 700 m.

La salle de la grotte d'Oxibar se développe 7 m sous la surface et reçoit les eaux d'infiltration de crypto-lapiés en voie de décapage, dans une zone en grande partie déforestée (altérites entre les fissures de lapiés, végétation de graminées et bosquets). Les eaux de percolation, relativement diffuses (goutte à goutte), présente un TH fluctuant entre 135 et 196 mg/l selon les points de mesure et le régime hydrique, avec des valeurs plus faibles en temps de pluie et des valeurs toujours plus fortes pour les percolations lentes.

Dans le réseau d'entrée d'Etxanko Zola, situé en général entre 5 et 15 m de la surface, les eaux de percolation montrent un chimisme similaire allant de 152 à 177 mg/l pour des percolations de débit plus abondant. Cette zone se situe en milieu forestier et les eaux en période pluvieuse demeurent chargées (172 et 177 mg/l dans la tranche des 5-7 m de la galerie d'entrée).

Ces premières indications incitent à multiplier les mesures sur différents sites et confirment l'importance qualitative et quantitative de la dissolution dans ce type de karst forestier ou semi-forestier où l'essentiel du transit épikarstique s'effectue majoritairement par des infiltrations diffuses.

b. Une augmentation globalement lente dans les rivières souterraines

La dureté y passe de 140 à 170 mg/l environ. Les valeurs sont très dispersées allant de 100 à 200 mg/l selon les types d'écoulements (percolation, suintement, ruisseau, rivière…). Les écoulements de fissures (vides de petites dimensions à infiltration lente) sont dans tous les cas plus minéralisés avec une moyenne du TH de 177 mg/l (tabl. 5-31).

Dans le réseau du Nébélé situé à 465 m d'altitude, généralement sous forêt ou

prairie, les eaux de percolation traversant environ 100 m de calcaires jurassiques (petite cascade du Puits du Baquet) présentent un TH allant de 167 à 182 mg/l en fonction du régime hydrique (pluie et étiage). Les rivières et affluents souterrains dans la galerie du Bain présentent un TH similaire (167 à 172 mg/l en temps de pluie).

Dans le réseau d'Etxanko Zola, situé un peu plus haut en contexte forestier et dans les calcaires urgoniens, le TH des rivières et affluents souterrains fluctue généralement entre 145 et 181 mg/l, avec cependant une valeur nettement plus basse de 122 mg/l pour la cascade de la galerie terminale (situation de crue).

Dans le grand gouffre d'Apanicé, le chimisme des eaux souterraines est plus faible. Les valeurs du TH fluctuent faiblement, entre 92 et 125 mg/l selon les conditions hydriques et la profondeur. Par exemple, à la base du puits de 330 m (distance au versant de 500 m), le TH en période d'étiage est de 107 (27/10/96) et 125 mg/l (14/08/96). Ce type de minéralisation souterraine est typique d'un karst alpin, supraforestier. Bien que la cavité se situe vers 1 050 m, on se situe dans un contexte de karst à pelouses (résultat d'une déforestation ancienne).

2. Répartition spatiale de la dissolution

En fonction du régime chimique des émergences et des mesures effectuées juste sous l'épikarst et dans l'endokarst, la dissolution se répartit globalement comme suit :

1/ 80 à 85 % dans la zone épikarstique, donc dans les dix premiers mètres ;

2/ 15 à 20 % dans la zone endokarstique.

Cela signifie que près de 90 % de la dissolution se produit entre 0 et 100 m de profondeur (= distance au versant).

Ces résultats sont globalement en accord avec ceux de J.-J. Delannoy [1981, 1984] qui estime que, dans les karsts forestiers du Vercors, la corrosion la plus importante se produit dans la tranche superficielle du karst : 55 % de la dissolution totale entre 0 et -50 m et jusqu'à 80 % entre 0 et -100 m. Toutefois la dissolution épikarstique apparaît plus importante dans les Arbailles que dans le Vercors.

Dans les karsts supraforestiers nus, la répartition de la dissolution est différente puisqu'entre 0 et -100 m celle-ci représente 65 % de la dissolution totale (15 % pour la dissolution superficielle) [Maire, 1990]. On mesure ainsi l'importance de la couverture végétale pour l'efficacité de la dissolution dans la zone épikarstique. Certes, ce constat n'est pas vraiment nouveau, en revanche les modalités de la dissolution reste insuffisamment connues dans l'épikarst et l'endokarst des grands massifs carbonatés.

Conclusion

L'étude des caractéristiques chimiques des eaux karstiques permet de distinguer l'existence de quatre grandes familles de sources : les sources bicarbonatées calciques, les bicarbonatées calciques légèrement sulfatées et magnésiennes, les bicarbonatées calciques et sulfatées et les chlorurées sodiques. Ces grands types d'émergences correspondent à quatre grands types d'aquifères qui seront analysés dans le chapitre 6.

La minéralistion des sources montre une évolution inverse à celle du débit : fonctionnement en «dilution», classique pour un karst de montagne aux réseaux bien développés. Le passage rapide de l'eau de pluie peu minéralisée dans les conduits où elle se mélange à l'eau qui s'y trouve déjà fait baisser les concentrations. Les eaux sont agressives durant l'été en période d'étiage en raison de l'activité de la végétation (CO_2 biogénique) et à l'équilibre ou légérement sous saturées pendant le reste de l'année (hautes eaux).

La répartition de la dissolution du karst en contexte forestier montre une prépondérance du creusement dans la zone épikarstique (80 à 85 %) et dans la tranche 0 à 100 m (90 %). Le potentiel d'agressivité restant, de l'ordre de 10 %, est néanmoins suffisant pour creuser des drains importants en raison de la concentration de l'écoulement (le volume d'eau compense le manque d'agressivité), mais également en raison des changements climatiques au cours du Quaternaire ; les périodes froides sont en effet favorables au creusement endokarstique en raison d'une dissolution épikarstique plus faible.

Depuis la fin du Miocène, la tranche dissoute doit atteindre plusieurs centaines de mètres, ce qui explique l'existence de multiples massifs stalagmitiques à l'affleurement sur le flanc et le sommet des buttes (chap. 3). Cet aspect de tranche érodée sera discuté dans le chapitre 9. Ainsi, l'étude de la spéléogenèse ne peut être appréhendée sans confronter les informations apportées par les mesures hydrochimiques (émergences et circulations souterraines) avec les observations géomorphologiques effectuées au niveau de l'exokarst et de l'endokarst.

Chapitre 6

Les systèmes karstiques et les bassins d'alimentation du karst des Arbailles

Résumé

Les bassins hydrokarstiques du massif des Arbailles sont difficiles à délimiter en raison de la complexité de la structure géologique. Les données spéléologiques (topographies des cavités) et les dix huit traçages (cinq nouveaux) permettent de mettre en évidence l'existence d'une dizaine de grands systèmes karstiques. Si certains restent mal connus, tels ceux de Garaybie ou de Camou, d'autres sont mieux connus comme ceux d'Uthurbietta ou d'Arhex-Cent Sources.

Une carte hydrogéologique de synthèse, réalisée à l'échelle du 1/50 000 (Adobe Illustrator), indique le fond géologique, les grandes sources, les petites sources, les traçages, le tracé des grands réseaux souterrains.

La lithostratigraphie et les faciès chimiques des sources permettent de distinguer quatre grandes familles d'aquifères karstiques séparés par les écrans marneux du Bédoulien et de l'Oxfordien : les aquifères des calcaires marneux albiens, des calcaires de l'Urgo-Aptien, des calcaires du Dogger, des calcaires marneux du Dogger.

Le fonctionnement hydrodynamique des sources est caractérisé par un transfert rapide des crues (quelques heures) et une zone noyée tampon relativement réduite. Les réserves dynamiques sont faibles, sauf dans la grande émergence des Cent Sources qui semble drainer un quart du massif.

On distingue treize grands bassins d'alimentation karstique regroupés en six types géologiques : les systèmes synclinaux des calcaires marneux albiens au sud (Arhanzéta) et au sud-ouest (Etcheberriborda), le système anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta au nord-nord-est (Garaybie), les systèmes perchés des calcaires urgo-aptiens au centre (Grande et Petite Bidouze), les systèmes faillés de l'Urgo-Aptien de la retombée périclinale sud-est (Camou et Cent Sources), les systèmes synclinaux de la terminaison ouest (Abotecoborda et Espila), les systèmes du Jurassique (Zahagui, Urondoa, Ur Belcha, Uthurbietta).

Mots-clés : hydrodynamique, hydrochimie, expérience de coloration, bassin d'alimentation, système karstique, perte, rivière souterraine, source, aquifère, écran imperméable.

Chapter 6

The karstic systems and their drainage basins in karstic Arbailles

Abstract

The hydrokarstic basins of Arbailles mounts are difficult to delimitate because of the complexity of the geological structure. Speleologic pieces of information (topography of cavities) and eighteen tracings (five are new ones) give proof of the existence of more than ten big karstic systems. Some of them such as those of Garaybie or Camou are badly delimited, others are better known such as those of Uthurbietta or Arhex-Cent Sources.

A synthetical hydrogeologic map on a scale of 1/50 000e (Adobe Illustrator) shows the geologic texture, main and small sources, tracings and topography of the biggest underground systems.

The lithostratigraphy and chemical facies of sources allow to distinguish four families of karstic aquifers set apart from each other by screens of bedoulian and oxfordian marls : aquifers of albian marly limestones, of urgo-aptian limestones, of Dogger limestones and of Dogger marly limestones.

The hydrodynamic functioning of sources is characterized by a quick (some hours) transfer of flood waters and a rather small buffer accumulation. Dynamic reserves are scanty except in the big Cent Sources emergency which probably drains a quarter of the massif.

Thirteen big karstic basins can be classified into six geologic types : the synclinal systems of albian marly limestones in the south (Arhanzéta) and south-west (Etcheberriborda), the anticlinal system of Haute Bidouze - Hosta north-north-east (Garaybie) - the perched systems of urgo-aptian limestone in center (Grande and Petite Bidouze) - the faulted urgo-aptian systems of the periclinal versant south-east - the synclinal systems of the west border (Abotecoborda and Espila), the jurassic systems (Zahagui, Urondoa, Ur Belcha, Uthurbietta).

Key-words : hydrodynamic, hydrochemistry, tracing, drainage basin, karstic system, leakage, underground river, source, aquifer, water repellent screen.

Introduction

Les bassins hydrokarstiques du massif des Arbailles sont difficiles à délimiter en raison de la complexité de la structure géologique. Pour cette raison, les limites des bassins d'alimentation proposées antérieurement [Beliard, 1970] ne peuvent être utilisées sans une réactualisation et de nouvelles recherches. Pour une juste appréciation des phénomènes hydrologiques locaux, il convient de limiter l'arbitraire par une prise en compte des écoulements réels connus.

Actuellement, plusieurs recherches menées simultanément permettent d'avoir une meilleure idée de l'organisation des écoulements souterrains :

1/ tout d'abord, les explorations spéléologiques et les topographies des cavités prouvent l'existence de plusieurs rivières hypogées dans les réseaux d'Etxanko Zola, du RE7, du Nébélé, du Landanoby (TH2), de l'EX25 et de la Petite Bidouze pour ne citer que les plus connues ;

2/ les explorations menées par les plongeurs spéléologues permettent une meilleure connaissance des zones noyées et des galeries post-siphons : par exemple les réseaux de la Grande Bidouze et de l'EX25 ;

3/ enfin, la logique des écoulements est aussi éclairée par les résultats de dix huit colorations connues effectuées par les spéléologues et par nous-mêmes. Seules des colorations qualitatives ont été réalisées car les incertitudes concernant les points de sortie et les temps de transfert sont trop importantes pour permettre des expériences quantitatives qui pourront intervenir dans un second temps lorsque les systèmes hydrologiques seront mieux connus.

Une carte hydrogéologique de synthèse a été réalisée à l'échelle 1/50 000 sur Adobe Illustrator (fig. 6-1). Celle-ci indique le fond géologique, les grandes sources, les petites sources, les 18 traçages, le tracé des grands réseaux souterrains. Comme la carte géologique, cette carte hydrogéologique est modifiable à tout moment en fonction des nouvelles données.

La prise en compte de tous les renseignements existants permet donc de définir les différentes rivières souterraines et traçages, le fonctionnement hydrodynamique préliminaire, enfin les différents types d'aquifères et systèmes karstiques. Pour des recherches futures plus axées sur l'hydrodynamique, il faudra installer des limnigraphes sur les sources les plus intéressantes.

I. Etat des recherches spéléologiques sur les rivières souterraines et apports des traçages

En dépit des découvertes spéléologiques et de quelques expériences de coloration ponctuelles, l'organisation hydrologique des Arbailles est restée longtemps mal connue. En 1991, le Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques (C.D.S. 64) lance un réel programme de traçages [Bauer, Bramoullé et Douat, 1991 ; Bauer, 1993, 1995] pour répondre initialement à une demande d'étude faite par le Syndicat Alimentation en Eau Potable du Pays de Soule. Par la suite, nous avons précisé les limites des différents bassins d'alimentation par la réalisation de cinq traçages supplémentaires, avec le soutien matériel du C.D.S. 64.

Au total, dix huit colorations à la fluorescéine, avec contrôle visuel et/ou par fluocapteurs des sources importantes, ont été réalisées dans le massif. En raison de la complexité de la structure géologique, seules ces expériences qualitatives ont été effectuées afin de déterminer dans un premier temps l'appartenance des systèmes karstiques à telle ou telle émergence.

Dans treize cas, le passage du colorant a été contrôlé à sa sortie (fig. 6-1). Les cinq autres expériences sont restées sans réponse. Les annexes 6-1 à 6-18, en fin d'ouvrage, récapitulent les caractéristiques de chaque traçage.

Il existe une dizaine de systèmes karstiques importants que nous regroupons par commodité en trois zones principales : les systèmes karstiques orientaux, centraux et occidentaux. Les systèmes karstiques orientaux sont drainés principalement par les Cent Sources, Camou, Uthurbietta et Garaybie ; les systèmes karstiques centraux par Arhanzéta, Bidouze et Ur Belcha ; les systèmes karstiques occidentaux par Urondoa, Etcheberriborda, Zahaguy et à l'extrémité ouest par Abotecoborda (fig. 6–2).

Rappelons que l'expression système karstique est employé ici dans son sens hydrogéologique, à savoir l'ensemble des fissures et drains karstiques alimentant une source. Les réseaux spéléologiques constituent des regards sur des systèmes karstiques dont la complexité est beaucoup plus grande.

A. Les systèmes karstiques orientaux

Une partie des systèmes karstiques orientaux se développe essentiellement dans le Jurassique : c'est le cas de Garaybie et d'Uthurbietta, ce dernier renfermant le réseau du Nébélé exploré sur 15 km. Le plus grand système, celui des Cent Sources se situe principalement dans le Crétacé (Urgo-Aptien). On lui connaît plusieurs rivières souterraines comme celles d'Etchaltia. Enfin, le système de Camou est particulièrement complexe et pour l'instant reste mal connu.

1. Le système de Garaybie

La source de Garaybie (OL1) jaillit au fond d'un porche au contact des calcaires d'Aussurucq et des calcaires marneux albiens sur le grand chevauchement nord (photo 6-1). La coloration du 3 août 1903 dans le siphon amont prouve que c'est bien la même rivière que l'on retrouve quelques mètres plus loin dans les deux siphons aval (annexe 6-10). En revanche, la source de la Vierge qui sourd juste à côté n'a pas été colorée. Soit elle procède d'une autre alimentation, soit la diffluence se réalise en amont du point d'injection.

En raison d'une visibilité réduite, surtout en fortes eaux, la progression dans les galeries immergées est difficile pour le plongeur. Les explorations ont repris récemment. Après le passage du premier siphon, long de 300 m environ, on débouche sur une étroite galerie (environ 50 m). Le franchissement d'une cascade de 15 m permet d'accéder au second siphon, reconnu sur 50 m (arrêt sur rétrécissement nécessitant un matériel adapté) [F. Swierczynski, comm. orale].

2. Le système d'Uthurbietta

Située à l'extrémité nord-est du massif dans les calcaires du Dogger, la source d'Uthurbietta est le point d'émergence de plusieurs rivières souterraines. L'observation du système est réalisable

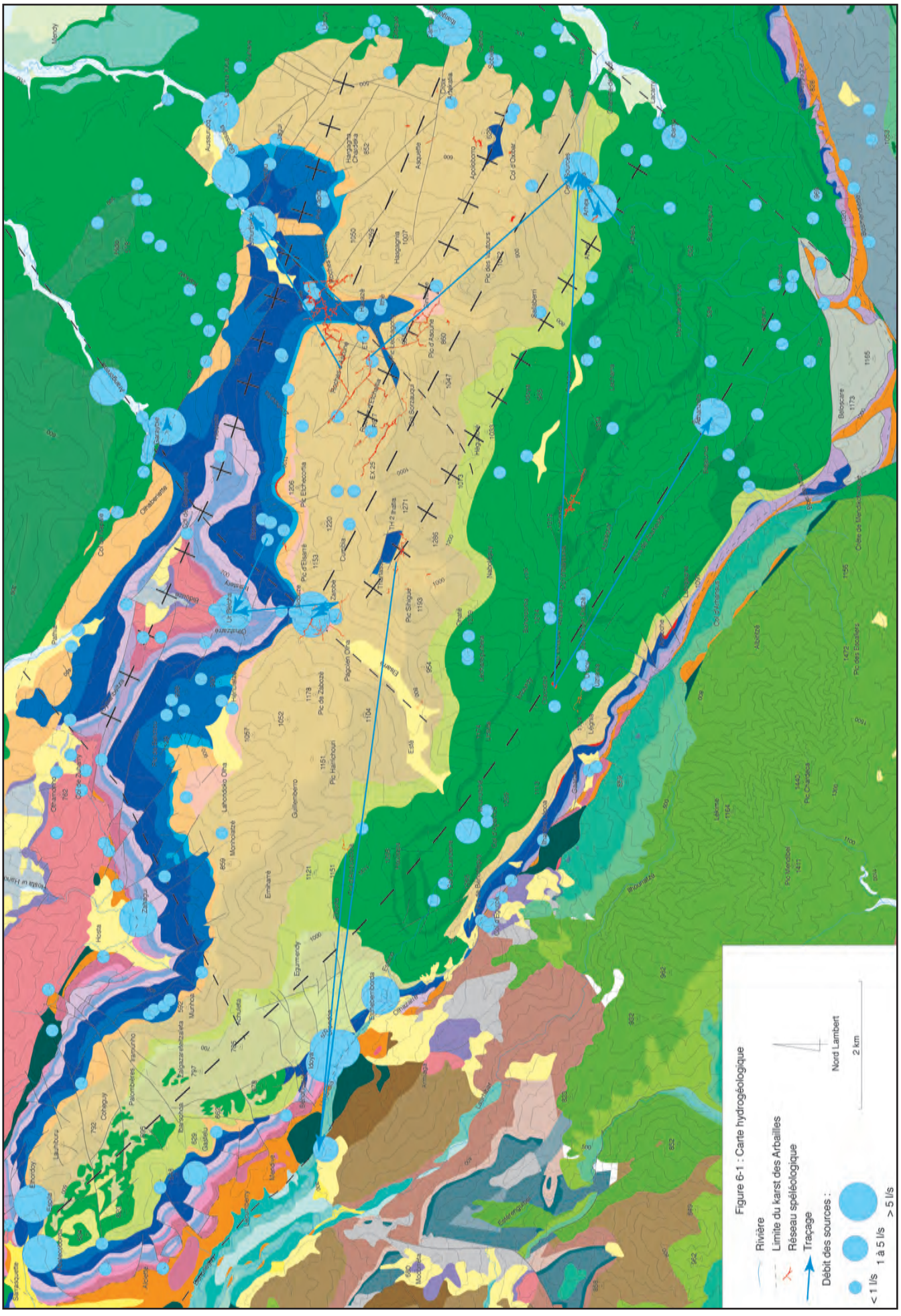


Figure 6-1 : Carte hydrogéologique
Rivière
Limite du karst des Arbailles
Réseau spéléologique
Traçage
Débit des sources :
< 1 l/s
1 à 5 l/s
> 5 l/s
Nord Lambert
2 km

Photo 6-1 : Le site de la source de Garaybie. Les eaux de Garaybie émergent d'un siphon situé sur le côté sud d'un vaste porche. Les calcaires à microfilaments du Dogger possèdent un pendage orienté vers le nord. En septembre 1995, l'émergence était en basses eaux. La retenue, construite pour l'alimentation des anciens Bains de Garaybie est maintenant abandonnée. La source n'est plus utilisée car elle présente souvent une turbidité forte accmpagnée de contaminations bactériologiques. La fréquence des turbidités a augmenté depuis la construction de la piste forestière du col de Gatégoréna, située dans son bassin d'alimentation.

principalement par le vaste réseau du Nébélé (fig. 6-3). Deux traçages réalisés, l'un dans une perte, l'autre dans une rivière souterraine, apportent des informations complémentaires.

a. Le traçage de la perte de Léchagorry

Dans la vallée d'Ithé, le ruisseau temporaire, qui se perd définitivement à la perte de Léchagorry, est alimenté par de nombreuses petites sources qui jaillissent à la base de l'Urgonien à la faveur du niveau imperméable des marnes oxfordiennes (fig. 6-1). La coloration du 8 août 1991 prouve la relation entre la perte impénétrable de Léchagorry et la Fontaine d'Uthurbietta (annexe 6-11).

b. La coloration dans le réseau du Nébélé

Le réseau du Nébélé possède quatre rivières principales orientées approximativement NW-SE (fig. 6-3) [Collectif Nébélé, comm. orale] :
- l'actif Oasis possède des débits insignifiants en été (< 1 l/s). Par contre lors des périodes pluvieuses c'est une rivière qui débite plusieurs litres par seconde. La topographie du cours supérieur n'est pas réalisée au delà de la convergence de deux affluents étroits (arrêt sur resserrement avec courant d'air) ;
- la Roume est un actif important au débit irrégulier : parfois jusqu'à 100 l/s et moitié moins le lendemain. Vers l'amont la progression bute sur une cascade estimée à plus de 40 m. Vers l'aval, l'exploration pourrait être poursuivie ;
- la rivière des Tubes se perd une dizaine de mètres avant un siphon temporaire par lequel, en période de crue, elle fait jonction avec la galerie du Bain ;
- la galerie du Bain se met en charge exceptionnellement (observation faite une

Photo 6-2 : La coloration de la source d'Uthurbietta de mars 1996. La coloration au réseau du Nébélé par 2,4 kg de fluorescéine du 2 mars 1996 a montré que ce vaste système karstique alimente l'émergence d'Uthurbietta. Du 9 au 13 mars, les eaux de la source sont sorties fortement teintées.

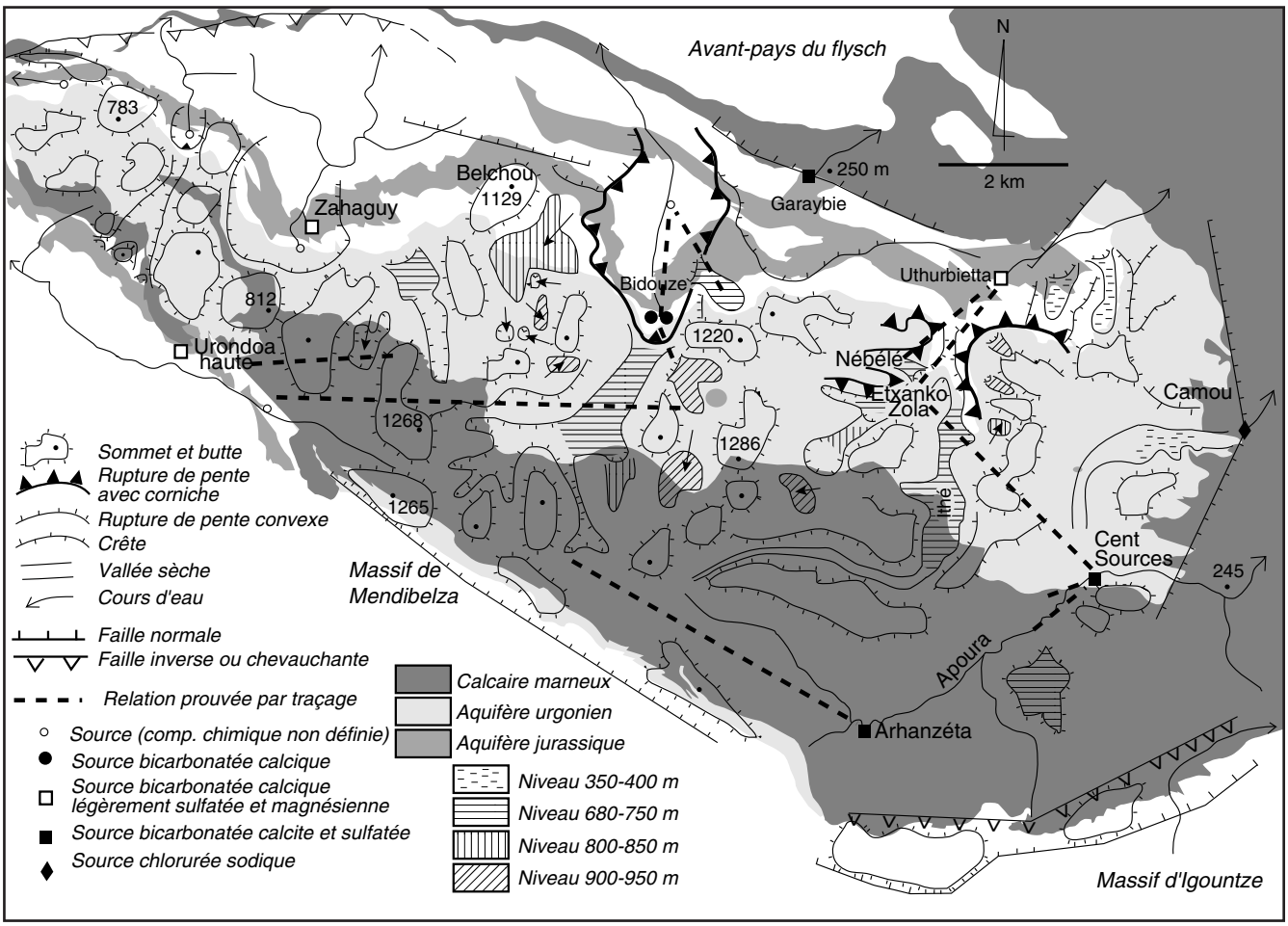


Figure 6-2 : Croquis hydrogéologique du massif des Arbailles et types de sources en fonction du faciès chimique.

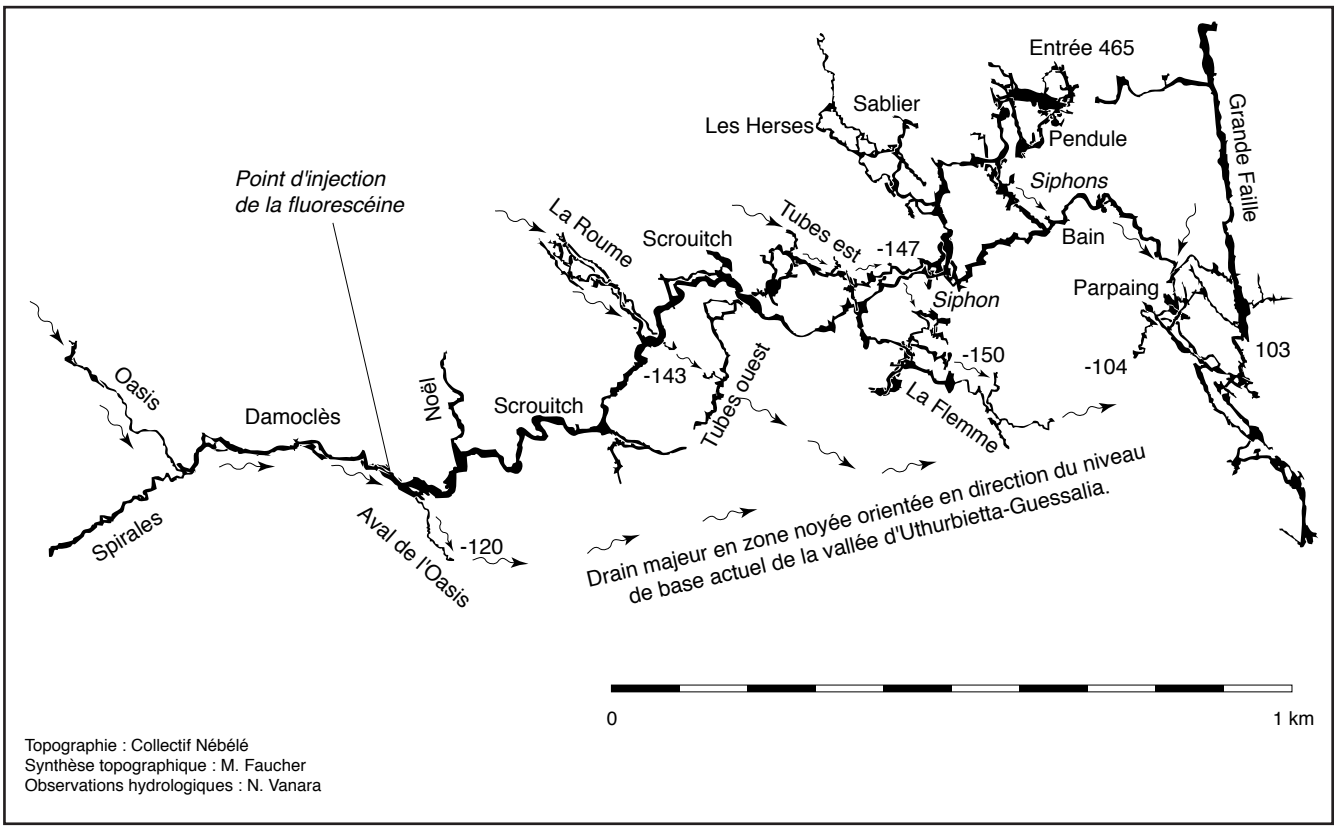


Figure 6-3 : Plan du réseau Nébélé. Les rivières souterraines ont une direction NW-SE en fonction du pendage. Les anciens niveaux noyés s'orientent au SSW-NNE en direction de l'exutoire le plus proche d'Uthurbietta-Guessalia, situé au nord-est. L'injection de 2,4 kg de fluorésceïne dans la rivière de l'Oasis a prouvé l'appartenance du Nébélé au bassin d'alimentation de l'émergence d'Uthurbietta.

seule fois) par une montée et une descente lente du niveau d'une cinquantaine de cm au maximum, comme le prouve l'importance des dépôts argileux déposés lors des crues. Les passages bas à l'extrémité de la galerie du Bain sont alors complètement noyés. L'extrême aval continue, mais il est difficile à explorer (ramping dans la boue). Par contre, les siphons sont progressivement explorés par les plongeurs malgré de mauvaises conditions de visibilité. L'eau est particulièrement laiteuse lors des crues en raison d'une remise en suspension des argiles par les courants violents ; mais elle demeure encore laiteuse durant les étiages à cause d'une concentration des colloïdes trop légers pour se déposer.

Il semble que les moments les plus favorables pour plonger se situent lors des décrues. Le ralentissement du courant et l'existence d'un volume d'eau encore important provoque une dilution de la charge argileuse. La visibilité est alors de 2 m. Le siphon amont permet d'accéder à une ample galerie reconnue sur une distance de 300 m environ (arrêt sur cul de sac) [A. Perré, comm. orale]. Le siphon aval, long de 70 m environ, débouche sur une galerie exondée de 150 m (arrêt sur un siphon non exploré).

Afin de connaître le point d'émergence des différentes rivières du Nébélé, il convenait d'injecter la fluorescéine le plus à l'ouest possible, d'où le choix de la rivière Oasis (annexe 6-12).

Le pendage des calcaires d'Aussurucq, voisin de l'azimut 160°, dirige de façon préférentielle les écoulements souterrains dans la zone vadose d'où la direction NW-SE prise par les écoulements. Au contraire, une fois la zone noyée atteinte, c'est le gradient hydraulique qui commande la direction générale des écoulements vers le niveau de base local. Les eaux prennent alors la direction de la fontaine d'Uthurbietta située à l'est (photo 6-2).

L'ensemble du réseau est bâti sur cette logique de fonctionnement. Les rivières actives de direction NW-SE recoupent les galeries W-E formées autrefois en régime noyé (drainage en direction de la vallée d'Uthurbietta-Guessalia).

La restitution du colorant s'est étalée sur une bonne semaine, ce qui prouve l'existence d'une importante zone noyée. Il est probable que les dernières traces du colorant aient été poussées par les crues du 13 et 16 mars 1996.

Dans le but d'apprécier les possibilités de captage d'eau souterraine, un projet de forage est prévu dans la vallée du Guessalia un peu en aval d'Uthurbietta [Vengug, 1991 ; S. Camy, comm. orale]. Pour de tels travaux, une coloration préalable avec courbes de restitution aux rivières du Nébélé et à la perte de Léchagorry permettrait de mieux comprendre le fonctionnement de la zone noyée.

3. Le système de Camou

Au contraire de beaucoup d'autres émergences des Arbailles, les sources de Camou ne sont pas situées au débouché d'une vallée sèche, mais un peu au sud du vallon d'Artekatia qui servait autrefois d'exutoire au cirque karstique de Camou. Les griffons sont situés sur un grand accident d'orientation méridienne que l'on peut suivre de Sorhondo à l'ouest jusqu'aux sources de Camou à l'est. La localisation des sources, au contact Urgo-Aptien et Albien, s'expliquent à la fois par l'existence d'un barrage hydraulique formé par les calcaires marneux albiens (source de débordement), mais aussi par l'existence de l'ondulation synclinale d'Hasgagnia-Camou qui contribuent à canaliser les écoulements (fig. 5-28 et 1–10).

Les sources de Camou sont des émergences complexes. A quelques mètres de distance jaillissent une source karstique et une source thermale dont les eaux se mélangent selon les conditions hydrologiques (chap. 5). Les contours du bassin d'alimentation de la source froide pourraient être précisés grâce à l'injection de colorant dans le petit actif temporaire du gouffre d'Uruchordoki (OX655), profond de 200 m environ, réseau découvert en 1996 par le Groupe Spéléologique Oloronais [T. Levêque, comm. orale].

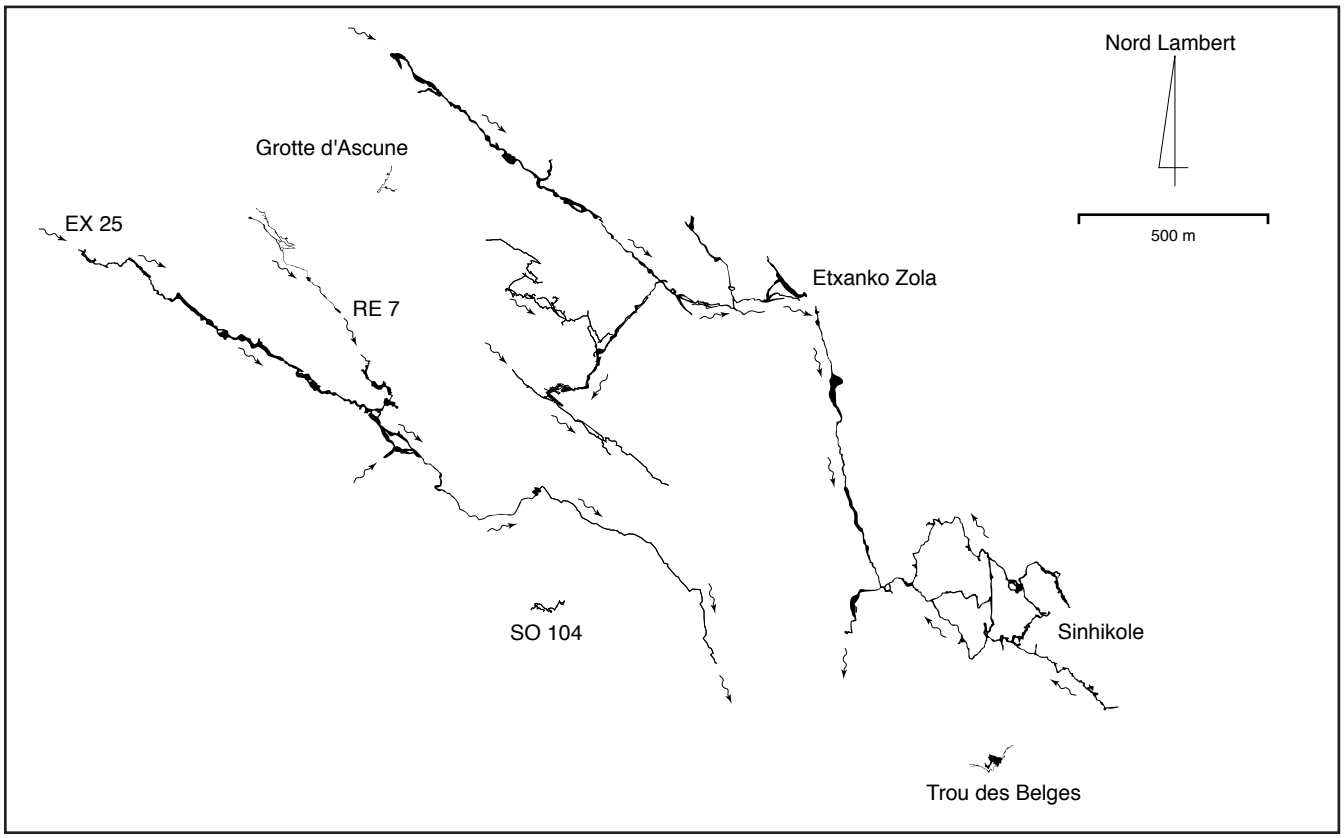


Figure 6-4 : Plan des réseaux de l'EX25, d'Etxanko Zola et de Sinhikole et rivières souterraines.

4. Le système des Cent Sources

L'émergence des Cent Sources est la plus importante sortie d'eau des Arbailles. Les griffons sont situées en rive droite de l'Apoura, dans les calcaires urgoniens, 1 m au-dessus du niveau actuel de la rivière et moins de 2 km en amont de la confluence de l'Apoura avec le Saison.

Deux alimentations distinctes contribuent à son fort débit (moy. ≈ 500 l/s) :
-les apports des rivières coulant dans les calcaires urgoniens, le plus souvent au contact des marnes de l'Aptien inférieur ;
- les pertes de la rivière Apoura.
Aucune cavité ne permet pour l'instant d'accéder au système de l'Apoura souterraine et seuls les traçages permettent d'en prouver l'existence.

a. Le réseau d'Etxanko Zola - Sinhikole

L'entrée du réseau d'Etxanko Zola est situé dans la vallée sèche d'Etchaltia à l'altitude de 645 m (fig. 6-4). La galerie d'accès, creusée sur un joint de stratification, est une ancienne sortie d'eau quand la vallée maintenant asséchée correspondait au niveau de base local (chap. 4).

Le siphon terminal aval de la rivière d'Ascune est aussi le point bas de la cavité (–27 m, 618 m). A l'amont, la progression entre la rivière et des passages supérieurs est arrêtée par une trémie. Les trois affluents de rive droite sont vraisemblablement alimentés par des pertes de la vallée d'Ascune. Leurs débits moyens sont inférieurs à 1 l/s. L'affluent du Manganèse, situé dans le prolongement de la galerie d'accès, est long de 80 m. L'affluent de la Planche et celui de l'ET12 se développent respectivement sur 200 et 100 m environ.

La rivière d'Etchaltia, ancien affluent de la rivière d'Ascune via la Planche à Clous, a été captée vers le sud. Une grande partie de son cours se développe sur des couches marneuses (Oxfordien probable). Les débits sont augmentés par de petites arrivées d'eau : affluent de l'Etroiture et du RE 4 (chap. 4).

Les deux entrées du réseau de Sinhikole ont probablement fonctionné en tant qu'émissifs, puis à la suite à l'assèchement progressif de la vallée d'Ithé en pertes bénéficiant d'importants écoulements comme le prouvent les dépôts de galets qui susbsistent dans la zone d'entrée. Actuellement, le réseau comporte plusieurs drains actifs. La rivière de la Palombière se termine sur trémie (555 m). L'amont (615 m) mal connu s'enrichit de plusieurs ruisseaux affluents. Le débit en moyennes eaux est d'environ 50 l/s, mais il peut atteindre 1 000 l/s en crue. La Grande rivière de Léchagorry que l'on peut remonter sur 1 km finit sur siphon. Le méandre du Solitaire, la galerie Martine et le méandre Intestin laissent apparaître de petits actifs aux débits toujours inférieurs à 1 l/s [Montigny et Mortalena, 1989].

Deux colorations réalisées en 1976 et 1980 dans la rivière d'Etxanko Zola sont restées sans résultats (annexes 6-7 et 6-8). Les topographies des réseaux d'Etxanko Zola et de Sinhikole montrent que le siphon aval de la rivière d'Ascune (Etxanko Zola) et le siphon amont de la rivière Léchagorry ne sont séparés que de 200 m environ pour un dénivelé de 13 m environ. L'idée qu'il ne s'agit que d'un seul et même drain actif est confirmée par la coloration du 30 mai 1984. L'injection plus massive du colorant le lendemain prouve l'appartenance de l'ensemble du système à l'émergence des Cent Sources (annexe 6-9).

b. Le traçage de la grotte Arhex (AL 251)

L'actif pérenne situé au fond de la cavité Arhex peut être suivi sur 150 m environ (fig. 6-5). A l'amont, après un passage bas qui peut se transformer en voûte mouillante lors des crues, on atteint le siphon à la cote absolue de 278 m (– 42 m). Il n'est pas possible de poursuivre l'exploration en raison de nombreux blocs qui obstruent la galerie, empêchant le passage des plongeurs [A. Perré, comm. orale]. A l'aval, les eaux se perdent dans de gros blocs impénétrables au point le plus bas de la cavité à 275 m (- 45 m), soit 5 m au-dessus du lit de l'Apoura. Le débit de la rivière Arhex est de 50 l/s en période de moyennes eaux. L'augmentation du débit est rapide lors des crues. Les traces (corde plaquée au plafond, plan incliné de l'extrémité nord) indiquent des mises en charge de plus de 10 m au-dessus du niveau moyen de la rivière.

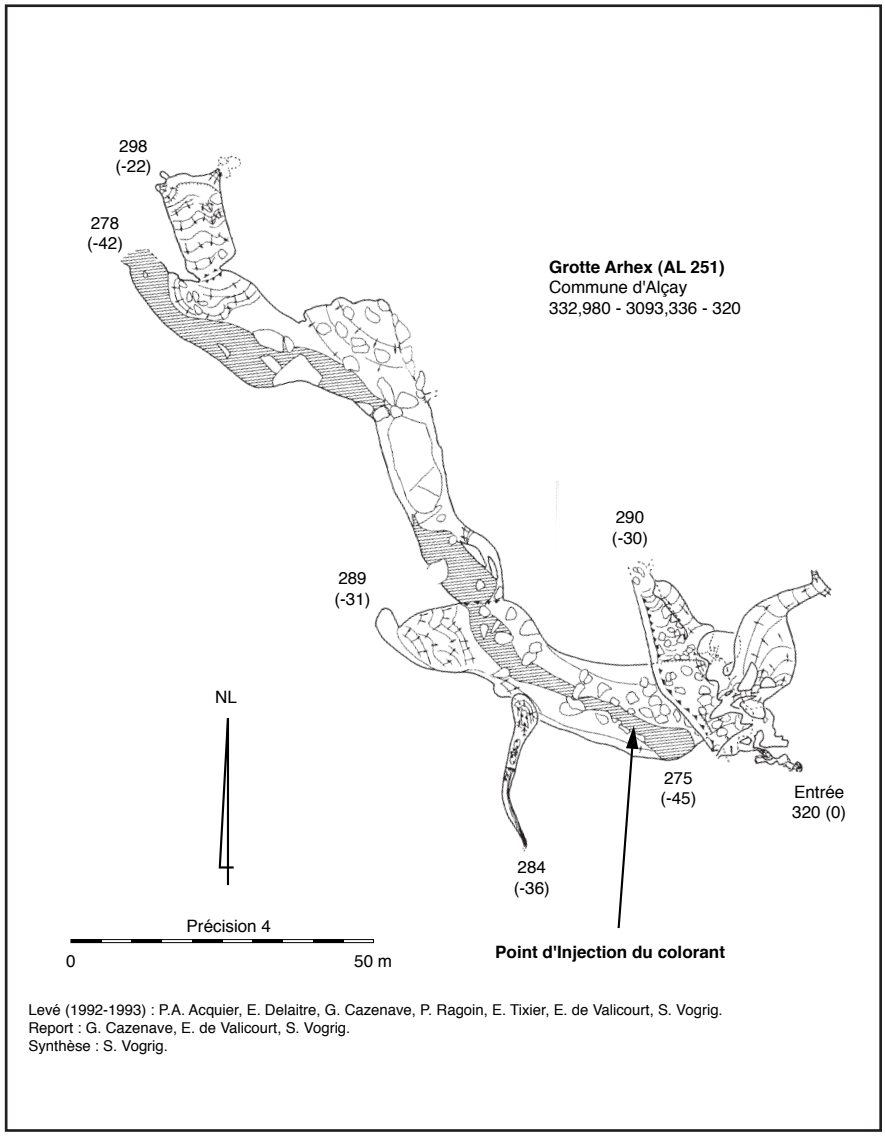


Figure 6-5 : Plan de la grotte Arhex - AL251. La coloration réalisée dans l'actif souterrain montre l'existence d'une diffluence. Une partie des eaux émerge aux Cent Sources et une autre partie à la source Arhex.

Le 19 octobre 1994, 500 g de fluorescéine ont été dilués dans l'actif souterrain pérenne (≈ 50 l/s) de la grotte Arhex (annexe 6-3). Cette coloration montre l'existence d'une diffluence. En période de moyennes et fortes eaux, une partie des eaux de la rivière Arhex rejoint directement la rivière souterraine de l'Apoura pour émerger aux Cent Sources, une autre partie jaillit en rive gauche de l'Apoura (émergence de la grotte Arhex) et alimente la rivière aérienne de l'Apoura. En période de très basses eaux, l'émergence Arhex s'assèche et les conduits de l'Apoura souterraine drainent alors la totalité des écoulements venus de l'AL 251.

Dans les circuits souterrains de l'Apoura souterraine, la vitesse de propagation du colorant est élevée. En effet, la rivière Arhex est toute proche du collecteur principal et ce dernier n'est ni entravé par de vastes retenues, ni par de longues successions de conduits de petite taille. Par contre, en surface, les vitesses (période de moyennes eaux) sont beaucoup plus faibles. On a pu observer le colorant stagner de longs moments dans les vasques avant de reprendre sa course [Vanara, 1994].

A l'aplomb de l'AL251, au niveau de la rive gauche de l'Apoura, on observe des orifices qui se mettent en charge en période pluvieuse [P.-A. Acquier, comm. orale]. Le 14 octobre 1994 aucun ne coulait, mais on entendait distinctement l'eau couler quelques mètres plus bas. Le 19 octobre le griffon aval fonctionnait mais ses eaux n'ont pas été colorées. Il faut admettre que ces griffons sont :
- soit des drains pour les reliefs voisins, qui deviennent actifs quand l'imprégnation en eau est suffisante ;
- soit des regards sur l'Apoura souterraine qui se mettent en charge quand les conduits souterrains ne sont plus capables d'absorber toute l'eau venue des pertes.

Il est possible que la rivière Arhex soit le débouché des systèmes hydrologiques d'Etxanko Zola - Sinhikole [J. Bauer, comm. orale]. Elle pourrait aussi drainer les rivières du RE7 - EX25 (cf. *infra)*.

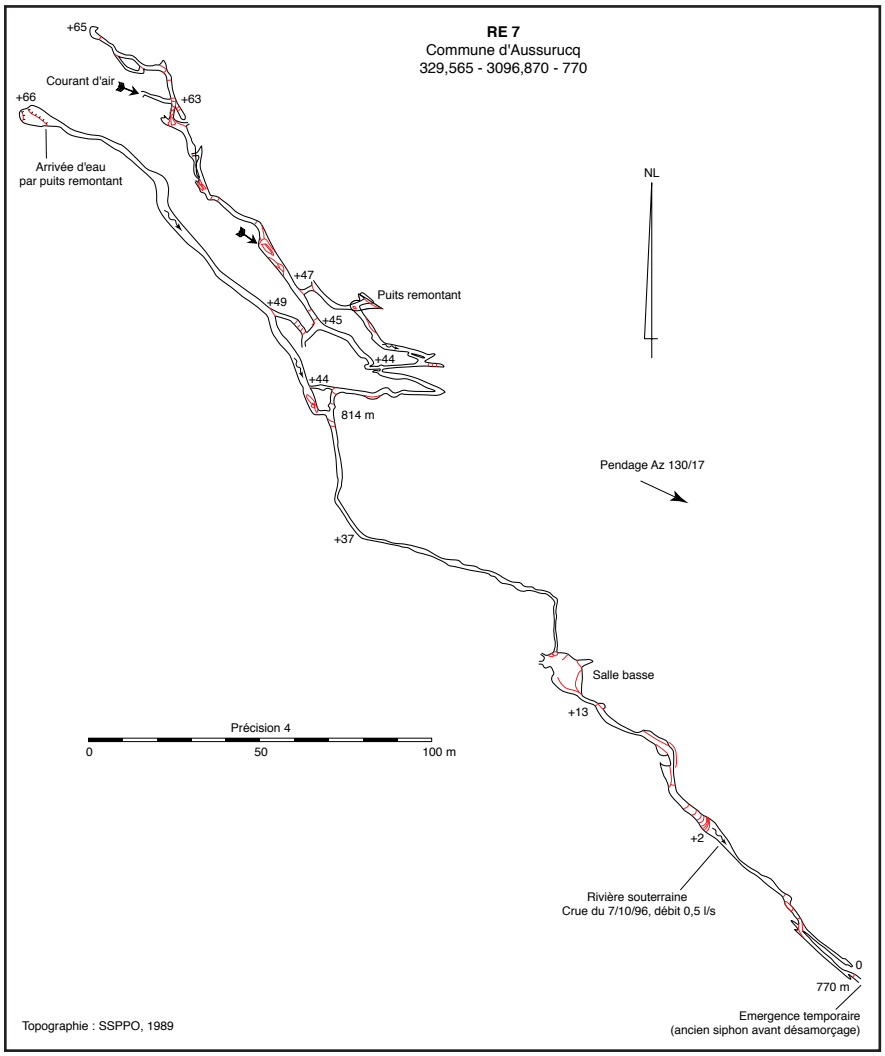


Figure 6-6 : Plan du RE7, vallée d'Etchaltia. Le RE7 est une émergence temporaire. Les eaux viennent se perdre dans la doline située en contrebas de l'entrée du réseau. Ce réseau appartient au système karstique des Cent Sources-Arhex.

c. Le traçage dans les pertes de l'Apoura

Une pluviosité estivale anormalement faible explique l'étiage exceptionnel de l'Apoura durant l'été 1995, situation particulièrement favorable pour faire une coloration dans les pertes. Le 14 août, 500 g de fluorescéine sont déversés quelques mètres en amont de la vasque terminale afin d'assurer un bon mélange du colorant. Le lendemain l'ensemble des griffons des Cent Sources montre une eau fortement teintée de vert (annexe 6-2). Cette coloration confirme l'existence d'une Apoura souterraine longue d'au moins 2 km.

d. L'émergence «mixte» des Cent Sources

Deux apports différents contribuent à l'alimentation des Cent Sources :
- une alimentation karstique venue de la grotte Arhex prouvée par la coloration du 19 octobre 1995, la rivière Arhex étant peut-être celle qui est issue du réseau Sinhikole-Etxanko Zola-RE7-EX25 ;
- une alimentation constituée par les pertes qui s'échelonnent dans le lit de l'Apoura dès que cette dernière pénètre les calcaires urgoniens. Quand le débit de la rivière est très important, les soutirages ne peuvent pas absorber la totalité des écoulements. Mais quand le niveau des eaux diminue, les vides karstiques absorbent la totalité du débit, ce qui permet de supposer l'existence d'un système souterrain important.

La seconde alimentation pose un important problème écologique pour cette source captée (chap. 7). En effet, la coloration effectuée prouve que les eaux des Cent Sources dépendent étroitement de la qualité des eaux de la rivière Apoura. Cette relation explique qu'à chaque crue les Cent Sources se troublent rapidement et fortement. Un bassin très étendu rend inefficace tout périmètre de protection limité. Il convient ici d'intervenir à une autre échelle sur un vaste périmètre (chap. 7).

e. Autres rivières susceptibles d'appartenir au système des Cent Sources

Pour l'instant aucune coloration ne permet de préciser à quel système appartiennent les rivières souterraines du RE7 et de l'EX25 situées sous la vallée d'Etchaltia. Cependant, leur appartenance au système des Cent Sources est une hypothèse plausible.

— La grotte des roches d'Etchaltia (RE7)

La grotte des roches d'Etchaltia est une émergence temporaire située dans le vallon sous les roches du même nom dont les eaux vont se perdre dans la doline située juste au-dessous (fig. 6-6). Il est probable que ces écoulements alimentent la branche nord-ouest du Tunnel (EX25).

Avant l'emploi de l'explosif, un siphon perché défendait l'entrée du réseau [S.S.P.P.O., 1994]. On suit les actifs dans les galeries pénétrables ; le débit était respectivement 0,5 et 1 l/s le 11 novembre 1985 et le 16 octobre 1994 (situation de fortes eaux).

— L'EX25 (le Tunnel)

L'EX25 est un réseau complexe qui développe actuellement plus de 3 km (fig. 6-4). Un premier ruisseau est reconnu depuis la base des puits jusqu'au Siphon 281, point de confluence avec une rivière plus importante venue du nord-ouest. L'amont de cette dernière n'a pu être atteint en raison d'une étroiture dans la roche qui nécessiterait une désobstruction. Au delà, la galerie semble large [A. Perré, comm. orale]. En revanche à l'aval, le franchissement de trois siphons successifs (zone Snoopy) a permis la découverte de 500 m de grosses galeries avec arrêt sur trémie et courant d'air [S. Vogrig, comm. orale].

Il est probable que le ruisseau du Méandre Schick se développe au contact des marnes bédouliennes. Cet écran est franchi par les circulations souterraines à la faveur d'une faille majeure (P 40). Plus en aval, les eaux s'écoulent au contact des marnes oxfordiennes. L'échantillon 193 prélevé à la base du P 23 est un wackestone argilo-silteux en partie dolomitisé d'âge jurassique probable (déterm. P. Masse).

B. Les systèmes karstiques centraux

Ces systèmes drainent la zone centrale du massif. On distingue deux grands ensembles : le système d'Arhanzéta située au sud et relativement simple dans son organisation et le système septentrional beaucoup plus complexe des Bidouze-Ur Belcha. Le système d'Arhanzéta, connu par les colorations, est alimenté essentiellement par les calcaires marneux albiens. Au contraire Zarobé, Grande et Petite Bidouze drainent essentiellement l'Urgo-Aptien. Ur Belcha, quant à elle, est une source complexe, à la fois porte de sortie de la Bidouze souterraine et authentique exutoire karstique.

1. Le système d'Arhanzéta

Arhanzéta est une importante émergence qui jaillit à la hauteur du lit de la rivière Apoura dans les éboulis en rive droite. Cette source draine le synclinal d'Apanicé. Les limites nord et ouest de son bassin d'alimentation restent mal connues.

La zone d'alimentation d'Arhanzéta remonte au moins jusqu'à la zone d'Otxolatzé. Le gouffre d'Otxolatzé (1 016 m) est une perte qui absorbe les eaux de la source de même nom. L'actif souterrain peut se suivre dans la succession des puits qui conduisent à la salle terminale (-300 m, altitude absolue 717 m) où se réunissent plusieurs écoulements. Les eaux se perdent dans les éboulis (fig. 4-6).

La coloration du 12 avril 1991 à la perte d'Otxolatzé a été repérée à Arhanzéta et par voie de conséquence aux Cent Sources. En effet, les eaux d'Arhanzéta se jettent dans l'Apoura, rivière qui contribue à l'alimentation des Cent Sources (annexe 6–13).

Trois colorations nouvelles seraient utiles. La première dans le gouffre Apanicé -déjà tentée mais sans succès en raison d'une surveillance insuffisante des sources- permettrait de préciser les limites avec le bassin d'alimentation de la source Etcheberriborda située à l'amont de la vallée du Béhorléguy. Les deux autres intéresseraient les pertes des ravins d'Istaurdy et de Chahaski pour préciser les limites nord-ouest du système d'Arhanzéta.

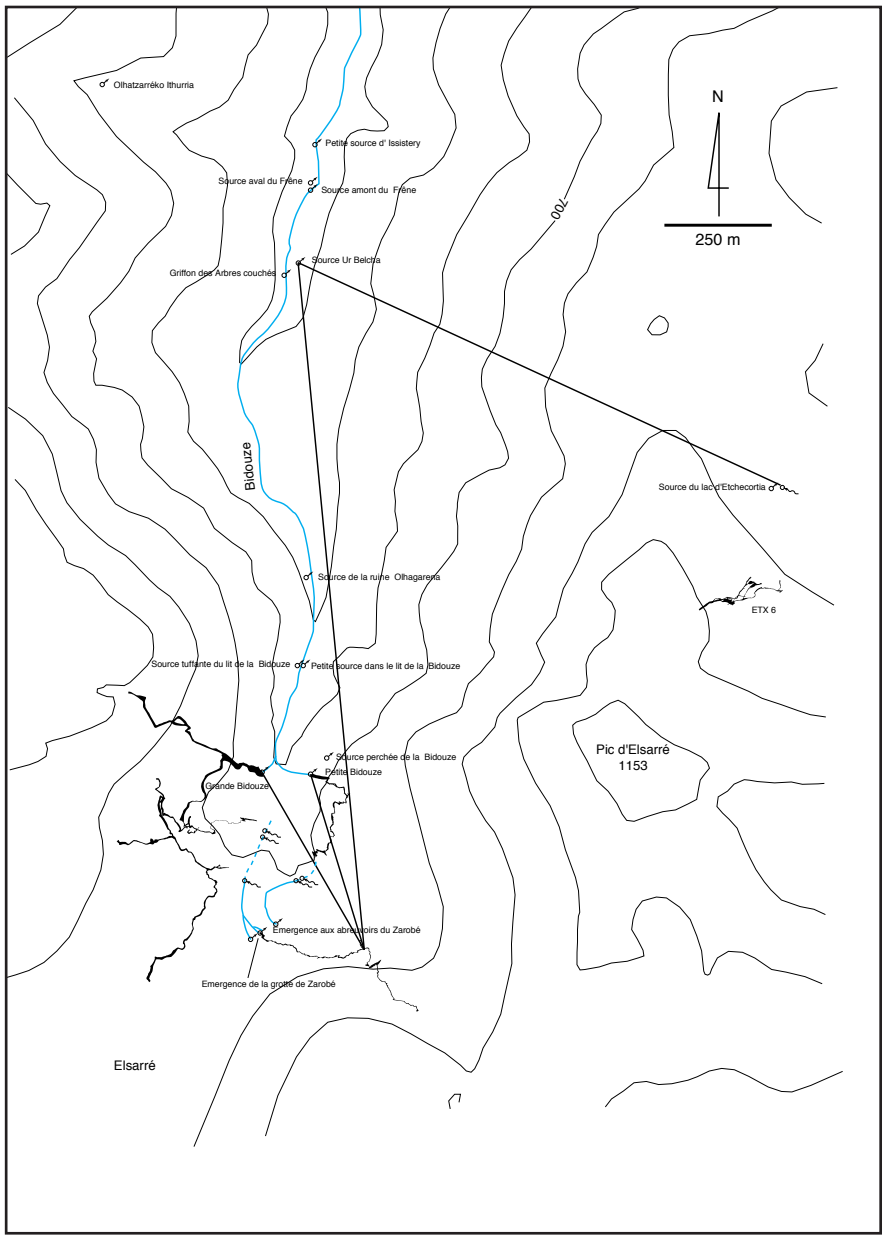


Figure 6-7 : Le système karstique du Zarobé-Bidouze-Ur Belcha. La coloration du 24 mai 1991 à la perte d'Etchecortia a prouvé que les eaux du lac participent à l'alimentation de la source captée d'Ur Belcha. La coloration du 14 septembre 1996 a mis en évidence la diffluence des eaux du Zarobé. Le flux principal rejoint la Petite Bidouze, mais une partie des eaux se dirige vers la Grande Bidouze. Enfin, on sait maintenant qu'une partie des eaux de la Bidouze souterraine contamine Ur Belcha.

2. Les systèmes de la Bidouze

Ce système double se situe au niveau de la reculée de la Bidouze (fig. 6-7). Il draine le secteur du poljé d'Elsarré, probablement les versants du Zabozé par l'intermédiaire de la grande Bidouze et la majeure partie du vallon de Cumbia et le versant septentrional de Sihigue par l'intermédiaire du réseau Zabozé - Petite Bidouze.

a. Le réseau du Zarobé et les sources qui en sont issues

Les deux sources de Zarobé, situées sur le flanc nord du Pic Sihigue, résurgent aux travers des éboulis. Pour accéder au réseau lui-même deux entrées sont possibles :
- se glisser à travers les blocs de l'éboulis de la source de la grotte, ce qui permet d'atteindre directement la rivière souterraine ;
- utiliser l'ancienne sortie des eaux située 40 m au-dessus du poljé. Un porche de dimensions modestes, puis une galerie sèche d'une trentaine de mètres permettent de retrouver la rivière souterraine.

Exploré sur 535 m, le réseau légèrement remontant du Zarobé se termine sur un siphon à + 53 m. Le débit en période sèche est inférieur à 1 l/s.

La diffluence des eaux de la rivière du Zarobé vers les deux sources (source de la grotte et source aux abreuvoirs) est confirmée par la coloration du 14 septembre 1996 (annexe 6-18).

Le ruisseau issu de la source aux abreuvoirs, après un court parcours aérien, se jette dans le porche de la Petite Bidouze. Les pertes sont nombreuses le long de son cours, ce qui explique qu'en période de basses eaux la partie aval du ruisseau s'assèche. Les eaux infiltrées rejoignent alors le réseau souterrain de la Petite Bidouze par l'intermédaire d'une arrivée d'eau de rive droite.

Le ruisseau de la source de la Grotte s'infiltre progressivement dans le lapié de l'extrémité nord du poljé d'Elsarré.

La coloration du 30 juillet 1968 dans le ruisseau en crue avait pour but de préciser le partage des eaux entre la Petite et la Grande Bidouze (annexe 6-17). La diffluence constatée à l'époque est confirmée par la coloration du 14 septembre 1996 puisque les deux émergences se sont à nouveau révélées positives (annexe 6-18).

b. Le réseau de la Petite Bidouze

Le réseau de la Petite Bidouze (370 m de développement) est une perte qui absorbe les eaux issues de la source des abreuvoirs du Zarobé pour résurger 75 m plus bas. La rivière souterraine a des débits inférieurs à 5 l/s. Les débits augmentent très vite après les fortes averses, les étroitures provoquant alors une mise en charge rapide du réseau. La présence des marnes oxfordiennes conditionnent la sortie des eaux au bas de la reculée. Cependant la vasque terminale du réseau joue le rôle de perte qui arrive à absorber l'ensemble des écoulements durant les périodes d'étiage prononcé. Les eaux résurgent alors en partie quelques mètres plus bas dans la pente.

c. Le réseau du gouffre d'Elsarré - Grande Bidouze

Les explorations spéléologiques ainsi que les plongées effectuées dans le gouffre d'Elsarré-Grande Bidouze permettent de définir un ensemble complexe, de 120 m de dénivelé pour 2 390 m de développement, constitué de trois étages principaux en relation probable avec l'encaissement de la vallée de la Bidouze (fig. 6-8). Le gouffre a fonctionné et fonctionne encore comme une perte drainant une bonne partie du poljé d'Elsarré et de ses versants ouest. Cependant en l'absence de coloration, on connait mal les zones d'alimentation.

d. La Bidouze souterraine et Ur Belcha

A l'exception des périodes de mauvais temps, la vallée de la Bidouze présente un lit sec. Les écoulements de la Petite et de la Grande Bidouze se perdent plus ou moins en amont en fonction de leur débit. Durant les sécheresses comme celle de l'été 1995, les pertes se situent à quelques mètres en aval des émergences. Pour l'instant, aucun regard ne permet d'accéder à la Bidouze souterraine dont l'existence est mise en évidence par les traçages (fig. 6-8).

Les couches imperméables du Trias provoquent la sortie des eaux. La coloration du 14 septembre 1996 prouve qu'une partie de l'alimentation de la source captée d'Ur Belcha est assurée par la Bidouze souterraine. Par contre, cela n'a pu être prouvé de façon sûre pour la source des Arbres Couchés (annexe 6-18).

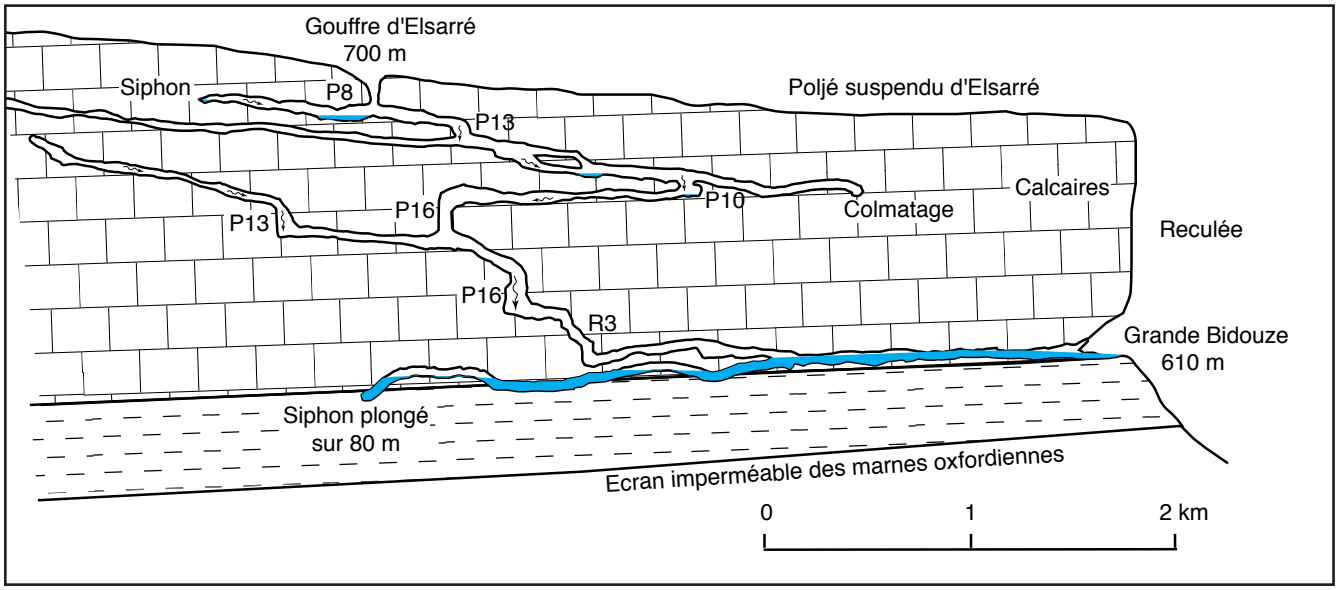


Figure 6-8 : Croquis schématique du système karstique perché de la Grande Bidouze. Les marnes oxfordiennes conditionnent l'existence de galeries noyées explorées par les plongeurs sur 570 m. Les niveaux étagés correspondent à l'encaissement progressif de la vallée de la Bidouze.

D'autres alimentations assurent aussi les bons débits de l'émergence d'Ur Belcha. La perte du lac d'Etchecortia, située à la limite des marnes d'Hosta et des calcaires d'Aussurucq, a été choisie pour une injection de 3 kg de fluorescéine le 24 mai 1991. L'émergence d'Ur Belcha s'est révélée positive quatre jours plus tard (annexe 6-6).

Deux interprétations sont possibles :
- l'eau de la perte circule dans le Jurassique en suivant le pendage vers le sud puis ressort dans le lit de la Bidouze pour se reperdre aussitôt avant de réapparaître à Ur Belcha [Bauer, 1995]. Malheureusement, cette interprétation n'a pu être vérifiée lors de ce traçage car le fluocapteur placé en amont d'Ur Belcha a été arraché par la crue ;
- des zones de fracturation permettraient la mise en communication des réservoirs jurassique et liasique.

C. Les systèmes karstiques occidentaux

Il existe plusieurs systèmes complexes et mal connus sur la bordure occidentale du massif. Les secteurs concernés sont : les versants entourant la grande dépression d'Hosta et dont l'émergence principale est Zahaguy, l'extrémité ouest du synclinal d'Apanicé dont les exutoires sont situés dans la vallée de Béhorléguy (Etcherriborda, Urondoa Haute), enfin l'extrémité occidentale du massif drainée principalement par les sources Espila et Abotecoborda.

1. Le système complexe de la vallée de Béhorléguy

Les émergences sont nombreuses dans la vallée du Béhorléguy, mais les contours des bassins d'alimentation ne sont pas connus.

a. Les colorations à la rivière du Landanoby (TH2)

Il s'agit d'un système complexe puisque le réseau du Landanoby, situé au coeur des Arbailles, contribue à l'alimentation de la vallée du Béhorléguy.

Par le réseau du Landanoby, on accède à une rivière souterraine de faible débit (< 1 l/s) qui draine une partie du haut vallon de Thartassu (fig. 6-9 et 4-10). Deux colorations (17/04/92 et 20/03/94) ont été réalisées sans succès du fait du nombre insuffisant de points de surveillance (annexes 6-14 et 6-15). Pourtant lors du premier traçage, une coloration verte avait été remarquée par des agriculteurs dans la rivière Béhorléguy, mais on ne pensait pas à l'époque à une relation possible avec le Landanoby [E. Delaitre, comm. orale].

Plus tard, des recherches stratigraphiques ont permis de définir la zone de Thartassu comme un «coin» de Jurassique dans les calcaires urgoniens [Vanara, 1996]. Ce nouveau contexte a justifié une troisième coloration effectuée le 5 juin 1995. Le colorant était attendu dans la vallée de la Bidouze à l'endroit où le lit recoupe les couches jurassiques. Mais c'est dans la rivière Béhorléguy que le colorant a été détecté de façon très nette mais sans qu'il soit possible de préciser s'il est ressorti aux sources d'Etcheberriborda ou de Urondoa Haute faute de fluocapteurs à ces emplacements (annexe 6-16).

L'interprétation de cette coloration reste difficile. La rivière souterraine du Landanoby coule au contact des calcaires du Dogger et des marnes oxfordiennes (chap. 4). La sortie des eaux de la Grande et de la Petite Bidouze est provoquée par l'écran imperméable de ces même marnes oxfordiennes. Pourtant ces émergences n'ont jamais été contaminées. La fluorescéine suit donc vraisemblablement le pendage général des couches vers le sud-ouest, en direction de l'axe du synclinal s'éloignant ainsi des sources du Jurassique de l'anticlinal nord : Uthurbietta, Garaybie et Ur Belcha.

Pour le colorant parvenu dans l'axe du synclinal, deux issues sont vraisemblables : les sources de la vallée du Béhorléguy et les sources de la vallée de l'Apoura. Or les sources du Crétacé de la vallée de l'Apoura (Arhanzéta et Cent sources) n'ont pas été colorées. Les sources de la vallée du Béhorléguy apparaissent dans le Jurassique pour Urondoa Haute et dans le Crétacé (Aptien) pour Etcheberriborda sans certitude car les éboulis cachent la résurgence réelle. Par conséquent, il paraît probable que le colorant a atteint Urondoa Haute sans que cela ait été remarqué.

Pour que la fluorescéine ressorte à Etcheberriborda, il faudrait que les eaux traversent l'Aptien (failles, discordance, laminage). Seule une autre coloration avec surveillance de toutes les sources de la vallée de Béhorléguy permettra de lever le doute.

b. Le traçage du gouffre du cayolar Arroscoua

L'injection d'1 kg de fluorescéine dans le petit actif du cayolar d'Arrouscoua, près de Guillembero, le 20 août 1994 a permis d'établir la relation entre cet écoulement et les sources alimentant le Béhorléguy. En raison de fortes pluies, le lieu de sortie exact du colorant n'est pas connu : le seul fluocapteur rescapé de la crue se trouvant à l'aval de toutes les sources susceptibles d'être colorées : Ihidoya, Urondoa Haute et Basse, Etcheberriborda.

2. Le système mal connu d'Hosta - Zahagui

Plusieurs sources drainent les versants dominant la grande dépression d'Hosta : fontaines d'Asquetta, d'Ostherria, source d'Anchilia (fig. 7-1). Cependant, l'émergence principale est celle de Zahagui située au sud-est du village d'Hosta au débouché du vallon sec de la ferme Garatcotchéa.

On connaît peu de choses sur le système de Zahagui. L'étiage prononcé de l'été 1995 permet de repérer une entrée entre les blocs d'où la source jaillit en période de crue. La nappe d'eau est tout de suite présente dans la basse galerie qu'on peut remonter sur une cinquantaine de mètres.

Des colorations aux deux pertes principales de la mégadoline du Belchou permettraient de préciser le partage des eaux entre le système de Zahagui et celui de la Grande Bidouze - d'Ur Belcha.

3. Les systèmes de l'extrémité occidentale du massif

Les différents bassins d'alimentation de la partie occidentale du massif sont peu connus. Cette partie du karst des Arbailles est caractérisée par un compartiment abaissé situé entre 500 et 800 m d'altitude. Les seules sources au débit important sont Abotecoborda (270 m) et Espila (335 m) situées à l'extrémité ouest du karst des Arbailles. Au nord, le ravin de la fontaine Lépoa est bien marqué dans le paysage, mais la source qui l'alimente possède des débits faibles qui tarissent en période d'étiage, conséquence d'un bassin d'alimentation peu étendu (fig. 7-1).

Cette partie des Arbailles est beaucoup moins riche en phénomènes karstiques. Actuellement, on ne connaît pas de perte, ni de réseau souterrain permettant une coloration (fig. 6-1).

Les traçages qualitatifs effectués sur le massif des Arbailles apportent déjà des renseignements importants. Dans un premier temps, ils permettent de cerner progressivement les contours des bassins d'alimentation complexes et de prouver l'existence d'aquifères superposés séparés par des écrans marneux (marnes bédouliennes et oxfordiennes).

La percée hydrologique la plus longue prouvée à ce jour dans les Arbailles est celle du Landanoby (TH2) qui débouche dans la vallée de Béhorléguy avec un parcours de 8 km mesuré en ligne droite sur la carte et une dénivellation de l'ordre de 600 m.

II. Le fonctionnement hydrodynamique

Plusieurs mesures et observations permettent un première approche du fontionnement hydrodynamique du karst des Arbailles. Tout d'abord, les colorations qualitatives montrent le rôle déterminant des conditions hydrologiques dans les temps de transfert. Quelques observations réalisées en surface et sous terre prouvent la rapidité des temps de réponse suite aux précipitations, ce qui paraît logique dans un karst évolué de montagne. Enfin, des suivis effectués à la source d'Abotecoborda permettent d'affiner les analyses et d'estimer les réserves dynamiques.

A. Traçages et temps de transfert

Les colorations donnent des informations sur les temps de passage des eaux dans des conditions hydrologiques données. Cependant, à l'exception de quelques colorations comme celles du Nébélé, TH2-essai 1, de l'Apoura et d'Arhex où le colorant a été repéré visuellement, pour toutes les autres, le contrôle a été effectué par fluocapteurs. Le relevé des fluocapteurs est réalisé selon des pas de temps plus ou moins importants d'où de grandes imprécisions pour les temps de passage.

De plus, quelle que soit la méthode employée, on ne connaît pas le cheminement exact suivi par les eaux. La distance prise en ligne droite sur la carte est une sous-estimation systématique de la longueur du parcours. La vitesse calculée est donc une approximation par défaut.

Les temps de transfert calculés n'en demeurent pas moins des données utiles. Les classements qui en découlent sont significatifs au niveau des ordres de grandeur (tabl. 6-1). Ils permettent des comparaisons avec d'autres terrains et d'autres sites. Leur connaissance permet une meilleure organisation des nouveaux traçages.

1. Des vitesses de transfert souvent faibles

Les temps de transfert dans les Arbailles sont souvent faibles par rapport à ce qu'on peut observer dans d'autres karsts. Ceci alors que les reconnaissances spéléologiques indiquent une karstification ancienne et bien développée. Dans certains cas, comme celui du traçage au Nébélé, c'est l'importance de la zone noyée qui ralentit le passage du colorant. La vitesse relativement importante dans les rivières doit devenir très faible dès que la zone noyée est atteinte. Malheureusement, on manque de données concernant les temps de transfert dans la zone vadose. Une seule information : celle qui concerne Etxanko Zola - Sinhikole avec une vitesse de 90 m/h en situation de décrue.

Traçages	Transit (h)	Dist. (m)	Déniv. (m)	Vit. (m/h)	Pente (%)	Cond. hydro.	Etages géologiques traversés par le colorant
Apoura, pertes							
Cent Sources	16	1052	25	66	3	Etiage marqué	Calc marn albien, Urgonien
Arhex							
Emerg. Arhex-AL251	1	178	5,5	161,5	3	Etiage	Urgonien
Cent Sources	2	742	20,5	371	3	Etiage	Urgonien
Etchecortia (lac d')							
Ur Belcha	72	1277	489	18	38	Crue	Urgonien, Jurassique
Etxanko Zola							
Sinhikole, amont	3	270	43	90	16	Décrue	Crétacé
Cent Sources, amont	120	4350	383	36	9	Décrue, crue	Crétacé
Cent Sources	120	4374	383	36	9	Décrue, crue	Crétacé
GU 201							
vallée Urhandia	<360	3575	720	10	20	Crue forte	Crétacé
Lechagorry							
Uthurbietta	<528	2131	348	>4	17	Etiage	Jurassique
Nébélé							
Uthurbietta	136	2644	131	20	5	Décrue	Calc. à microfilaments
Otxolatzé							
Arhanzéta	<88	4898	641	56	13	Moy. eaux	Calc. marneux albiens
Cent Sources	<358	8049	761	22	9	Moy. eaux	Calc marn albiens, Urgonien
TH 2, essai 1							
en aval des sources	env 346	8154	664	24	8	Crue	Jurassique
TH 2, essai 3							
vallée Urhandia	648-1368	8200	606	13-6	7	Décrue, étiage	Dogger
Zarobé, riv. souterraine							
Zarobé, sources	<66	225	20	>3	9	Etiage	Urgonien
Ur Belcha	<257	1683	360	>6,5	21	Etiage, crue	Urgonien, Jurassique
Zarobé, ruisseau							
Grande Bidouze	env 24	301	90	12,5	30	Crue très forte	Urgonien
Petite Bidouze	env 24	307	75	13	24	Crue très forte	Urgonien

Tableau 6-1 : Temps de transfert de la fluorescéine durant quelques traçages effectués dans le massif des Arbailles. Pour plus de détail sur ces colorations, se référer aux encadrés 1 à 18.

2. L'importance des conditions hydrologiques

Les vitesses de transfert les plus faibles sont obtenues durant les étiages, ce qui semble normal puisque la vitesse varie en fonction des débits. Le cas de la coloration du 8 août 1991 à la perte de Léchagorry est typique. Le lendemain de la coloration, le débit au point d'injection est insignifiant. Le beau temps persiste vingt jours suivis de deux jours d'orage. Le colorant apparaît au bout de 22 jours poussé par le front de crue. Les colorations au Landanoby-TH2 (essais 1 et 3) montrent que dans le premier cas le colorant sur front de crue est allé beaucoup plus rapidement (24 m/h) que lors du 3e essai réalisé en période de décrue-étiage (> 13 m/h).

Le débit semble plus déterminant que le dénivelé et la nature des couches dans lesquelles se développent les réseaux. Ainsi, le système de l'Apoura souterraine se distingue de tous les autres avec des temps de passage qui varient selon les points d'injection de 66 à 371 m/h. Ce réseau, même en période d'étiage marqué, garde toujours des débits importants, de l'ordre de 200 l/s environ, grâce aux apports superficiels (pertes dans le lit de la rivière) et souterrains (rivière Arhex).

B. Evolution des débits et réserves dynamiques

Les sources des Arbailles présentent une forte variabilité des débits. Les réponses aux précipitations sont rapides et les réserves dynamiques paraissent faibles en général, sauf pour les Cent Sources.

1. Des réponses rapides aux précipitations dans l'endokarst

Nous ne possédons que des débits estimés en l'absence de postes de mesure fixes concernant les rivières issues des Arbailles. Cependant les observations spéléologiques permettent de tirer quelques conclusions.

Le régime des eaux souterraines dépend surtout des pluies, bien que la neige puisse être à l'origine de grosses crues d'autant plus durables que la masse neigeuse est importante (fig. 5-13). Contrairement à ce qui se passe dans beaucoup de régions de montagne où il faut attendre le printemps pour voir la neige fondre et grossir les rivières (ex : Alpes), dans les Arbailles la neige fond en hiver du fait de redoux causés par le vent du sud.

Par exemple, le 17 novembre 1996, une pluie fine sur 10 cm de neige a provoqué une crue de la rivière souterraine de l'EX25. En 6 heures, le débit de la rivière

est passé de 4 à 20 l/s, interdisant le franchissement du puits de 23 m pendant 18 heures en raison d'une importante arrivée de plafond cascadant dans le méandre Egyptien. Dans les karsts nus, supraforestiers, on sait que la réponse est encore plus rapide au niveau de la zone de transfert vertical (1 heure) [Maire, 1990].

Plus les précipitations sont courtes et intenses, plus la crue et la décrue interviennent rapidement. Les temps de réponse sont très courts pour toutes les sources ; assez généralement le débit augmente au plus 3 heures après le début de la précipitation. Le début de la décrue, une fois l'averse passée, intervient tout aussi rapidement.

2. Etudes du débit à partir du suivi de la source d'Abotecoborda

L'émergence Abotecoborda, située à l'extrémité nord-ouest du karst des Arbailles, alimente le ruisseau de Sarrasquette (fig. 6-1). Les eaux jaillissent de deux griffons principaux à 270 m d'altitude, au sein de blocs éboulés sur une pente raide tournée vers le nord. Un seul des deux griffons est partiellement capté par le Syndicat d'Eau Potable de Saint-Jean-le-Vieux pour l'alimentation des communes de Bussunaritz et de Saint-Jean-le-Vieux. Afin de mieux connaître cette source, un suivi a été effectué sur deux périodes : du 6 au 24 juillet et du 25 août au 20 octobre 1995 avec mesure des débits, des températures et de la conductivité [A.N.T.E.A., 1995].

a. Régime hydrologique

La courbe des débits de septembre 1995 est intéressante car elle montre la fin du tarissement après la sécheresse de l'été. On observe une première crue brutale le 20 septembre 1995 avec des débits de pointe supérieurs à 153 l/s. Le débit de la pointe de crue du 5 octobre atteint 250 l/s. Les petites irrégularités visibles sur la courbe sont dues aux prélèvements A.E.P. commandés par un flotteur placé dans le réservoir de stokage du réseau.

L'étude comparée des précipitations (station de St-Jean-le-Vieux) avec la courbe des débits de la source montre clairement que les orages n'ont pas eu la même intensité sur St-Jean-le-Vieux et le massif des Arbailles (fig. 6-9) :
- ainsi les premières pluies enregistrées à St-Jean-le-Vieux (25 mm le 12/09/95) n'influencent pas le débit d'étiage car elles ne sont pas tombées sur le massif ;
- en revanche, la crue du 5/10/95 est lié à un violent orage qui a été a peine marqué à St-Jean-le-Vieux (16 mm).

Ces interprétations sont importantes et montrent la nécessité d'une station météo située sur le site pour faire une corrélation correcte pluie-débit.

Le temps de réaction du système, à une précipitation de forte intensité, est de 3 heures, ce qui est conforme avec nos observations sur les autres sources du massif. La décroissance du débit intervient elle aussi très rapidement. Ces fluctuations brutales et rapides à la suite des épisodes orageux révèlent une infiltration rapide et massive des eaux grâce à l'existence d'un karst bien organisé et à l'absence d'une importante zone noyée tampon, permettant ainsi une évacuation rapide des eaux.

En régime non influencé par les pluies, la courbe de tarissement traduit un régime de vidange de fissures à faibles réserves qui participent au soutien du débit d'étiage. Les effets tampons restent réduits et les débits ne se maintiennent que grâce au renouvellement de la recharge par l'averse suivante.

b. Estimation des réserves dynamiques

La courbe de tarissement (fig. 6-9) est difficile à interpréter avec précision car elle est incomplète. Toutefois, nous avans tenté un calcul approché des réserves dynamiques pour avoir un ordre de grandeur [Mangin, 1974].

Le coefficient de tarissement est de 0,0247 environ ; il semble indiquer un système noyé d'importance moyenne par rapport à la dimension du système karstique. Les réserves dynamiques seraient ainsi de 56 000 m^3 environ.

3. Comparaison avec les réserves estimées des autres sources des Arbailles

Hormis Abotecorda, les sources du massif ne bénéficient pas de mesures précises de débit, d'où la difficulté de connaître leur fonctionnement

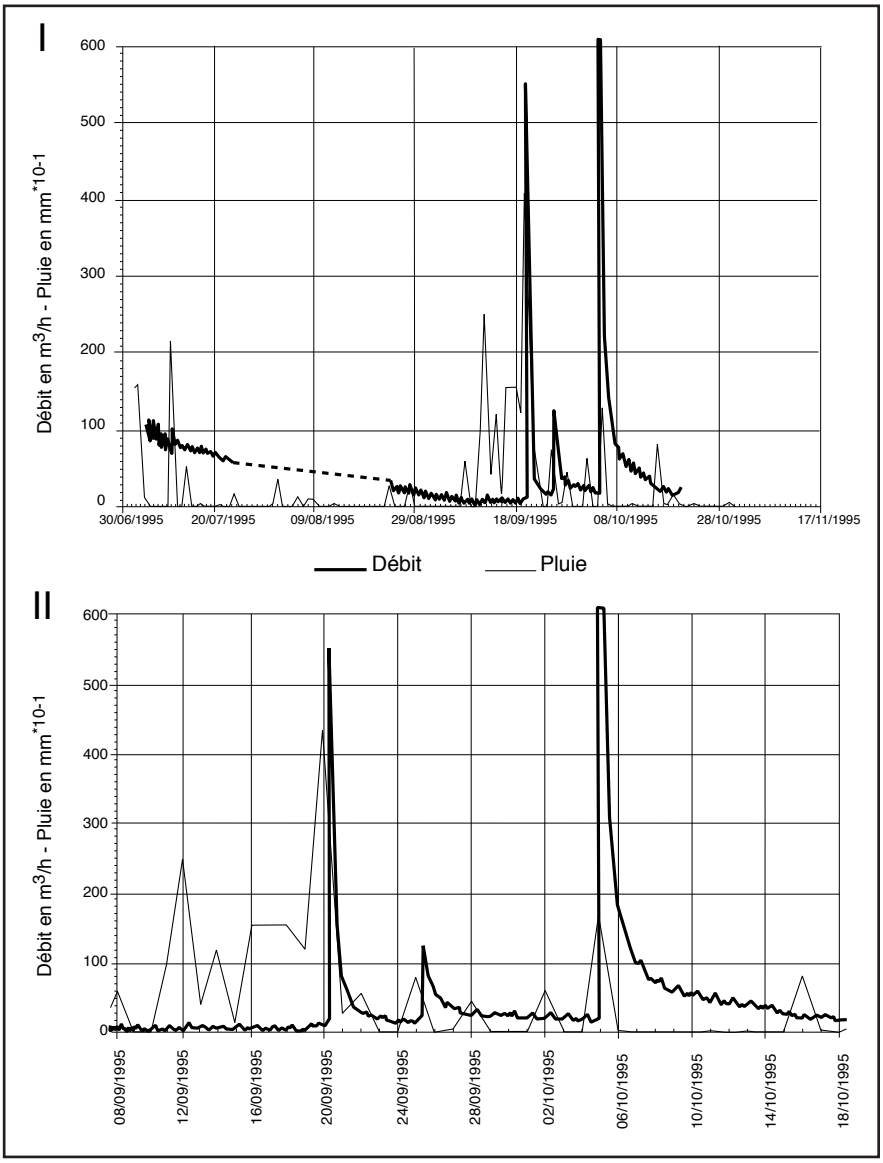


Figure 6-9 : Suivi du débit du trop-plein de la source captée d'Abotecoborda et relation avec la pluviomètrie. I : période d'observation du 30/06/1995 au 17/11/1995 ; II : du 08/09/1995 au 18/10/1995 [A.N.T.E.A., 1995 ; figure redessinée].

hydrodynamique. Seules des estimations de débit peuvent être apportées pour la campagne de mesure 1995-96.

a. Réserves estimées des Cent Sources

La source la plus importante du massif, les Cent Sources, présente un débit d'étiage de 30 à 50 l/s environ. D'après les traçages, le bassin d'alimentation mesurerait 20 à 25 % de la superficie du massif, soit plus de 30 km², ce qui expliquerait les débits d'étiage soutenus.

En effet, lors de la sécheresse de l'été 1995 qui a duré de début juillet à fin septembre, le débit de la source a toujours été relativement important, tombant à 30-40 l/s vers la mi-septembre alors que toutes les autres sources du massif débitaient moins de 2 à 5 l/s. En l'absence de courbe de tarissement, on peut simplement estimer les réserves dynamiques des Cent Sources à plusieurs centaines de milliers de m³ au minimum. Le problème à résoudre est de savoir la répartition des apports : pertes de l'Apoura et karst d'altitude.

L'hypothèse actuelle est que les Cent Sources sont alimentées en grande partie par le haut karst des Arbailles. Dans le futur, il sera donc nécessaire d'étudier cette source complexe avec précision.

b. Réserves estimées des autres sources, l'exemple d'Uthurbietta

Pour les autres grandes sources du massif, on sait que les réserves dynamiques sont assez faibles -de l'ordre de quelques dizaines de milliers de m³ pour Uthurbietta- car les débits d'étiage ne dépassaient pas quelques l/s lors du grand étiage de septembre 1995.

Dans le cas d'Uthurbietta, on observe une très grande variabilité du débit, lequel passe de plus de 2 000 l/s en pointe de crue à quelques l/s en étiage prononcé (rapport de 1 à 1000).

III. Définition des différents aquifères karstiques

Une analyse rapide des faits conclurait sur l'existence de plusieurs aquifères karstiques séparés par des niveaux de marnes imperméables. Cependant, les observations réalisées en surface et sous terre, ainsi que l'analyse des renseignements apportés par les expériences de coloration prouvent qu'il faut nuancer ce point de vue. En effet, les faciès marneux présentent un pourcentage plus ou moins élevé de calcaire qui les rendent plus ou moins aptes à la karstification. C'est pourquoi leur comportement vis-à-vis des infiltrations doit être analysé cas par cas.

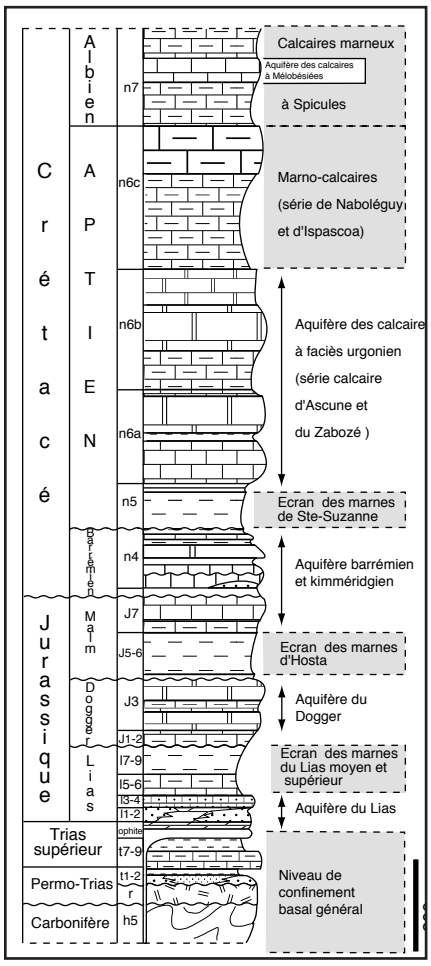


Figure 6-10 : Echelle lithostratigraphique, aquifères et écrans hydrauliques. Les écrans imperméables sont toujours susceptibles de laisser passer les eaux à la faveur de fractures majeures. L'écran le plus efficace semble être représenté par les marnes d'Hosta (Oxfordien).

A. Aquifères karstiques et faciès chimiques

La série lithostratigraphique (chap. 1) et les faciès chimiques des sources (chap. 5) permettent de distinguer cinq grandes familles d'aquifères karstiques séparés par des écrans plus ou moins imperméables [Bauer, 1995 ; Vanara, 1997] (fig. 6-10).

1. Les aquifères des calcaires marneux albiens

Ils permettent localement le maintien de petits ruisseaux issus de sources au débit toujours inférieur à 1 l/s telles celles de la fontaine d'Otxolatzé et de la source captée d'Ursoy. La fontaine d'Ahusquy qui draine le haut sommet du Bohorcortia et la source Ursoy située dans le haut bassin de la rivière Ilhounatzé possèdent un faciès bicarbonaté calcique : HCO_3^- et Ca^{2+} représentent plus de 87 % de la minéralisation (fig. 7-6 et 6-11).

Les cordons de calcaires massifs à mélobésiées intercalés dans les marnes sont favorables à la formation de petites nappes d'eau perchées qui sourdent au contact des calcaires marneux : fontaine Léziague, source d'Ithurrotché.

Ces ruissellements sur les calcaires marneux s'infiltrent dans des pertes telles celles du gouffre d'Otxolatzé (fig. 4-6). De profonds gouffres développés à la faveur de fractures majeures permettent localement aux eaux de rejoindre directement les calcaires à faciès urgonien.

2. L'aquifère de la série carbonatée aptienne de faciès urgonien

Cet important aquifère est limité au mur par les marnes de Ste-Suzanne (Barrémien) ou les marno-calcaires d'Hosta (Oxfordien). Le calcaire urgo-aptien, très karstifié, est le siège d'une infiltration diffuse ne permettant pas la mise en place d'écoulements subaériens. Les petites sources sont rares (source de la Salleberriko Borda). Les eaux en provenance de cet aquifère ont un faciès bicarbonaté calcique classique : HCO_3^- (156 à 165 mg/l) et Ca^{2+} (50 à 54 mg/l) représentent plus de 90 % du total de la minéralisation (émergences de la Grande et de la Petite Bidouze, fig. 5-17 et 5-18).

L'écran hydraulique des marno-calcaires d'Hosta (Oxfordien) est coiffé par un horizon calcaire d'âge kimméridgien mal connu qui peut jouer le rôle d'aquifère ou du moins de milieu transmissif.

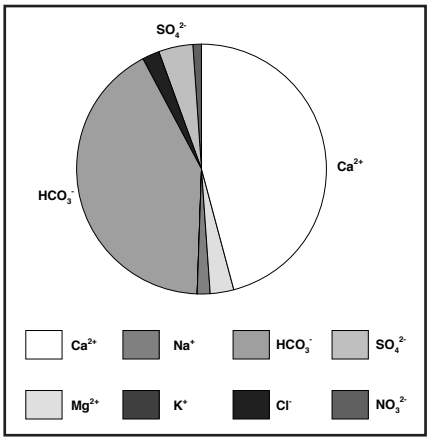


Figure 6-11 : Composition chimique moyenne de la source Ursoy, haute vallée d'Ilhounatzé.Le bassin d'alimentation de cette petite source d'altitude est constitué de calcaires marneux albiens (C1). Les eaux sont bicarbonatées calciques.

3. L'aquifère des calcaires à microfilaments du Dogger

Ils forment un aquifère important illustré par le système d'Uthurbietta dans lequel se développe le réseau du Nébélé. Les eaux présentent un faciès bicarbonaté calcique légèrement sulfaté et magnésien (Zahagui, Urondoa haute, Uthurbietta) : HCO_3^- (155 à 159 mg/l) et Ca^{2+} (51 à 53 mg/l) sont prédominants (83 à 88 %), mais SO_4^{2-} (6 à 19 mg/l) et Mg^{2+} (2 à 4 mg/l) sont également présents (fig. 5-17 et 5-18).

4. Les aquifères des calcaires marneux du Lias

On connaît mal les relations entre l'aquifère du Dogger et les étages du Lias. Certaines sources comme celles de Zahagui et d'Ur Belcha pourraient drainer une partie de l'aquifère liasique. Le Lias moyen et supérieur est marneux ou calcaréo-marneux. Le Lias inférieur calcaréo-dolomitique pourrait constituer un aquifère karstique, mais on possède peu de renseignements à son sujet. Son confinement basal est assuré par les argiles du Keuper.

5. Les aquifères profonds influencés par le Trias

Les aquifères profonds circulant sur les marnes gypsifères du Keuper sont illustrés par la source chaude de Camou, caractérisée par la forte concentration des ions Na^+ (4 368 mg/l), SO_4^{2-} (1 065 mg/l), Cl^- (6 922 mg/l), HCO_3^- (183 mg/l) et Ca^{2+} (494 mg/l). Ces aquifères profonds ont été mentionnés au chapitre 5 ; ils ne concernent pas le présent chapitre consacré aux sources purement karstiques.

Les aquifères complexes de la bordure sud et nord sont caractérisés par la liaison hydrologique entre les différents aquifères dus à la réduction d'épaisseur des couches et à la présence d'accidents majeurs. Les eaux présentent un faciès bicarbonaté calcique et sulfaté (Arhanzéta, Cent Sources et Garaybie) : HCO_3^- (152 à 181 mg/l) et Ca^{2+} (60 à 73 mg/l) et SO_4^{2-} (50 à 101 mg/l) sont en proportion importante (86 à 88 %) (figure 5-17 et 5–18).

B. Le rôle des écrans marneux

En simplifiant, on est en présence de plusieurs aquifères superposés (petites nappes des calcaires à mélobésiées, aquifère des calcaires de l'Urgonien, du Kimméridgien, du Dogger et du Lias) séparés par des écrans hydrauliques (calcaires marneux albo-aptiens, marnes bédouliennes, marno-calcaires oxfordiens, marnes liasiques) ; le niveau de confinement basal général est assuré par les couches triasiques.

Cependant, la réalité est plus complexe dans la mesure où les couches marneuses ne sont pas complètement étanches. Si parfois les écrans hydrauliques assurent bien leur rôle, on a aussi en d'autres endroits la preuve de communications entre les aquifères.

1. Les calcaires marneux albo-aptiens

Ils laissent percevoir deux types de comportements selon leur position altitudinale :

- En altitude, les fractures ouvertes bien exploitées par la dissolution font que les marnes se présentent comme un milieu transmissif qui permet aux eaux de rejoindre l'aquifère des calcaires urgoniens. Le large puits d'Apanicé assure aux eaux infiltrées dans les calcaires marneux une liaison directe avec l'aquifère urgo-aptien.
- Au contraire, en basse altitude, les marnes albiennes forment un écran étanche, barrière efficace pour les circulations souterraines. De nombreuses sources karstiques jaillissent à leur contact : zone d'émergence de Garaybie, d'Uthurbietta, de Camou et de Guessalia. Le forage artésien d'Alçay prouve aussi l'existence d'un aquifère urgonien captif sous les marnes (chap. 5).

2. Les marnes bédouliennes (marnes de Ste-Suzanne)

Les marnes à orbitolines bédouliennes se comportent de façon ambiguë, tantôt couche écran, tantôt couche perméable. Elles servent de semelle aux rivières souterraines du Zarobé et expliquent les émergences de la grotte et aux abreuvoirs du Zarobé. Cependant, ces marnes dites de Ste-Suzanne possèdent sur les Arbailles un faciès qui peut comporter une importante proportion de calcaire. C'est pourquoi, elles sont traversées par d'importantes circulations d'eau comme à la perte de la Petite Bidouze.

3. Les marno-calcaires de l'Oxfordien (marno-calcaires d'Hosta)

Les marno-calcaires d'Hosta jouent le rôle d'écran imperméable. Le petit actif souterrain du Landanoby (TH2), les rivières d'Etxanko Zola et de Sinhikole leur devant leur existence. Ils seraient aussi responsables des émergences perchées d'Abotecoborda et d'Espila à l'extrémité ouest du karst des Arbailles : la zone de sortie des eaux étant située au contact des calcaires aptiens et des marnes oxfordiennes.

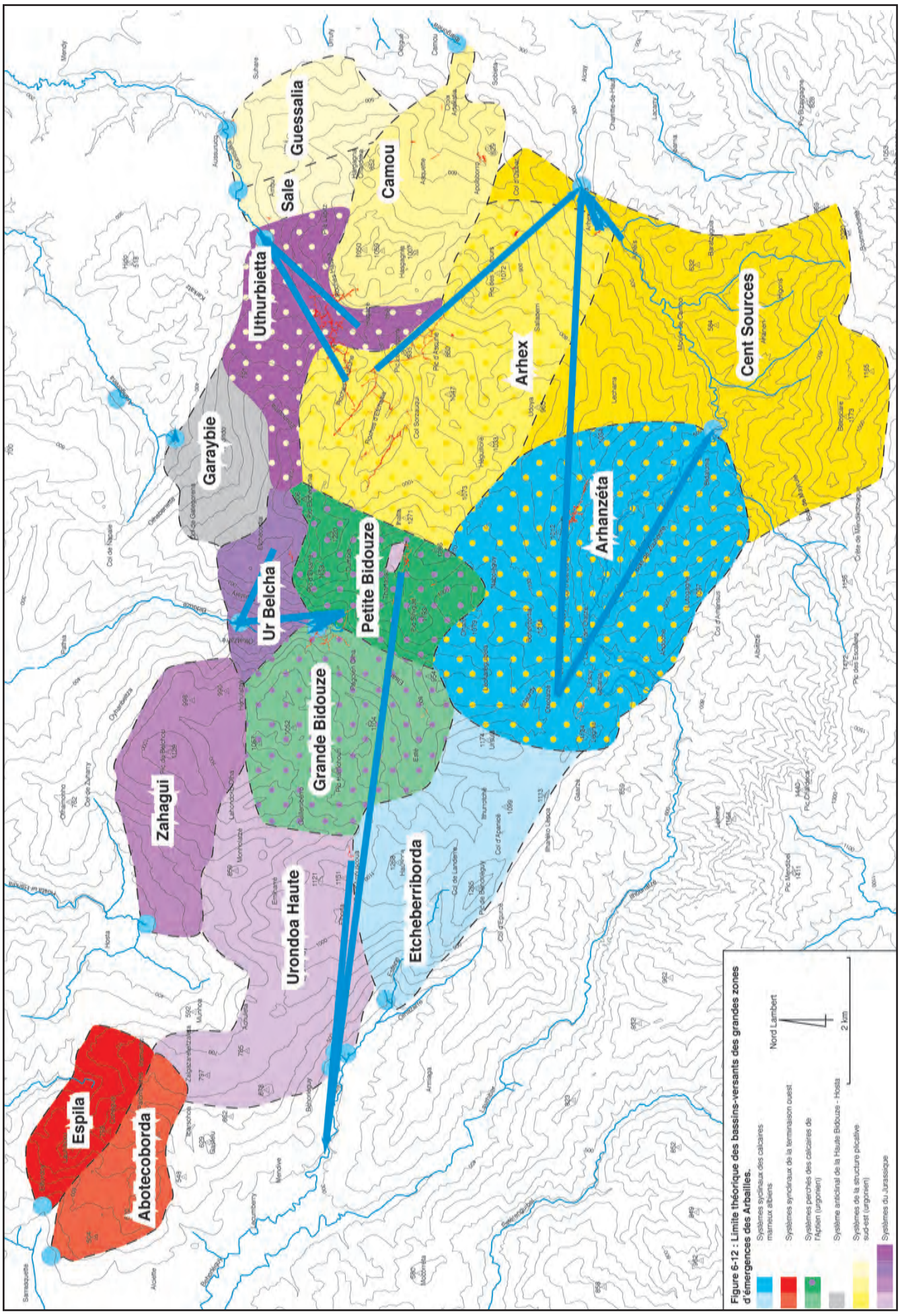
En revanche, la coloration de la perte de Léchagorry ressortie à Uthurbietta prouve que cette couche peut aussi être traversée par des écoulements. Les grands accidents transverses sont susceptibles de jouer le rôle de drains verticaux. Dans le réseau Nébélé, la galerie de la Grande Faille est taillée dans sa partie inférieure dans les calcaires à microfilaments : elle laisse localement apercevoir à son plafond la dalle à périsphinctes et les marnes oxfordiennes largement soutirées. La galerie devient alors très argileuse et la progression plus difficile [Collectif Nébélé, comm. orale].

4. Les marnes du Lias

On connaît peu de choses des écrans marneux du Lias. Quelques sources sortent à leur niveau telles la fontaine Lépoa ou l'émergence Urondoa Haute, situées à l'ouest du massif. La coloration d'Ur Belcha semble montrer qu'ils sont peu étanches à moins que le système ne soit compliqué par l'existence d'une Bidouze souterraine (annexe 6-6). Les eaux peuvent ressortir dans le Jurassique du lit de la Bidouze, éventuellement sous les galets qui encombrent son lit, pour se reperdre ensuite dans le Lias.

Les principaux aquifères des Arbailles se décomposent en plusieurs grands bassins d'alimentation karstique. Par exemple, l'aquifère des calcaires massifs urgo-aptiens possède plusieurs exutoires : émergences de la Grande et de la Petite Bidouze, Camou froide, émergence de la grotte Arhex…

Pour décrire chaque bassin d'alimentation et en donner si possible les limites nous devons faire appel à l'ensemble des données disponibles : expériences de traçage, observations spéléologiques, mesures physiques et hydrodynamiques, mais aussi analyses hydrochimiques. Celles-ci demeurent un des moyens privilégiés pour appréhender le fonctionnement actuel d'un bassin d'alimentation karstique fonctionnel [Lepiller, 1980 ; Mudry, 1987].


Espila
Abotecoborda
Zahagui
Urondoa Haute
Grande Bidouze
Petite Bidouze
Ur Belcha
Garaybie
Uthurbietta
Sale
Guessalia
Camou
Arhex
Arhanzéta
Cent Sources
Etcheberriborda
Figure 6-12 : Limite théorique des bassins-versants des grandes zones d'émergences des Arbailles.
Systèmes synclinaux des calcaires marneux albiens
Systèmes synclinaux de la terminaison ouest
Systèmes perchés des calcaires de l'Aptien (urgonien)
Système anticlinal de la Haute Bidouze - Hosta
Systèmes de la structure plicative sud-est (urgonien)
Systèmes du Jurassique
Nord Lambert
2 km

IV. Les grands bassins d'alimentation karstiques des Arbailles : synthèse des résultats

A partir des différents résultats obtenus (tracé des réseaux souterrains, traçages, physico-chimie des sources), il est possible de proposer une délimitation approximative des grands bassins karstiques des Arbailles (fig. 6-12). Cette carte provisoire est une base de travail, notamment pour les spéléologues et les hydrogéologues ; elle sera corrigée au fur et à mesure des nouveaux traçages et des nouvelles découvertes.

La classification se fonde étroitement sur la structure géologique et la nature lithologique des terrains. On reconnaît successivement :

- les systèmes synclinaux des calcaires marneux albiens au sud (Arhanzéta) et au sud-ouest (Etcheberriborda) ;
- le système anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta au nord-nord-est (Garaybie) ;
- les systèmes perchés des calcaires urgo-aptiens au centre (Bidouze) ;
- les systèmes faillés de l'Urgo-Aptien de la retombée périclinale sud-est (Camou et Cent Sources) ;
- les systèmes synclinaux de la terminaison ouest (Abotecoborda et Espila) ;
- les systèmes du Jurassique (Zahagui, Urondoa, Ur Belcha, Uthurbietta).

A. Les systèmes synclinaux des calcaires marneux albiens : les émergences Etcheberriborda et Arhanzéta

Deux sources principales drainent le synclinal d'Apanicé : à l'est l'émergence d'Arhanzéta, à l'ouest la source Etcheberriborda. Si le fait est prouvé pour Arhanzéta, il n'est qu'au stade des hypothèses pour Etcherriborda, hypothèse qui reste à vérifier par coloration.

1. L'émergence d'Etcheberriborda

La source d'Etcheberriborda est située dans l'axe du synclinal albien à l'amont de la vallée de Béhorléguy. Des éboulis cachent le gîte réel de la source. Il semblerait que les eaux jaillissent au toit des marnes oxfordiennes, à la base du réservoir carbonaté de l'Aptien. Selon la mise en charge de l'aquifère, les eaux ressortent plus ou moins haut dans le ravin. La sortie la plus élevée (source Etcherriborda, 440 m) n'est active que durant les crues importantes. Le reste du temps les eaux émergent par de petits griffons dans le lit même du ravin à la hauteur du pont de d'Etcheberriborda (griffon bas d'Etcherriborda, 400 m d'altitude).

D'autres sorties d'eau existent comme par exemple les sources du ruisseau de Baslaune et d'Estene. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de dire si ces exutoires appartiennent ou non à un même système karstique.

Cette zone d'émergence draine la partie ouest du synclinal albien (photo 6-3). Une partie des eaux doit provenir du ravin d'Estene dont le lit est jalonné de nombreuses pertes [M. Douat, comm. orale]. Cependant, seule une coloration dans le gouffre d'Apanicé permettra de préciser les limites orientales du bassin d'alimentation de la rivière Béhorléguy.

2. L'émergence d'Arhanzéta et son bassin d'alimentation

Le site de cette importante émergence est imposé par la structure et le relief. Elle jaillit à 375 m d'altitude à l'endroit où la profonde vallée de l'Apoura recoupe l'axe du synclinal d'Apanicé. Son bassin d'alimentation remonte à l'ouest au moins

Photo 6-3 : La source d'Etcheberriborda est située à l'amont de la vallée de Béhorléguy (au premier plan) au pied des Arbailles. Le bassin d'alimentation de la source est mal connu, mais une partie de son alimentation doit provenir du ravin d'Estene, situé dans l'axe du synclinal albien, dont le lit est jalonné de nombreuses pertes. La photographie prise en avril 1996 montre qu'une partie de la végétation a été détruite par les feux courants, ce qui favorise l'érosion des sols et la turbidité de l'émergence. Au fond, la Haute Chaîne enneigée.

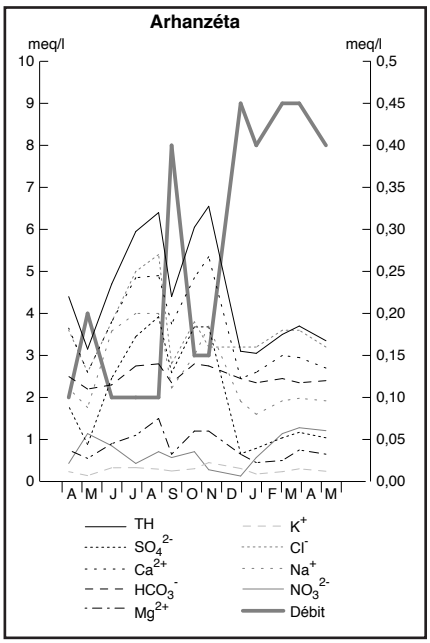


Figure 6-13 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence d'Arhanzéta. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

jusqu'à la zone d'Otxolatzé puisque la coloration effectuée au gouffre de même nom a coloré ses eaux (annexe 6-13). Les débits présentent des variations dues aux pluies et secondairement aux fontes des neiges (crues de mars et d'avril 96). En effet, une partie des surfaces drainées présente un caractère de haute montagne avec des altitudes dépassant les 1 000 m d'altitude (Bohorcortia, 1 214 m).

La température, qui peut atteindre 12,4 °C, montre que les eaux karstiques d'Arhanzéta peuvent se mélanger à des eaux provenant rapidement de la surface (fig. 5-14). L'augmentation de la température est particulièrement importante en été et secondairement en automne durant les périodes d'étiage. Il est probable que ce mélange s'effectue à la faveur des pertes diffuses que nous avons pu observer dans les lits de l'Apoura et du ruisseau Azaléguy. Les crues sont accompagnées d'une baisse de la température en raison de l'arrivée brutale d'eau de surface n'ayant pas eu le temps d'être chauffée par le soleil.

Le pH et la teneur en anhydride carbonique varient selon un rythme saisonnier. Les eaux sont globalement agressives durant l'été et à l'équilibre durant les autres périodes (fig. 5-14 et 5–20).

La composition chimique moyenne des eaux et le diagramme de Schoeller-Berkaloff montrent la spécificité de cette source à la minéralisation la plus importante avec une conductivité moyenne de 471 μS/cm et maximale dépassant les 600 μS/cm (fig. 5-17 et 5-18). Cette particularité tient à l'abondance des ions Ca^{2+} et SO_4^{2-}.

La conductivité varie à l'inverse du débit (fig. 6-21). Les ions Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Na^+, K^+ et Cl^- évoluent en dilution. Les puits permettent une infiltration rapide de l'eau de pluie peu ionisée. Cette eau fait baisser les concentrations lorsqu'elle se mélange aux eaux souterraines, sachant que l'évacuation du mélange est rapide grâce aux larges galeries, ce qui ne laisse pas le temps aux eaux de se charger.

Les nitrates (< 5 mg/l) et les phosphates (0,15 mg/l), en quantités toujours très faibles, ont des fluctuations de concentration non coordonnées avec celles des autres éléments chimiques (fig. 6-13 et 5-25).

Plusieurs aquifères contribuent à l'alimentation de la source Arhanzéta :

- l'aquifère des calcaires marneux albiens constitue le coeur du synclinal. Les pendages drainent les eaux issues des pertes diffuses (Ibar Naba) ou concentrées (Otxolatzé) vers la source ;
- l'aquifère des calcaires aptiens participe peut-être à l'alimentation de l'émergence. Cependant, on connaît mal la structure profonde du massif. Aussi, il est difficile d'évaluer le rôle joué par cet aquifère ;
- l'aquifère du Jurassique affleure sur la bordure sud du synclinal. Les calcaires du Dogger et du Lias se trouvent au contact à la faveur de discordances et d'accidents tectoniques. Les marnes du Keuper assurent le confinement basal de cet ensemble. Il est probable que cet aquifère complexe est responsable de l'importante minéralisation d'Arhanzéta (abondance notamment des ions SO_4^{2-}). L'anhydrite et sa forme hydratée le gypse sont toujours à l'origine de teneurs élevées en sulfates dans les eaux bicarbonatées [Bakalowicz, 1979]. Or, le gypse est très abondant dans les couches évaporitiques du Keuper. Des pseudomorphoses de gypse (mâcle en fer de lance) sont fréquentes dans les couches de l'Infralias [Hogrel-Made, 1988]. De plus, les dépôts du Jurassique contiennent de la pyrite, ce qui est une autre source possible d'apport (fig. 5-24). La mise en solution de SO_4^{2-} par oxydation de la pyrite est une réaction lente et caractérise des eaux qui séjournent plusieurs semaines dans l'aquifère [Bakalowicz, 1979] ;
- enfin, les poudingues de Mendibelza pourraient contribuer pour une petite partie à l'alimentation d'Arhanzéta par l'intermédiaire de pertes situées dans le lit de l'Apoura.

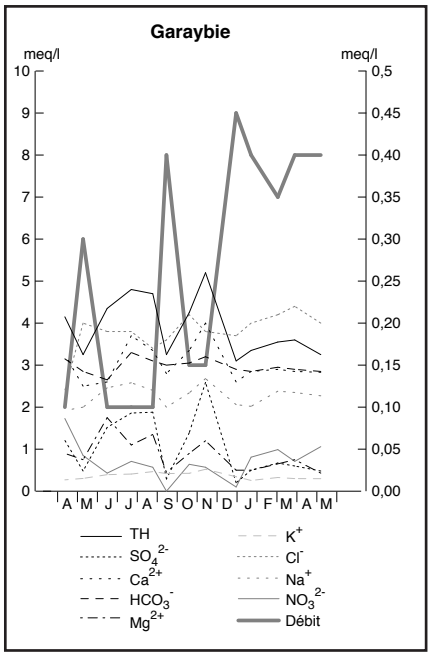


Figure 6-14 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de Garaybie. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

B. Le système anticlinal de la Haute Bidouze - Hosta : l'émergence de Garaybie

Plusieurs faits rendent difficile la compréhension du système de la Haute Bidouze - Hosta. Des pertes concentrées ou des rivières souterraines permettant une coloration ne sont pas connues dans le secteur. De plus, les indications de la carte géologique sont inexactes en de nombreux endroits et permettent difficilement d'estimer la part jouée par chaque étage géologique.

Les eaux de Garaybie émergent d'un siphon situé sur le côté d'un vaste porche situé dans les calcaires du Dogger (photo 6-1). La sortie des eaux est conditionnée par les calcaires marneux albiens qui forment un barrage hydraulique. Le faciès de cette émergence située sur la bordure nord des Arbailles s'apparente à celui de l'émergence d'Arhanzéta qui draine la bordure sud.

Les ions calcium et hydrogénocarbonates sont prédominants (73 %) et fonctionnent de concert et en dilution (fig. 6-14). Les sulfates montrent aussi des valeurs importantes (jusqu'à 124 mg/l), ce qui distingue cette source de la plupart des émergences karstiques observées dans les Arbailles. Les indications données par la carte géologique seraient à revoir. En effet, J.-L. Lenoble

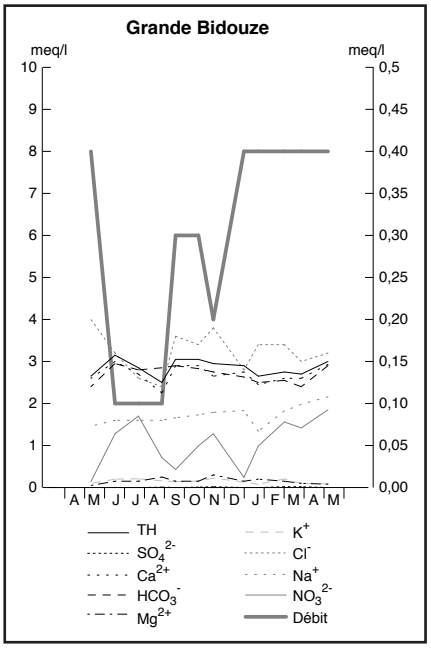


Figure 6-15 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de la Grande Bidouze. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

[1992] signale, le long de la piste qui monte au col de Gatégoréna, au sud-est de la borde d'Hidondo, un important affleurement de Trias : argiles versicolores du Keuper, cargneules ocres à chamois, dolomies en plaquettes et bancs décimétriques, calcaires bleutés du Muschelkalk et brèches dolomitiques. C'est vraisemblablement en lavant ces couches que les eaux de la source se chargent en SO_4^{2-}. Le magnésium est également abondant (max. de 21 mg/l), particulièrement lors des périodes d'étiages.

Les autres ions sont moins présents et représentent 5 % de la minéralisation totale. Le sodium, le potassium et les nitrates évoluent en dilution. La teneur en chlorure est relativement stable dans le temps. L'évolution des phosphates se fait par décharges successives (fig. 5-25).

La température de l'émergence voisine les 11 °C sans être perturbée par les crues (fig. 5-14). Par contre, les turbidités sont fréquentes et liées à l'augmentation des débits. La teneur en CO_2 (max. fin août) et le pH (min. à la fin de l'été) témoignent d'un rythme saisonnier (fig. 5-19 et 5-20). Les eaux sont agressives en été 95 et sous saturées en automne 95, hiver 96 et printemps 96 (fig. 5-32).

C. Les systèmes perchés des calcaires de l'Aptien (Urgonien)

Les émergences perchées alimentées par un bassin d'alimentation situé essentiellement dans les calcaires urgoniens se caractérisent par :
- l'importance des infiltrations diffuses ;
- une intense karstification ;
- des températures des eaux fraîches, conséquence d'un drainage de haute altitude ;
- une composition chimique dominée par les ions calcium et hydrogénocarbonate.

1. Le bassin d'alimentation de la Grande Bidouze

Comme toutes les émergences des Arbailles les écoulements de la Grande Bidouze sont irréguliers. En période d'étiage, la source ne débite que quelques litres par seconde et les eaux se perdent très vite un peu plus bas dans le lit de la rivière Bidouze. Lors des crues, elle peut débiter jusqu'à 1 000 l/s. La montée des eaux est rapide car la source draine une grande partie du poljé d'Elsarré qui sert de point de concentration des ruissellements lors des violentes averses.

La moyenne des températures 9,3 °C sur une année est la plus faible relevée dans les Arbailles. Les températures ne sont absolument pas influencées par les crues des mois de mai et de septembre et consécutivement les variations d'été et d'automne sont particulièrement faibles. La température de l'eau commence à baisser à partir du mois de décembre pour atteindre un minimum en avril (8,8 °C) et remonter à partir du mois de mai (fig. 5–14).

Une fraîcheur de la température des eaux s'explique par le fait que la source possède un bassin d'alimentation de haute altitude. Les sommets environnants atteignent les 1 178 (pic de Zabozé), 1 093, 1 104, 1 151 m (pic Harrichouri). Plus à l'ouest les altitudes sont un peu inférieures (autour de 1 000 m). L'altitude élevée de ce bassin a plusieurs conséquences :
- en été et en automne les eaux de pluie tombent presque à la même température que celle des eaux souterraines ce qui fait que cette dernière n'est guère influencée ;
- les précipitations solides modifient le régime de la source. La fonte des neiges amorcée en mars se poursuit jusqu'en avril d'où une baisse de la température de la source, mais seulement en avril donc avec un décalage important. On assiste à un rafraîchissement progressif des eaux de l'aquifère.

La source a rarement une turbidité repérable à l'œil. Elle est légèrement trouble lors des fortes eaux de mai mais les autres crues n'altèrent pas sa clarté, ce qui paraît normal pour les crues de fonte des neiges, mais exceptionnel pour les crues dues aux pluies. Cette particularité s'explique par :
- l'omniprésence des lapiés taillés dans les calcaires massifs qui interdisent la plupart des écoulements concentrés ;
- l'importance de la couverture végétale non exploitée par les forestiers en raison de la difficulté du relief ;
- la rareté des endroits mis à feu. Ils se localisent essentiellement dans le poljé d'Elsarré et sur le versant dominant le cayolar Pagolen Olha (la bordure de la forêt a été largement mise à mal par le feu en 1995) ;

Lieux de prélèvement	T°C de l'eau	Cond. µS/cm 25°C
Zarobé, source nord	11,1	
Zarobé, source sud	12,3	
Perte du ruisseau issu de la source nord du Zarobé	22,1	
Affluent n°1 impénétrable, rive droite du réseau de la Petite Bidouze	12,9	287
Arrivée d'eau la plus importante, boyau de rive droite du réseau de la Petite Bidouze	09,6 air : 14,5	257
Au pied de la cascade de 18 m	10,8	285
Au pied de la cascade de 4 m	10,9	281
Emergence de la Petite Bidouze	10,8	278

Tableau 6-2 : Températures des eaux du système hydrologique Zarobé-Petite Bidouze. Prélèvements effectués le 03/09/95 en période d'étiage.

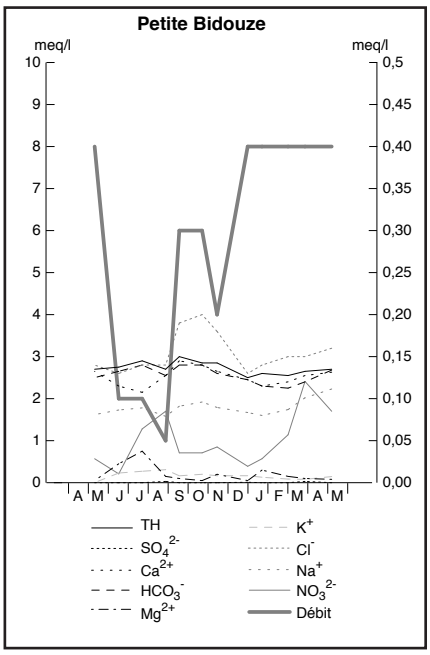


Figure 6-16 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de la Petite Bidouze. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl^-, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

- à l'existence d'une seule piste recouverte de cailloutis bien tassés et de pente réduite ou nulle peu propice à la concentration des eaux.

Une forte turbidité, fait exceptionnel, a été observée le 3 septembre 1995 en situation d'étiage marqué. A la sortie du siphon, les cailloux habituellement bien nettoyés par le courant étaient recouverts d'une épaisse couche d'argile. On peut conclure à un débourrage accidentel à l'intérieur du réseau.

La Grande Bidouze est caractérisée par la prépondérance du système calco-carbonaté. Ca^{2+} (moy. 54 mg/l) et HCO_3^- (moy. 165 mg/l) représentent ainsi 93 % en meq/l de la concentration ionique totale. Leurs variations, identiques dans le temps, sont influencées par les débits (fig. 6-15). L'étiage estival montre une forte augmentation des valeurs jusqu'au mois de juin, suivie d'une baisse très nette. La crue de septembre indique une augmentation des valeurs. En l'absence de mesure précise de débit, on ne peut savoir si la mesure concerne de l'eau fortement minéralisée ayant séjournée longtemps dans l'aquifère et expulsée par un «effet piston». Les hautes eaux d'hiver et du début du printemps montrent un fonctionnement classique en dilution.

Les concentrations en magnésium sont toujours très faibles (< 4 mg/l) en raison de

l'absence de faciès dolomitique dans le bassin d'alimentation. Cet ion fonctionne en dilution tout comme les sulfates (< 1 mg/l) et les chlorures (< 6 mg/l).

Les ions sodium (2 mg/l) et potassium (< 0,4 mg/l) sont relativement stables dans le temps. Les nitrates (< 7 mg/l) montrent un fonctionnement directement tributaire des débits : baisse sensible des valeurs durant les crues. Les phosphates ne sont presque pas présents dans les eaux (< 0,05 mg/l).

Le pH montre des variations saisonnières bien marquées : < 7,5 durant l'été et > 7,5 pour les autres saisons (fig. 5–19). Le CO_2 théorique est présent durant l'été (période végétative active) et faible le reste de l'année (fig. 5-20). L'eau est agressive durant la belle saison et sous saturée le reste de l'année en fonction de l'activité biologique directement responsable du taux de CO_2 contenu dans les sols (fig. 5-32).

Les limites du bassin d'alimentation de la Grande Bidouze sont difficiles à déterminer en l'état actuel des connaissances. Les caractéristiques chimiques semblent indiquer que les eaux proviennent essentiellement des calcaires massifs à faciès urgonien. L'écran imperméable des marnes oxfordiennes isole l'ensemble du système des couches inférieures et explique le site perché de la source.

Par l'intermédiaire du réseau d'Elsarré, la source draine la plus grande partie du poljé d'Elsarré. A l'extrémité nord, la Grande Bidouze capte une partie des eaux de l'émergence de la grotte de Zarobé. A l'extrémité sud, on peut donner pour l'instant comme limite les calcaires marneux. Des colorations réalisées dans les pertes des petits ravins (Istaurdy, Chahaski) permettront de lever les doutes quant au devenir des eaux infiltrées, d'autant plus incertaines que des points propices à l'injection de colorant font défaut.

2. Le bassin d'alimentation de la Petite Bidouze

Cent mètres séparent les deux émergences de la Bidouze. Les caractéristiques du bassin d'alimentation de la Petite Bidouze sont identiques à celles de la Grande Bidouze avec des paramètres physiques et chimiques très proches. On insistera donc surtout sur les originalités de cette émergence.

La Petite Bidouze jaillit à 625 m, ce qui en fait la plus haute émergence du massif. Les débits sont peu importants en période d'étiage : quelques l/s, preuve d'un bassin d'alimentation réduit et vraisemblablement d'une superficie inférieure à celle de la Grande Bidouze. Cependant, les débits ne sont pas faciles à estimer car la vasque du porche de l'émergence est elle-même une perte qui absorbe en période d'étiage jusqu'à la totalité des écoulements. Les eaux ainsi soutirées rejoignent directement la Bidouze souterraine.

En période d'étiage, la rivière du réseau de la Petite Bidouze ne réapparaît qu'à une trentaine de mètres du porche-perte d'entrée. Deux arrivées différentes contribuent à son alimentation comme le montrent les relevés de température et de conductivité effectués le 3 septembre 1995 en période d'étiage (tabl. 6-2). Le petit affluent impénétrable de rive droite d'une température de 12,9 °C et d'une conductivité de 287 μS/cm draine les eaux des pertes chauffées par le soleil (22,1 °C) des ruisseaux issus des sources du Zarobé. Par contre, les eaux du second affluent de rive droite (1 l/s environ) sont froides (9,6 °C) et moins minéralisées (257 μS/cm). Elles proviennent du versant septentrional du Pic Sihigue et/ou de pertes de la galerie du Zarobé.

Bien que le partage des eaux ne soit pas facile à établir à l'est avec l'émergence Arhex-Cent Souces et à l'ouest avec la Bidouze, on peut toutefois considérer que l'ensemble des versants taillés dans les calcaires aptiens situés à l'est de la vallée sèche d'Elsarré appartient au bassin d'alimentation de la Petite Bidouze. Le Jurassique du vallon de Thartassu est quant

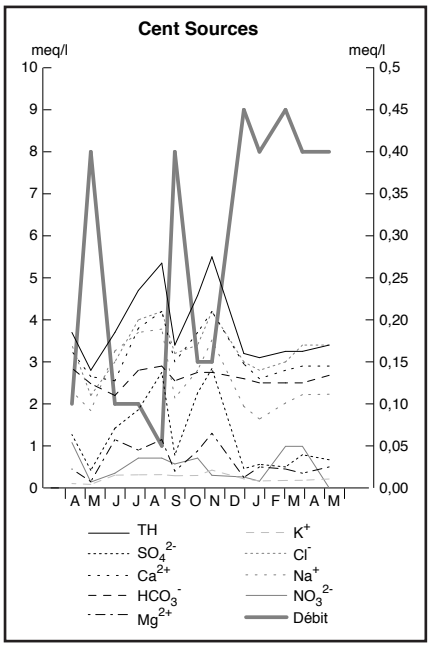


Figure 6-17 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence des Cent Sources. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl^-, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

à lui rattaché à la vallée du Béhorléguy (annexe 6-16).

Quelques sommets 1 153 (Elsarré), 1 220, 1 193 m (Sihigue) confèrent un caractère de haute montagne à ce bassin d'alimentation. Les températures rendent compte de cette alimentation d'altitude avec une moyenne de 9,7 °C (de 7,9 à 11 °C). L'écart de température est important pour une circulation karstique : 2,5 °C. Une partie de l'alimentation de la Petite Bidouze provient en effet de l'eau des pertes du ruisseau du Zarobé. En été, l'eau paresse dans de petites vasques bien exposées aux rayons du soleil. Par contre, en hiver ou durant les crues (septembre) l'eau des pertes est plus froide.

Le réseau souterrain de la Petite Bidouze est très ouvert à la pénétration de l'air extérieur, ce qui ne peut pas être sans conséquence sur la température des eaux souterraines. Les précipations neigeuses ont une influence sur le régime de la source. Ainsi, la fonte des neiges est responsable de la baisse sensible des températures du mois d'avril (7,9 °C) (fig. 5-14).

En été, le pH est inférieur à 7 ou proche de cette valeur ; pendant les autres saisons il est inférieur à ou proche de 8 (fig. 5-19). Même évolution pour le CO_2, les valeurs les plus importantes se situent durant la saison chaude (période végétative) (fig. 5–20). En conséquence, les eaux sont agressives durant l'été et sous saturées le reste de l'année (fig. 5-32).

Des dépôts de calcite tapissent le lit souterrain de la Petite Bidouze (gours). Les dépôts sont particulièrement épais sur les cascades. Ces dépôts connaissent actuellement une certaine altération (mondmilch). Au-dessus de la vasque terminale de nombreux petits gours sont visibles et le ressaut est entièrement recouvert de calcite. Par contre, à l'émergence aucun dépôt de tuf n'est visible. Quelques dépôts se trouvent un peu plus bas sur la première cascade après la confluence entre les eaux de la Grande et de la Petite Bidouze.

Comme les sources d'altitude, la Petite Bidouze présente une conductivité faible (279 μS/cm de moyenne). Les variations de teneur du calcium, des hydrogénocarbonates et du magnésium semblent en corrélation avec les débits, mais de manière différente selon l'état du réservoir (fig. 6-16). Le Ca^{2+} et le Cl^- fonctionnent essentiellement en concentration. Les valeurs d'HCO_3^- sont différentes de celles du Ca^{2+} en début de cycle hydrologique, puis les deux ions varient de concerve. Le Mg^{2+} montre des augmentations significatives après chaque chute du débit (ion à acquisition lente). Les concentrations des sulfates (moy.

0,3 mg/l), du sodium (2 mg/l) et du potassium (0,3 mg/l) restent très faibles. En accord avec une exploitation pastorale très réduite du bassin d'alimentation, la concentration des ions nitrates (3 mg/l) et phosphates (0,02 mg/l) est basse.

D. Les systèmes de l'Aptien de la structure plicative sud-est (Urgonien)

La carte géologique de Tardets-Sorholus donne une idée trop simple de la disposition des calcaires urgo-aptiens au niveau de la terminaison orientale de la structure plissée des Arbailles. Les observations de terrain montrent que cette structure s'organise selon une succession d'ondulations longitudinales (fig. 1-10). La succession d'anticlinaux et de synclinaux plus ou moins marqués doit jouer un rôle sur le compartimentage des différents bassins d'alimentation. Une analyse est donc tentée ici en prenant compte des dernières découvertes concernant l'organisation géologique de la partie orientale des Arbailles (J. Canérot et N. Vanara, obs. de terrain).

1. La source froide de Camou et autres émergences karstiques de la partie orientale

Les eaux qui s'infiltrent de manière diffuse dans les lapiés de la bordure orientale du karst des Arbailles sont drainées vers la source froide de Camou située dans l'axe de l'ondulation synclinale d'Hasgagnia et sur un accident majeur W–E. Cependant, cette émergence n'est pas facile à étudier dans la mesure où des eaux profondes viennnent se mélanger de façon plus ou moins importante selon les débits, aux eaux karstiques comme le prouvent le faciès chimique et l'évolution des températures (chap. 5).

De nombreuses petites sources existent sur la bordure orientale au contact des calcaires aptiens et des marnes albiennes. Cependant, leurs débits sont faibles voire insignifiants en période d'étiage (< 1 l/s) : source du ravin de Cihigue, source intermittente de Cihigue, petite source et source captée de Sobiéta, source Lucu… (fig. 7-1).

La source intermittente de Cihigue ressort par une étroite fissure. Un petit barrage en ciment de 20 cm de haut permet la constitution d'une réserve d'eau ; un petit tuyau scellé dans le haut de l'édifice permet l'évacuation du trop-plein des eaux. La source était autrefois utilisée par les habitants de Cihigue. Elle coulait alors par intermittence, toutes les demi-heures environ [M. Bouillon, comm. orale]. Lors de notre visite, le 16 novembre 1995, elle était quasiment tarie et nous n'avons pu observer ce phénomène (température de l'eau 13 °C, TH = 190 mg/l, Ca^{2+} = 76 mg/l).

La source captée de Sobiéta sert à l'alimentation de l'exploitation de même nom. Restée asséchée pendant deux ans suite à un tremblement de terre, la source s'est remise progressivement en fonctionnement [comm. orale des propriétaires de la ferme].

Dans la vallée du Guessalia, outre de petites arrivées d'eau telles celles du Petit Moulin, il existe trois émergences importantes qui drainent le sud-est du karst des Arbailles. La source Sale présente des débits similaires à ceux de l'émergence Uthurbietta. Malheureusement, elle n'est pas accessible en raison de l'épais tas de broussailles que les paysans entassent sur le site même de la sortie des eaux. La Grande source de Guessalia est en grande partie alimentée par les pertes du ruisseau de même nom, mais il n'est pas impossible que des alimentations karstiques venues de la montagne augmentent ses débits. Enfin, Lamina Xilua est une authentique source karstique dont les galeries se développent sur 100 m (arrêt sur siphon) [S.S.P.P.O., 1994].

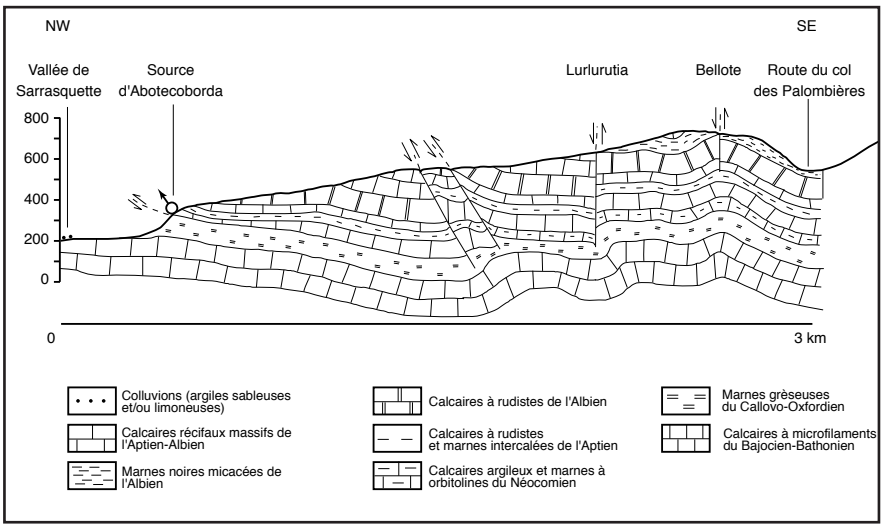


Figure 6-18 : Coupe NW / SE entre la source d'Abotecoborda et la route du col des Palombières. La présence des marnes grèseuses du Callovo-Oxfordien (marno-calcaires d'Hosta) explique le site de la source d'Abotecorborda perchée +50 m au-dessus du ruisseau de Sarrasquette (niveau de base local) [A.N.T.E.A., 1995 ; figure modifiée].

2. Les Cent Sources et l'émergence Arhex

a. L'émergence des Cent Sources et son vaste bassin d'alimentation

Les Cent Sources possèdent le bassin d'alimentation le plus étendu du massif. Plusieurs types d'eau l'alimentent :
- une arrivée d'eau karstique drainant l'aquifère des calcaires massifs aptiens (système Arhex) ;
- une arrivée d'eau provenant des pertes de la rivière Apoura. L'Apoura, qui est elle même d'origine complexe par la collecte d'arrivées karstiques (Arhanzéta) et d'écoulements de surface (haute vallée de l'Apoura, ruisseau d'Azaléguy, nombreux petits torrents de rive gauche et surtout de rive droite) ;
- enfin, il n'est pas exclu que des eaux venues directement de la bordure sud du synclinal puissent l'alimenter.

Ceci explique l'originalité de cette source : débits importants, fréquente turbidité, températures contrastées. Son chimisme s'apparente à celui d'Arhanzéta comme le montre la composition chimique moyenne (fig. 5-17 et 5-18).

Les réponses aux évènements climatiques sont immédiates et le débit de la source dépend étroitement de la pluviométrie (< 3 h de temps de réponse). Mais ce débit est toujours important (> 100 l/s) même durant les étiages sévères tels celui de l'été 1995, ceci grâce à l'étendue de son bassin d'alimentation.

L'évolution de la température révèle l'influence des pertes de l'Apoura (fig. 5–14). Avec 12 °C de moyenne, c'est l'émergence la plus chaude du massif. Les maximums de températures sont observés en été (14,3 °C) quant les eaux chaudes de la rivière (20 °C) viennent tiédir les eaux souterraines.

La température de la source est fortement influencée par les variations du débit. Ainsi, la crue de septembre 1996 correspond à une arrivée massive d'eau des réseaux souterrains mais aussi de l'Apoura. L'augmentation du volume des eaux de surface ne leur donne pas le temps de se réchauffer. Les températures les plus basses (10,5 °C), de mars et avril, sont la conséquence de la fonte du manteau neigeux. En effet, les Cent Sources

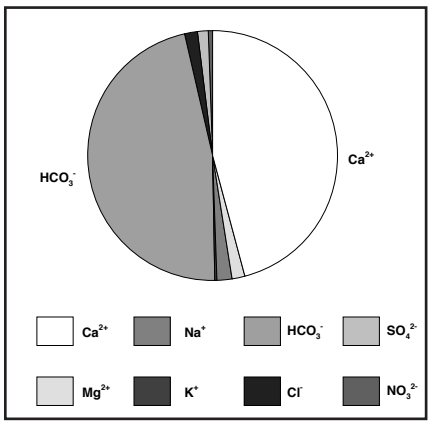


Figure 6-19 : Composition chimique moyenne de la source d'Abotecoborda. Les eaux sont bicarbonatées calciques. La source draine l'extrémité occidentale du synclinal crétacé des Arbailles.

possèdent aussi le bassin versant le plus élevé du massif, l'Apoura prenant sa source au pic des Escaliers (1 472 m). C'est pourquoi, les précipitations solides possèdent une influence certaine sur le régime de ses eaux (fig; 6-12).

Les fortes eaux provoquent une augmentation sensible de la turbidité (fig. 5-16). Le jour de la coloration à la grotte Arhex (annexe 6-3) la turbidité était de 3,5 N.T.U. dans la rivière souterraine de la grotte Arhex et de 3,32 à l'émergence des Cent Sources [mesures D. Cavalli]. La grotte Arhex montre des dépôts importants de sable. Ce sont ces mêmes sables qui sont piégés dans le filtre. Les eaux des Cent Sources sont toujours troublées, mais la situation se serait dégradée à l'occasion d'un gros orage des années 1978/79 qui a bouleversé son lit. Depuis cet événement, il semblerait aussi que la rivière s'assèche plus rapidement qu'auparavant [J. Dascon, maire d'Alçay, comm. orale]. On peut imaginer qu'à faveur de la crue les conduits de l'Apoura souterraine ont été «nettoyés», favorisant ainsi les pertes et donc l'arrivée d'eau «superficielle» aux Cent Sources.

Comme pour les autres sources, l'influence du cycle végétatif se fait sentir sur l'évolution du pH, inférieur à 7,6 l'été et supérieur à cette valeur le reste de l'année (fig. 5-19). L'évolution de la teneur en CO_2 montre qu'il est abondant de juillet jusqu'à fin septembre (fig. 5-20). Par conséquent, les eaux sont agressives durant la saison chaude et sous saturées le reste de l'année (fig. 5-32).

La conductivité indique que la minéralisation de la source fonctionne en dilution (fig. 5-21). L'évolution des ions Ca^{2+} et HCO_3^- est bien corrélée avec un début d'augmentation des valeurs retardé en juillet. Pour la majorité des ions (Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Na^+, K^+ et Cl^-) les étiages entraînent une nette augmentation des valeurs et les fortes eaux une nette diminution. Seuls les ions NO_3^- (3 mg/l) et PO_4^{3-} (< 0,18 mg/l) ne suivent pas cette tendance générale (fig. 6-17).

Les Cent Sources sont donc une émergence complexe dont le bassin d'alimentation est composé de domaines divers :
- le haut bassin qui appartient au domaine de la «haute montagne» est dominé par le pic des Escaliers qui culmine à 1 472 m. Les terrains sont imperméables et divers : bande de schistes noirs de part et d'autre du col d'Arhansus et, pour le haut versant, poudingues de quartzites, grès, schistes, calcaires griottes, lydiennes et ophites ;
- le synclinal des calcaires marneux albiens et sa bordure sud, domaine complexe intégrant plusieurs aquifères interconnectés ;
- l'aquifère des calcaires massifs aptiens.

b. L'émergence Arhex

Nous possédons peu de renseignements sur l'émergence Arhex dont le site n'a été découvert que récemment lors de la coloration de la grotte Arhex le 10 octobre 1994 (annexe 6-3). Les eaux réapparaissent à proximité du contact entre les calcaires aptiens et les calcaires marneux albiens (rôle de barrage hydraulique). Il est possible que la rivière Arhex soit le point de passage de l'ensemble des systèmes drainant l'aquifère des calcaires aptiens au

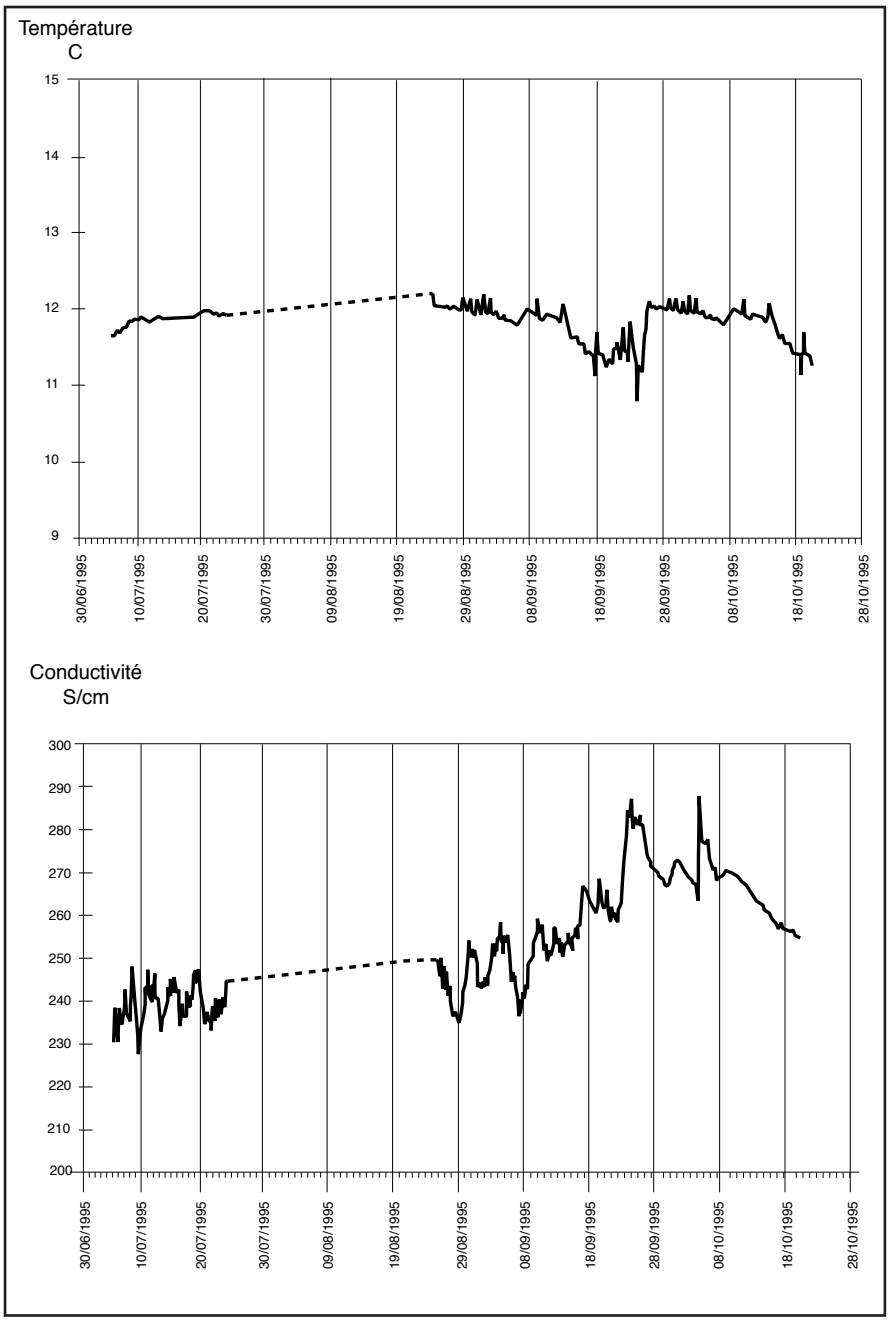


Figure 6-20 : Suivi de la température et de la conductivité des eaux de la source Abotecoborda. Période d'observation du 30/06/1995 au 28/10/1995 [A.N.T.E.A., 1995 ; figure redessinée].

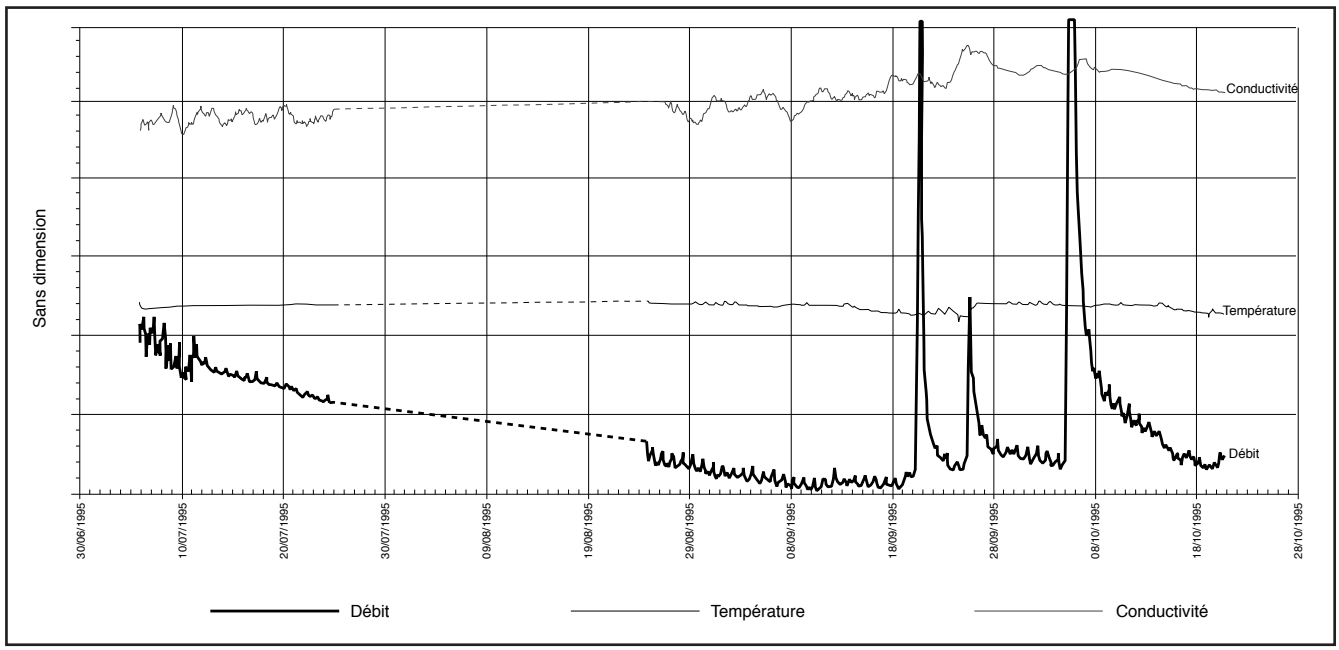


Figure 6-21 : Diagramme de correspondance débit-température-conductivité des eaux de la source Abotecoborda. Période d'observation du 30/06/1995 au 28/10/1995 [A.N.T.E.A., 1995 ; figure redessinée].

toit de la formation imperméable des marnes oxfordiennes. Cependant il n'est pas exclu que d'autres arrivées d'eau karstique rejoignent directement l'Apoura souterraine sans être décelables en surface (fig. 6-1).

E. Les systèmes synclinaux de la terminaison ouest

La structure orientale du massif des Arbailles correspond à un synclinal perché d'axe N125°. L'aquifère des sources Abotecoborda et Espila se situe dans les formations calcaires à passées marneuses de l'Aptien et de l'Albien. La formation des marnes gréseuses oxfordiennes (marno-calcaires d'Hosta) constitue le mur imperméable du réservoir crétacé.

La source Espila est mal connue. Elle jaillit, au sein de blocs de calcaire éboulés, par l'intermédiaire de plusieurs griffons. Le suivi des débits réalisé en 1963 fait apparaître au cours d'une année globalement déficitaire un débit minimum d'étiage de 2 l/s et un débit maximum de crue de 132 l/s [Napias, 1963].

L'émergence Abotecoborda jaillit à la faveur d'une faille chevauchante au contact entre le toit des marnes oxfordiennes et la base du réservoir carbonaté albo-aptien (fig. 6-18). La composition chimique moyenne montre une similitude avec la source Urondoa Haute : eau bicarbonatée calcique avec les ions Ca^{2+} et HCO_3^- représentant 92 % de la minéralisation (fig. 6-19). L'aquifère du Crétacé doit assurer la majeure partie de son alimentation.

Un suivi précis entre le 6-24 juin et le 25 août-20 octobre 1994 montre que les températures varient de 10,8 à 12 °C [A.N.T.E.A., 1994]. Pendant la période où la recharge par les précipitations est faible du 6 au 24 juillet, la température montre une tendance globale au réchauffement avec une stabilisation progressive autour de 12 °C. L'averse du 7 août entraîne un brusque réchauffement des températures. Puis la multiplication des épisodes pluvieux du 9 au 23 août est la cause d'un abaissement de la température qui atteint un minimum de 10,8 °C le 24 août. La crue du 25 septembre marque un changement de régime. La brusque augmentation des températures est suivie dès le 27 septembre par une stabilisation aux alentours de 12 °C jusqu'au 6 octobre. La petite baisse du 7 est imputable à la crue du 6 octobre. La nette décroissance des températures se met en place à partir du 14 octobre (fig. 6-20).

Ces observations prouvent la diversité des mécanismes de transfert de masse d'eau. La température de l'eau à l'émergence semble varier en fonction de l'historique de la recharge par les précipitations plutôt qu'en fonction directe des variations de débit. Ainsi, en période d'étiage estival (juillet), la température tend à s'élever puis à se stabiliser aux environs de 12 °C. Les précipitations de faible ou moyenne intensité entraînent un abaissement de température avec une journée environ de retard. Les orages violents (25 septembre) provoquent plutôt un réchauffement des eaux avec un décalage d'un ou deux jours.

Le suivi de la conductivité de la source a été assuré du 6 au 24 juin et du 25 août au 20 octobre (fig. 6-20). Les valeurs obtenues varient de 227 à 285 μS/cm. Pendant la période d'étiage du 6 juin au 9 septembre les chiffres oscillent entre 227 et 260 μS/cm avec une tendance à la hausse. La hausse s'accélère jusqu'à atteindre 270 μS/cm en correspondance avec l'arrivée de précipitations à partir du 9 octobre. La crue du 20 août est suivie d'une stabilisation vers 260 μS/cm puis d'une brusque augmentation 30 heures environ plus tard. La crue du 6 octobre provoque une augmentation brutale jusqu'à 280 μS/cm déphasée de 3 heures (effet piston), puis une baisse régulière.

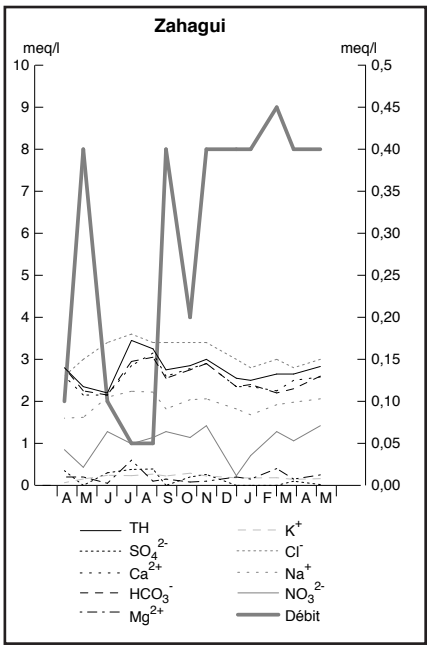


Figure 6-22 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de Zahagui. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl^-, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

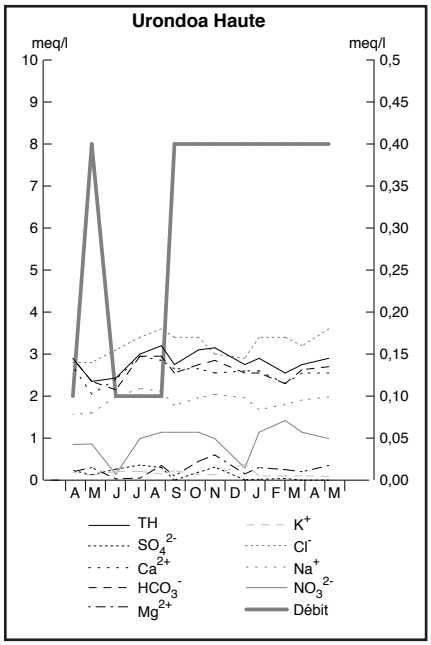


Figure 6-23 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence d'Urondoa Haute. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl^-, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

Ainsi, les échanges au niveau de l'ensemble de l'aquifère se réalisent plus ou moins rapidemment suivant l'état de saturation du réservoir karstique (fig. 6–21).

F. Les systèmes du Jurassique

Plusieurs sources très différentes sont essentiellement alimentées par l'aquifère jurassique, même si de ponctuelles alimentations en provenance des aquifères du Crétacé sont toujours possibles en raison du rôle plus ou moins efficace joué par les écrans hydrauliques séparant ces deux étages. Parmi les différents systèmes envisagés, celui de Zahagui est de loin le moins bien connu. Par contre, celui d'Uthurbietta commence à être bien cerné. C'est pourquoi, il mériterait maintenant l'installation de station de mesures (débit, pH, conductivité) placées à la fontaine d'Uthurbietta et au siphon aval du Nébélé.

1. Les sources Zahagui et Urondoa Haute

a. Le bassin d'alimentation de la source Zahagui

La source de Zahagui est située dans le Lias d'après la carte géologique (fig. 6-1). Elle jaillit par plusieurs griffons dans une zone d'éboulis qui cachent la nature de l'encaissant. Vu ses débits (≈15 l/s, > 100 l/s en période de crue), il est peu probable que cette source draine les seuls aquifères liasiques (même cas de figure que pour la source Ur Belcha). L'aquifère des calcaires du Dogger doit participer à son alimentation.

En attendant la réalisation d'expériences de coloration complémentaires, la mégadoline de Belchou a été comprise dans le bassin versant de la source de Zahagui (fig. 6-12). A la faveur de l'écran des marnes oxfordiennes, deux petits ruisseaux temporaires se constituent (fig. 6-2). En période de fonte des neiges, ils débitent plusieurs litres par seconde. Leurs eaux se perdent dans les calcaires barrémiens (Crétacé). Les marno-calcaires d'Hosta (Oxfordien) pourraient être franchis à la faveur de fractures majeures (même type de fonctionnement que pour la coloration Lechagorry, annexe 6-11). En l'absence de certitude, il faut prendre cette hypothèse de travail avec prudence ; une sortie des eaux dans les vallées de la Bidouze ou de Béhorléguy est aussi une hypothèse envisageable.

Le débit est corrélé aux précipitations et aux fontes des neiges printanières (mars 96) (fig. 6-22). La température suit premièrement un rythme saisonnier (moy. été = 12 °C, moy. hiver = 10 °C), mais elle est secondairement sous l'influence des débits comme l'indique la chute brutale de 1,5 °C provoquée par la crue de septembre. L'évolution de la température semble indiquer une certaine pénétration des eaux «superficielles» par des pertes concentrées, mais de telles pertes n'ont pas été (encore) repérées (fig. 5-14).

Les saisons influencent aussi le pH : inférieur à 6,86 en été et supérieur à 7,4 le reste de l'année (fig. 5-19). La production de CO_2 est conditionnée par l'activité des plantes. Les valeurs sont donc importantes durant l'été (fig. 5-20). Les eaux sont agressives l'été et le plus souvent légèrement agressives ou à l'équilibre durant l'automne, l'hiver et le printemps (fig. 5-32).

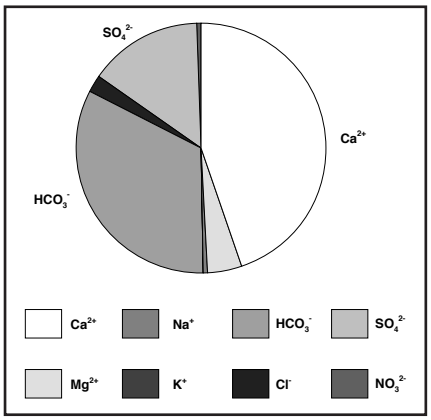


Figure 6-24 : Composition chimique moyenne de la source d'Ur Belcha, vallée de la Bidouze. Les eaux, bicarbonatées calciques et sulfatées, jaillissent au contact des couches imperméables du Trias.

Les conductivités montrent un fonctionnement en dilution, schéma d'évolution classique pour un karst de montagne (fig. 5-21). L'évolution des ions sulfates, sodium et potassium est rigoureusement contraire à celle des débits: fortes valeurs durant les étiages et faibles valeurs pendant les crues. Evolution similaire pour les ions calcium et hydrogénocarbonate avec pour seule différence une augmentation des valeurs un peu plus tardive durant l'étiage estival (juillet). Les ions magnésium, potassium et chlorures, présents en faibles quantités, sont relativement stables dans le temps. Les valeurs des phosphates (0,08 mg/l) et des nitrates (5 mg/l), toujours faibles, fonctionnent plutôt selon des décharges successives sans qu'une logique puisse être trouvée à leurs variations (fig. 6-22 et 5–25).

b. L'émergence d'Urondoa Haute

Urondoa Haute est l'émergence karstique la plus importante de la vallée du Béhorléguy. Elle émerge dans les calcaires à microfilaments du Dogger (visibles sur le terrain) au toit des marnes et des calcaires argileux du Lias. Les eaux sortent à différentes altitudes selon les niveaux de mise en charge. Lors des périodes de moyennes et basses eaux, elles surgissent au niveau du sentier en direction des pâturages d'Itzanola à 330 m d'altitude par l'intermédiaire d'un important griffon situé dans le lit même du ravin. Lors des crues, une partie des écoulements sourd 20 m plus haut au fond d'une petite reculée. La montée et la descente des eaux s'effectuent rapidement ; le 9 mars 1996 nous avons observé un griffon de 2 l/s, situé 1 m au-dessus du lit, qui s'est asséché en une heure.

Les faciès chimiques (fig. 5-18) et le diagramme de Schoeller-Berkaloff (fig. 5–17) sont identiques à ceux de l'émergence Zahagui. La source doit drainer principalement l'aquifère des calcaires du Dogger. Cependant, il est possible qu'à la faveur de la disparition des marnes de Ste-Suzanne, elle soit aussi alimentée par les calcaires massifs aptiens. La source est située dans une zone complexe vigoureusement fracturée, constituant une charnière entre l'est et l'ouest moins soulevé (karst cizain) du massif des Arbailles.

Les colorations du TH2-Landanoby (annexes 6-14, 6-15, 6-16) et d'Arroscoa (annexe 6-4) sont susceptibles d'avoir contaminées ces eaux. En l'absence d'un résultat sûr, il faut prendre avec prudence les limites du bassin d'alimentation (fig. 6–12).

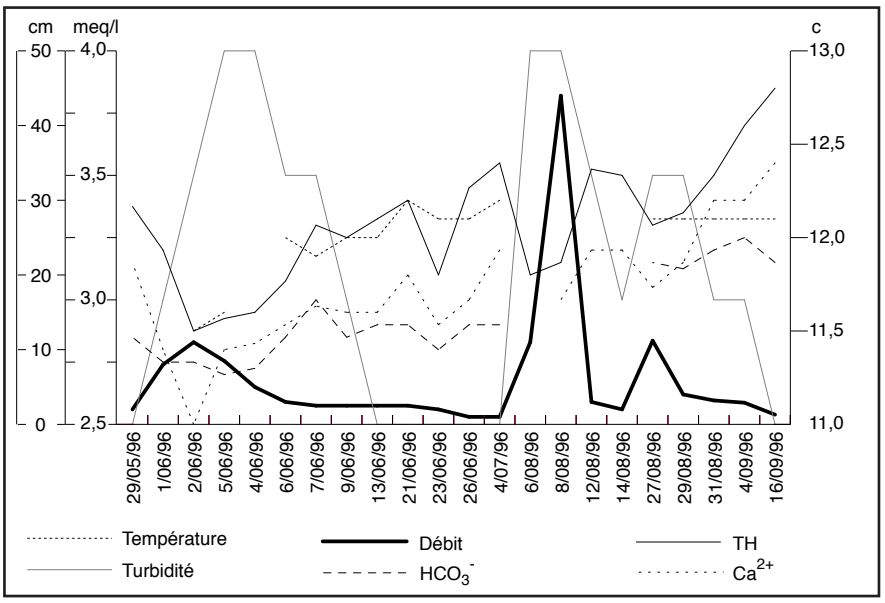


Figure 6-25 : Variation de la concentration en hydrogénocarbonates, dureté totale et calcium des eaux de la source d'Uthurbietta durant trois épisodes de crue. Les températures sont particulièrement stables en raison de l'existence d'une importante zone noyée. La turbidité fréquente et forte est corrélée à l'évolution des épisodes de crue. L'émergence fonctionne essentiellement en "dilution" : augmentation des concentrations ioniques quand le débit baisse et baisse des concentrations ioniques quand le débit augmente.

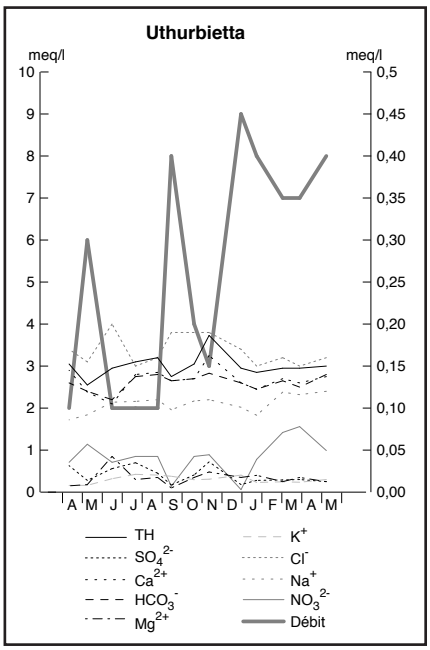


Figure 6-26 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence d'Uthurbietta. L'échelle de gauche correspond aux ions tracés en noir (TH, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, HCO_3^-, Mg^{2+}). L'échelle de droite correspond aux ions tracés en gris (K^+, Cl^-, Na^+, NO_3^-). L'évaluation du débit est réalisée à partir des estimations visuelles reportées sur une échelle de 1 à 10. Données relevées d'avril 1995 à mai 1996.

Les débits, en relation directe avec les infiltrations rapides d'eau de surface, ont plus d'influence sur la température que les saisons. En hiver l'eau ne descend pas en dessous de 10,5 °C en raison du réchauffement des eaux souterraines au contact de la roche. La baisse du mois de mars 1996 est la conséquence de la fonte des neiges (fig. 5-14).

Les valeurs de pH sont directement influencées par les saisons (fig. 5-19). Elles montrent une très grande stabilité autour des 7,7 de septembre à mai 96. Le CO_2 est abondant en été à cause de la période végétative (fig. 5-20). Les eaux sont agressives principalement en été et à l'équilibre le reste de l'année (fig. 5-32).

La source fonctionne en dilution. Les ions Ca^{2+}, SO_4^{2-}, Na^+, Mg^{2+} montrent des réponses immédiates aux crues estivales. Au printemps, la fonte de neiges (eau peu chargée) du mois de mars entraîne des baisses significatives. HCO_3^- suit ce schéma à l'exception d'une réponse un peu plus tardive à l'étiage estival.

Les teneurs en chlorures sont moins influencées par les débits tout comme les teneurs en potassium, en nitrates et en phosphates (fig. 6-23 et 5-25).

2. Ur Belcha

La source d'Ur Belcha est située dans le lit de la Bidouze au sein d'une zone d'éboulis. La sortie des eaux est conditionnée par les couches imperméables du Trias. La source Ur Belcha est une émergence complexe qui draine un important bassin d'alimentation. En effet, les pertes de la rivière de la Bidouze viennent grossir ses débits (annexe 6-6). Or les eaux de cette rivière sont essentiellement issues de l'aquifère des calcaires aptiens (émergences de la Petite et de la Grande Bidouze). En outre, la coloration du Lac d'Etchecortia prouve que le Jurassique de la vallée perchée participe à son alimentation soit directement, soit par l'intermédiaire de la Bidouze souterraine (§ I-B-2-d). La composition chimique moyenne montre que son faciès chimique s'apparente à celui des Cent Sources : eau bicarbonatée calcique et sulfatée (fig. 6-24 et 5-18).

Sur le site, de nombreuses petites sources existent : sources amont et aval du Frêne, griffon des Arbres Couchés. On connaît mal ces émergences, la coloration du Zarobé (annexe 6-18) n'ayant pas permis de savoir s'il s'agit d'arrivées karstiques drainant la zone d'Olhatzarré ou bien de simples trop-pleins de la rivière souterraine de la Bidouze. En effet, ces griffons sont situés à la hauteur du lit et une légère montée des eaux suffit à ennoyer les points d'émergence. Il est alors impossible de savoir si le résultat positif provient de l'eau karstique ou d'une contamination par la rivière. Lors de toute nouvelle coloration pouvant éventuellement concerner la vallée de la Bidouze, il sera important d'échelonner les fluocapteurs à différents niveaux du lit afin de cerner au plus près le point de sortie du colorant.

3. La zone d'émergence d'Uthurbietta

La zone d'émergence d'Uthurbietta est située au débouché de la grande vallée sèche d'Ithé, au contact entre les calcaires du Dogger et les calcaires marneux albiens (karst barré). L'émergence nord d'Uthurbietta est une source temporaire qui doit drainer un petit bassin d'alimentation en rive gauche (fig. 7-1).

La fontaine d'Uthurbietta est mieux connue. Son débit irrégulier (inférieur à 5 l/s à l'étiage et supérieur à 1 000 l/s lors des grandes crues) présente deux types d'arrivées d'eau différentes.

Le ruisseau temporaire de Léchagorry récolte les écoulements de différentes petites sources de l'Urgonien qui apparaissent au toit des marnes oxfordiennes : source et écoulement d'Ithé, trou des Laminak, fontaine Hagazé. Les eaux se perdent plus ou moins rapidement selon le débit du ruisseau. La perte aval est celle de Léchagorry. Cette perte absorbe la totalité des écoulements à l'exception des crues exceptionnelles. Les eaux de débordement rejoignent alors le torrent de la basse vallée d'Ithé.

Cependant, la fourniture d'eau la plus importante est assurée par l'aquifère des calcaires du Dogger dont une partie de l'organisation est mise en évidence par les explorations au réseau Nébélé. Plusieurs

rivières drainent les infiltrations jusqu'à une importante zone noyée dont le seuil de débordement se situe au lieu dit Uthurbietta (photo 6-2). Selon l'état de saturation de l'aquifère, des griffons situés à différentes altitudes se mettent en charge. En période de basse et moyenne eau, seule coule la Fontaine. Durant les fortes crues, l'émergence temporaire d'Uthurbietta se met à couler à travers d'importants éboulis. Enfin, l'émergence temporaire des Trois Granges sert de trop-plein au système lors des crues exceptionnelles. Les essais de désobstruction de ce griffon pénétrable sont abandonnés en raison du peu de stabilité des blocs constituant la voûte [Collectif Nébélé, comm. orale].

La zone d'infiltration des rivières du Nébélé pourrait se situer dans la zone Zouhourtia (ZH). Plusieurs trous souffleurs s'échelonnent le long du contact, marqué par la dalle à périsphinctes, entre les marno-calcaires oxfordiens (zone de ruissellement) et les calcaires du Dogger (zone d'infiltration).

Deux caractéristiques distinguent l'émergence Uthurbietta des sources précédemment étudiées :
- une température très stable avec un écart constaté de 0,7 °C seulement. L'existence d'une zone noyée importante doit expliquer l'homogénisation des températures dans le temps (fig. 5-14 et 6–25) ;
- une turbidité presque permanente. L'intensité de la coloration dépend des débits. En crue, les eaux sont d'une couleur beige (argiles et limons). Contrairement aux autres sources, elles ne redeviennent pas limpides en période d'étiage ; elles présentent alors une teinte blanchâtre plus ou moins soutenue à cause de colloïdes en suspension (fig. 6-25).

Le pH et le CO_2 montrent un rythme saisonnier (fig. 5-19 et 5-20). Les valeurs les plus faibles pour le pH (6,5) et les plus fortes pour le CO_2 s'observent à la fin de l'été. Les eaux sont agressives l'été et le plus souvent à l'équilibre ou légèrement sursaturées le reste de l'année (fig. 5-32).

La conductivité varie à l'inverse du débit : valeurs faibles en hautes eaux et fortes en basses eaux (fig. 5-21). Le calcium et les hydrogénocarbonates sont bien corrélés avec des hausses de valeur bien exprimées en fin d'étiage. Les ions magnésium, sulfate et sodium fonctionnent en dilution. Les crues de septembre et de début janvier font brutalement chuter les concentrations en nitrates. Le potassium montre une évolution plus complexe : fonctionnement en concentration d'octobre à décembre et en dilution le reste de l'année. Les ions chlorures et les phosphates sont moins corrélés à l'évolution du débit (fig. 6-26 et 5-25).

Conclusion

Le recoupement des informations spéléologiques et hydrologiques permet de proposer un découpage des Arbailles en plusieurs grands bassins karstiques. Cependant, de nombreuses incertitudes demeurent et les limites proposées mériteront d'être précisées dans les années à venir.

Plusieurs recherches devront être menées de front afin de parvenir à une meilleure connaissance hydrogéologique du massif. Les recherches spéléologiques restent un bon moyen d'investigation avec l'exploration et la topographie des rivières souterraines. Les nouvelles découvertes de rivières effectuées dans les réseaux souterrains (Nébélé, TH2) apportent déjà des informations supplémentaires.

Ces découvertes sont nécessairement complétées par la réalisation de traçages chimiques et plusieurs devront être refaits afin de connaître le point exact de sortie du colorant : TH2, Arroscoua… De nouvelles injections devront être tentées dans des pertes de surface telles celles d'Istaurdy ou du Belchou, ou dans des rivières souterrains (OX655). Pour les systèmes les mieux connus (Etxanko Zola - Cent Sources, Nébélé - Uthurbietta), des colorations avec un suivi quantitatif seraient intéressantes à mener. Enfin, le suivi hydrodynamique et hydrochimique est indispensable. L'idéal serait de pouvoir équiper certaines émergences de stations de mesures en continues.

Chapitre 7

Les ressources en eau : exploitation et vulnérabilité

Résumé

Recevant 1 500 à 2 000 mm/an de précipitations, le massif des Arbailles constitue un véritable château d'eau dont les ressources sont abondantes, mais difficilement exploitables en raison de la nature karstique du sous sol. Si autrefois les villages situés au pied du massif ne manquaient pas d'eau, il en était autrement pour les pâturages d'altitude, d'où l'utilisation du moindre sourcin et le développement de techniques ingénieuses pour récupérer l'eau des grottes. Certaines sources renommées ont permis au XIX^{e} et au début du XX^{e} siècle le développement de petits établissements thermaux. Les aménagements actuels visent essentiellement à alimenter en eau potable les villages et à desservir les cayolars et abreuvoirs d'altitude. Toutes les habitations sont maintenant raccordées à un réseau de distribution. Grâce au dynamisme des Commissions syndicales, les cayolars ont l'eau courante et la plupart des parcours possèdent des abreuvoirs facilement accessibles aux troupeaux. Par contre, les villages ne disposent d'aucune collecte des eaux usées.

Comme tout massif calcaire, les Arbailles sont sensibles aux aménagements routiers, agricoles, forestiers ou touristiques. La qualité bactériologique des eaux des émergences n'est pas suffisante d'où la mise en service de stations de traitement pour toutes les sources captées du massif. Les difficultés pour trouver des ressources en eau plus fiables, le constat d'une dégradation relativement récente comme l'augmentation des charges turbides, la pollution accrue des cours d'eau et l'assèchement de rivières, montrent la fragilité du milieu. Seule une concertation entre les différents utilisateurs permettra de trouver un compromis durable entre l'exploitation économique de la montagne et le respect des équilibres naturels.

Mots-clés : ressource en eau, aménagement, pollution, eaux usées, source captée, périmètre de protection, alimentation en eau.

Chapter 7

Water resources : exploitation and vulnerability

Abstract

With precipitations of 1 500 to 2 000 mm/year, Arbailles mounts constitute a real water tower with abundant but difficult resources to collect because of the karstic underground. In the past, villages located at the massif foot were not short of water, but it was different for pasture lands in altitude ; the best was made of the smallest springs and water was ingeniously collected out of caves. In the XIXth and at the beginning of the XXth century, small hydropathic establishments were fed by some renowned sources. At the present time, equipments aim at supplying with drinking water villages and in altitude "cayolars*" and troughs. All residences are now connected to a distribution network. Thanks to the action of Commissions Syndicales, cayolars have running water and most of the cattle circuits have easily accessible troughs. But unfortunately villages have no sewage for waste water.

As all calcareous massifs, Arbailles are sensitive to the development of roads, agriculture, forest and touristic industries. The bacteriologic quality of water of emergencies is not satisfying for what treatment stations are put in service for all catchments in the whole massif.

The difficulties to find more reliable resources, a recent deterioration as turbidity increases, pollution and drying of rivers show the fragility of the environment. Only an agreement among the different customers will allow a lasting arrangement to find an equilibrium between the necessities of economic exploitation and the respect of nature.

Key-words : water resources, development, pollution, waste-water, tapping, protection perimeter, water collecting

* Cayolars are shelters for shepherd and sheep.

Introduction

Le massif karstique des Arbailles renferme des ressources en eau importantes en raison de fortes précipitations (1 500 à 2 000 mm/an) à l'origine de sources abondantes réparties sur sa périphérie. Toutefois, malgré des ressources potentielles importantes, l'eau reste difficilement exploitable. Comme toutes les régions karstiques, les Arbailles présentent un contraste saisissant entre les hautes surfaces sans eau, même si l'humidité du sol est appréciable, et les vallées où jaillissent des sources parfois puissantes.

Les utilisations anciennes des eaux ne laissaient de côté aucun écoulement. Les émergences et suintements souterrains accessibles étaient aménagés en fontaines, abreuvoirs et même utilisés à des fins médicales. Cependant, les aménagements restaient rudimentaires et obligeaient hommes et bêtes à de longs parcours pour trouver l'eau. Les travaux modernes, entrepris dans le cadre d'une valorisation de la montagne, ont pour but de porter remède à l'éloignement fréquent des ressources. Deux grands types d'aménagements ont été mis en place : alimentation en eau potable des villages et adductions d'eau pour desservir les cayolars et les abreuvoirs d'altitude. Les eaux montrent une bonne qualité chimique mais présentent de façon chronique une turbidité élevée associée à une mauvaise qualité bactériologique, preuve d'une forte vulnérabilité des ressources.

I. La mise en valeur ancienne des ressources en eau

Dans ce pays d'élevage, les aménagements des sources étaient surtout destinés à des fins pastorales. Ce n'est qu'au début du XIX^{e} siècle que d'autres utilisations ont vu le jour : stations thermales, commodités domestiques…

A. Les émergences et les petites sources des vallées

Dans le passé, les villages situés dans les vallées des Arbailles ne manquaient pas d'eau. Ils possèdent à proximité des habitations, une belle émergence et la rivière qui en est issue (fig. 7-1). Avant l'usage généralisé des pompes, certaines disponibilités étaient restées sous-exploitées. Situé à niveau ou en contrebas du village, l'eau des sources ne pouvait être acheminée par gravité vers les fontaines, les maisons et leurs dépendances. Les fermiers y amenaient simplement leurs bêtes pour les abreuver. L'émergence de Zahagui, au nord du massif, est un bon exemple. Située 25 m plus bas que le village d'Hosta, elle n'intéressait personne jusqu'à ce qu'un équipement important - captage et système de pompage - rende son exploitation possible en 1965 [M. Uhart, comm. orale].

Les petites sources étaient souvent utilisées. A Aussurucq, la fontaine du village est d'ailleurs toujours alimentée par une source ferrugineuse. Les fermes essayaient autant que possible d'avoir leur propre source. L'eau au robinet restait cependant un luxe rare. Beaucoup d'habitations ont été construites à une époque où l'eau à domicile n'était pas considérée comme une nécessité et où l'on trouvait normal de se rendre à la fontaine pour soi et à l'abreuvoir pour les animaux.

Les quelques exemples qui suivent montrent à quel modeste niveau se situaient les organisations d'exploitation jusque dans les années 50. La ferme Ahancetaborda, située dans la basse vallée d'Ithé, est alimentée par Uthurbelcha dont le débit devient malheureusement insignifiant en été. Celle de Chootoua est aménagée en lavoir et il fallait une dizaine de minutes à J.-P. Carricaburue, exploitant, pour s'y rendre de sa ferme. Avant la mise en place par le propriétaire en 1957 d'une conduite venant de Chootoua, la maison était alimentée par les eaux du toit mises en réserve dans une citerne.

Avoir une bonne source sur ses terres était un avantage certain. La maison Pièrranéa (Garaybie) est particulièrement bien dotée du fait de sa situation dans le vallon qui exploite la ligne de faiblesse générée par le grand accident bordier nord. Outre deux sources thermominérales maintenant perdues faute de soin, plusieurs sources jaillissent près de la maison. La source suintant dans le ruisseau le plus proche sert actuellement à l'alimentation d'un abreuvoir. Autrefois utilisée pour l'alimentation des bains, la source juste à l'ouest de la maison n'est plus utilisée car elle se trouble lors des périodes pluvieuses. La route construite en remplacement de l'ancien chemin menant au col de Napale a détruit les anciennes installations en dalles qui permettaient de s'asseoir pour déguster l'eau réputée d'Ahusquy Uthurria. En 1945, M. Algalarrondo avait capté le petit écoulement qui sourd d'une zone marécageuse située tout près de la maison. Mais les eaux de ruissellement venues d'au-dessus s'y mélangent. C'est pourquoi le propriétaire l'a abandonné en 1965 pour une source de bon débit et toujours limpide située un peu plus haut. En 1991, il a accepté que le café de Garaybie et la maison neuve lui faisant face se branchent sur le trop-plein de son réservoir [M. Algalarrondo, comm. orale] (fig. 7-1).

Dans les pâturages d'altitude, les problèmes étaient singulièrement compliqués par le manque d'écoulements de surface. Pourtant quand on sait qu'une brebis a besoin de 5 litres d'eau par jour, une vache et une jument de 50 litres, on comprend le besoin qu'avaient les bergers de ne laisser de côté aucune ressource disponible.

B. Sources d'altitude et écoulements torrentiels

Les sources situées dans les pâturages d'altitude représentaient la ressource principale d'approvisionnement pour hommes et bêtes (fig. 7-1). Les sources sont particulièrement rares dans les faciès des calcaires purs et sont toutes menacées de tarissement l'été (ex. celle de Sallaberriko Borda). Celles qui jaillissent à la faveur de bancs ou d'étages plus marneux aux capacités de rétention plus importantes ont plus de chance d'être pérennes. Certaines gardent même de petits débits (fontaine d'Ahusquy, tabl. 7-1). Leur rareté et leur débit faible, voire insignifiant (inférieur à 1 l/s), expliquent avec quel soin le moindre sourcin était utilisé. Un petit tuyau de quelques mètres amène généralement les eaux jusqu'aux abreuvoirs où les animaux peuvent se désaltérer plus commodément. Dans le cas de la source de l'abrupt d'Elchaltia, l'eau suintant d'une fissure est recueillie par un regard sommaire situé au pied de l'escarpement. Elle est amenée quelques mètres plus bas jusqu'à un replat rocheux élargi artificiellement. Au col Sorzauqui, une petite excavation creusée dans la roche permet de recueillir de l'eau de suintement.

Chaque cayolar (cf. chap. 8) possédait sa petite source souvent relativement éloignée où les bergers venaient s'approvisionner en eau. Les sources haute et basse de Lécharéguibela sont situées une vingtaine de mètres au-dessus du cayolar en ruine du même nom. Quand les écoulements se faisaient rares, plusieurs

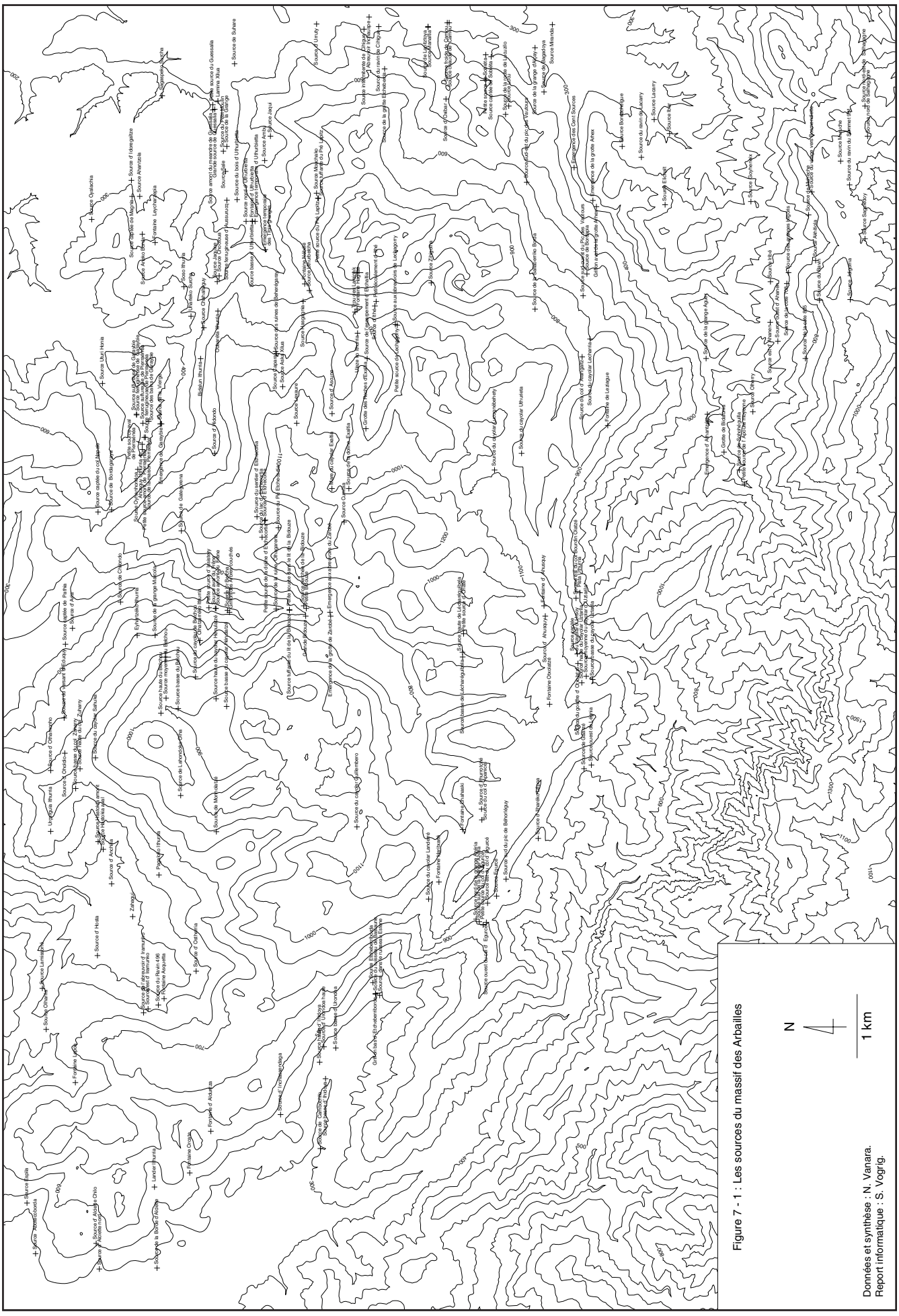


Figure 7 - 1 : Les sources du massif des Arbailles

Données et synthèse : N. Vanara.
Report informatique : S. Vogrig.

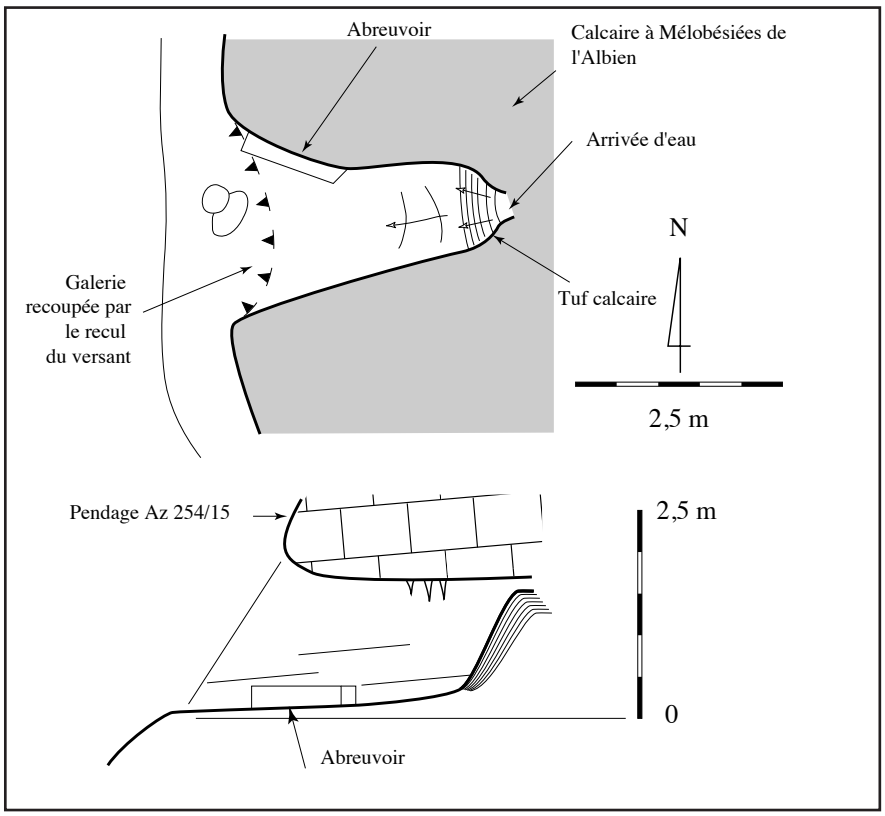


Figure 7-2 : Plan et coupe de la fontaine de Leziague montrant la récupération de l'eau pour le bétail. La rigole canalisant l'eau vers l'abreuvoir est creusée dans la roche. Topographie : S. Vogrig et N. Vanara.

cayolars devaient se partager la même source. Ithelatseta (la source d'Ithé) servait de limites aux terrains de parcours des cayolars Udoya et Sallaberriko Borda [D. Ebrard, comm. orale]. De plus les eaux des toits pouvaient être recueillies dans des tonneaux et fournir quelque complément (encore visible au cayolar de Lécharégaratia).

Les écoulements temporaires sont particulièrement fragiles. En l'absence de curage, ils finissent par disparaître. Consécutivement aux travaux d'adduction des eaux, les sources à l'abandon se multiplient depuis une dizaine d'années. A la place de la fontaine Bidalun il n'existe plus qu'une zone humide envahie par les ronces et des abreuvoirs en ruine.

Les torrents peuvent être actifs pendant les périodes pluvieuses des saisons froides quand la montagne toute entière regorge d'eau, mais durant les périodes d'estive, ils présentent un lit désespérement sec à de rares exceptions près. Le ravin d'Istaurdy établi sur les calcaires marneux et alimenté par la source de Chahasky (Xaxhi pour les Cizains) possède un écoulement qui perdure au moins pendant une bonne partie de l'été. On distingue encore sous les alluvions apportées récemment par les crues les anciens aménagements qui permettaient aux bergers des cayolars d'Istaurdy de récupérer les eaux de ruissellement juste avant qu'elles ne se perdent définitivement dans les calcaires massifs. La perte localisée au fond d'une doline marécageuse change d'emplacement au grè des colmatages et des débourrages. Elle reste pour l'instant impénétrable.

C. Des écoulements souterrains difficilement accessibles

Les rivières souterraines des Arbailles sont progressivement découvertes par les spéléologues (chap. 6). D'un accès difficile, elles restent inexploitées à l'exception de la rivière d'Etxanko Zola captée récemment pour les besoins du village d'Aussurucq. Seules les parties les plus accessibles des grottes étaient visitées et éventuellement utilisées par les gens du pays qui craignaient cet environnement inquiétant comme nous le révèlent les anciennes légendes se rapportant au monde des cavernes [Barandiaran, 1972, 1973 ; Barbier, 1931 ; Cerquand, 1878] (annexe).

Les aménagements rudimentaires dans les grottes sont fréquents. La Fontaine de Léziagne réutilise un ancien conduit karstique recoupé par le recul du versant. Une rainure creusée dans les dépôts de tufs qui obstruent la galerie permet de recueillir la totalité des écoulements et de les diriger vers l'abreuvoir installé à l'abri du porche (fig. 7-2). A Urdunako Karbia, littéralement «la grotte où il y a de l'eau», une gouttière en bois permettait de canaliser une arrivée d'eau jusqu'à la première salle faisant fonction d'étable et de bergerie (fig. 7-3) [Ebrard, 1985]. La salle d'effondrement de Campagnaga sert d'étable et des abreuvoirs recueillent les suintements issus des fissures de la paroi. A Oxibar supérieur, une vasque destinée à recueillir les eaux tombant du plafond a été creusée dans la plus importante stalagmite de l'unique salle. D. Ebrard [1985] a découvert dans la grotte Basurde des tessons de céramiques protohistoriques, restes de récipients destinés à recueillir les suintements de la voûte humide.

Toutes ces utilisations traditionnelles n'empêchaient pas la pénurie en eau de se faire sentir notamment à l'occasion des étés secs. Les restrictions étaient alors de rigueur. J.-P. Carricaburue, exploitant à Aussurucq, rapporte que le berger du cayolar d'Erbinia se lavait les pied avec le petit lait pour économiser l'eau. Les troupeaux souffraient de la soif et étaient aussi obligés à de longues marches pour trouver de quoi se désaltérer. Les bêtes au pâturage au-dessus de Mendive et de Béhorléguy devaient redescendre aux villages chaque jour. La corvée d'eau était le lot dans les cayolars, mais aussi dans bien des fermes : ramener de l'eau de la source pour la boisson et les usages domestiques, conduire les bêtes à la rivière ou à la fontaine du village quand elle existait.

Les hommes sont confrontés aux mêmes problèmes quelles que soient les régions calcaires du monde. C'est pourquoi, les solutions ingénieuses pour y remédier se ressemblent d'un pays à

Sources	Date	Cond.hydrol	Débit l/s	Conductivité µS/cm 25 °C	Auteur
Ahusquy	5/07/1878	—	0,059	—	Rapport, Ingénieur des Mines
	été 1878	—	0,083	—	Reclus
	été 1984	—	0,089	—	Fiche Syndicat interc. Soule
	14/10/85	—	0,026	—	Gotty
	13/12/94	—	0,053	—	Vanara
	23/09/94	—	0,25	—	Vanara
Vierge	23/10/94		—	316	Vanara
	26/10/95	ME/BE	—	452	Vanara
	20/11/95	BE/ME	—	555	Vanara
	06/01/96	FE	—	319	Vanara
	10/03/96	ME	—	371	Vanara
	05/04/96	FE	—	361	Vanara
	15/05/96	FE	—	349	Vanara

Tableau 7-1 : Débits et conductivités des sources d'Ahusquy et de la Vierge. BE : basses eaux, ME : moyennes eaux, FE : fortes eaux.

l'autre. Si dans le Pays basque les méthodes traditionnelles de récupération de l'eau sont oubliées, elles sont encore utilisées dans certains pays comme la Chine. Dans le comté de Hefeng des petits troncs creusés en rigoles permettent d'irriguer des petites pièces de terre au milieu des champs de lapiès [Pomel, 1995]. Des bambous évidés récupèrent l'eau de percolation dans la grotte sèche du village troglodytique de la Gebihe (comté de Ziyun, Guizhou) [Barbary *et al*., 1989].

D. Les sources renommées

1. Les Pyrénées, montagnes riches en sources thermominérales

Montagnes récentes, les Pyrénées possèdent de nombreuses sources chaudes et minéralisées dont beaucoup sont captées et exploitées à des fins médicales. Elles sont célèbres pour les vertus thérapeutiques qu'on leur reconnaît ou qu'on leur attribue, dans certains cas depuis l'antiquité : établissement thermal romain des Bains d'Arles-sur-Tech et de St-Jean-le-Vieux… Au XIX^{e} siècle, surtout dans les classes aisées, un renouveau d'intérêt pour les bienfaits des eaux est apparu : nouvelle hygiène corporelle, thérapie, soins aux coloniaux pour le traitement des séquelles des fièvres équatoriales pernicieuses… De nombreuses stations thermales virent le jour. Certaines ont cessé leur activité, d'autres continuent à prospérer comme Ax-les-Thermes (Ariège), Cauterets (Hautes-Pyrénées)… (fig. 7-4).

Les Pyrénées-Atlantiques ont, elles aussi, un passé thermal riche et comptent à elles seules six stations en exploitation : Les Eaux-Chaudes, Les Eaux-Bonnes, Ogeu, Lurbe-St-Cristau, Saliés-de-Béarn, Cambo-les-Bains (fig. 7-4). Dans les Arbailles, toutes les sources ne sont pas appréciées également par les gens du pays. Certaines sont réputées pour leur goût agréable, d'autres pour leur limpidité, enfin certaines sont considérées comme possédant des vertus particulières (fig. 7-5). Parmi ces sources renommées, la plupart sont des sources minérales ou thermominérales (chap. 5). Cependant deux sources furent très prisées alors que leurs analyses chimiques ne permettent pas d'y déceler des propriétés particulières (fig. 7-6). Les analyses bactériologiques montrent par contre que ces eaux ne sont pas toujours propres à la consommation. Celle d'Ahusquy est très faiblement minéralisée, ce qui est vraisemblablement la seule cause de son efficacité (annexe 7-3). Son altitude élevée explique des températures basses (tabl. 7-2). Bien que possédant un bassin versant réduit elle ne tarit jamais grâce aux capacités de rétention importantes des calcaires marneux de l'Albien. Durant les périodes pluvieuses, une partie de son alimentation provient du ruissellement des eaux sur la pente herbeuse parsemée de déjections de moutons. Son trajet souterrain réduit explique qu'elle soit si peu chargée minéralement. La source de la Vierge

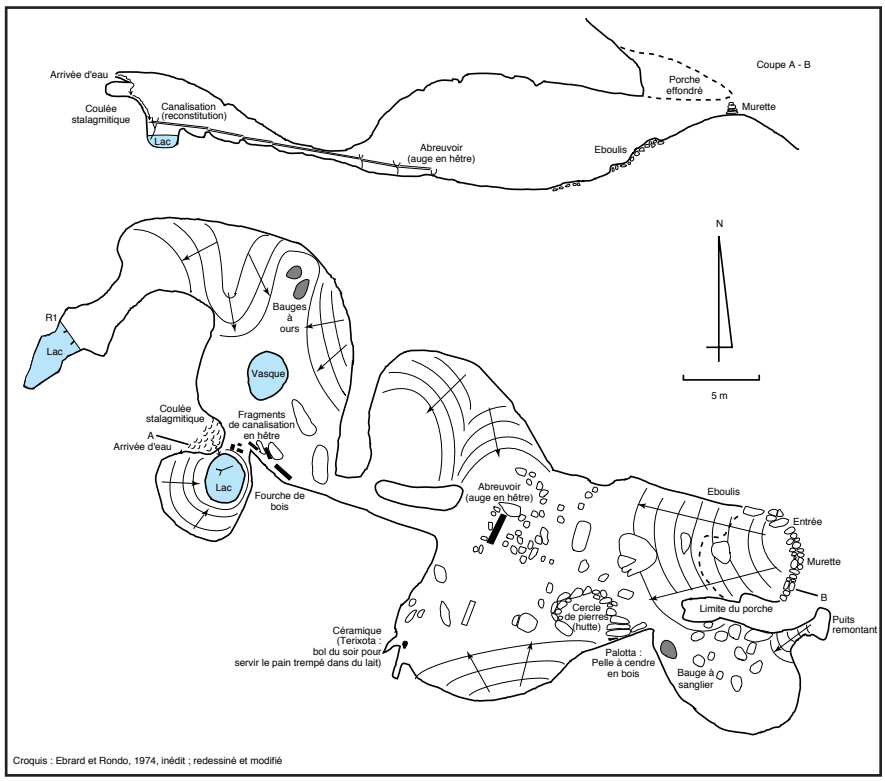


Figure. 7-3 : Urdunako Karbia (la grotte où il y a de l'eau). Une gouttière en bois permettait de canaliser une arrivée d'eau jusqu'à la première salle faisant fonction d'étable et de bergerie [d'après Ebrard, 1985].

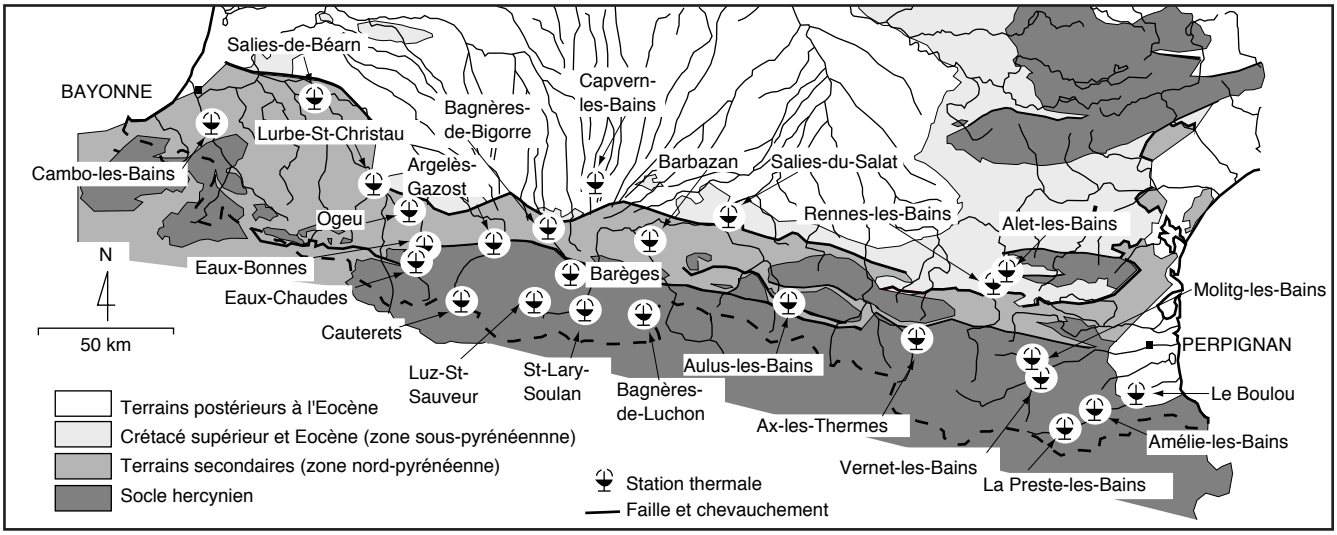


Figure 7-4 : Stations thermales françaises actuellement en fonctionnement dans les Pyrénées. Fond topographique : carte IGN n° 3615 - coll. culture et environnement, fond géologique : J. Henry [1987].

sourd juste en-dessous de l'émergence de la grotte de Garaybie. Comme cette dernière, c'est une source bicarbonatée calcique qui ne possède pas d'originalité décelable par analyse (annexe). En considération des pendages (Az 345°/23°) orientés vers l'émergence de la Vierge, il est fort probable que les eaux de l'émergence principale viennent contaminer les apports de cette petite source karstique. Il semblerait que ceci soit particulièrement vérifié quand le réservoir de la grotte est plein. C'est pourquoi la source la Vierge se trouble en temps de crue, ce qu'elle ne faisait pas avant la construction de la retenue [J. Anso, maire d'Ordiarp, comm. orale].

Nom	Date	t °C ext.	t °C source	Auteurs
Ahusquy	13/10/76	10	8,8	Blanquefort
	23/11/83	—	9,3	D.D.A.S.S.
	13/12/94	12,5	10,2	Vanara
Vierge	03/08/1903	—	10,6	Fournier
	10/11/83	—	11,1	D.D.A.S.S.
	23/10/94	—	11,7	Vanara
	26/10/95	19	11,2	Vanara
	20/11/95	16	11,2	Vanara
	06/01/96	14	11,1	Vanara
	10/03/96	10	11,0	Vanara
	05/04/96	10	10,9	Vanara
	15/05/96	18	10,9	Vanara

Tableau 7-2 : Températures des sources d'Ahusquy et de la Vierge.

2. L'exploitation des sources pour leurs vertus thérapeutiques

Si les sources thermominérales des Arbailles étaient connues depuis longtemps par les habitants, l'exploitation commerciale de leurs vertus bienfaisantes ne remonte qu'à la deuxième moitié du XIX^{e} pour atteindre son apogée dans la première moitié de ce siècle. L'exploitation se faisait dans le cadre d'établissements à caractère familial qui accueillaient une clientèle surtout locale. En 1919, l'établissement Ibarria (source Ibar) accueille 450 malades par an. A Ahusquy, en 1877, les hôtels Bellevue et Harribilia enregistrent 431 personnes. Malgré l'absence de routes carrossables, la renommée de la source est telle que les gens de la bonne société se joignent à la clientèle locale des bergers, petits propriétaires et paysans.

Les médecins conseillent les sources des Arbailles pour leurs actions fortifiantes et leur capacité à effacer les diverses fatigues pouvant affecter le corps. Les cures suivies durant la saison estivale duraient généralement une dizaine de jours, 21 tout au plus. Une source d'un débit suffisant dont l'eau était chauffée grâce à des chaudières à bois alimentait les baignoires en tôle. A Camou, la source chaude était captée à cet effet ; à Pierraénéa, une source située un peu au–dessus de l'établissement était utilisée. Les bains d'une dizaine de minutes se prenaient généralement tôt le matin. Après quoi, les curistes regagnaient leur chambre jusqu'au repas de midi. On complétait couramment l'action relaxante des bains par l'ingurgitation d'eau des sources proches, à petites doses à la source sulfurée de Pierraénéa, à Ahusquy Ithurria et abondamment (jusqu'à 15 l/j) à la fontaine Ahusquy. Cinq mille bouteilles de la source Ibar furent consommées sur place en 1919 (fig. 7-1) [Blanquefort, 1985 ; Gotty, 1986].

3. Une activité abandonnée

Les derniers établissements ont cessé leur activité dans les années 80 à cause du débit insuffisant des sources disponibles, de la faiblesse d'équipements trop sommaires, de la concurrence et de l'incapacité à se faire reconnaître par la Sécurité Sociale ; et ce, malgré une tentative de reprise dans les années 1985-86. Le syndicat intercantonnal du Pays de Soule demande alors au Bureau de Recherches Géologiques et Minières de

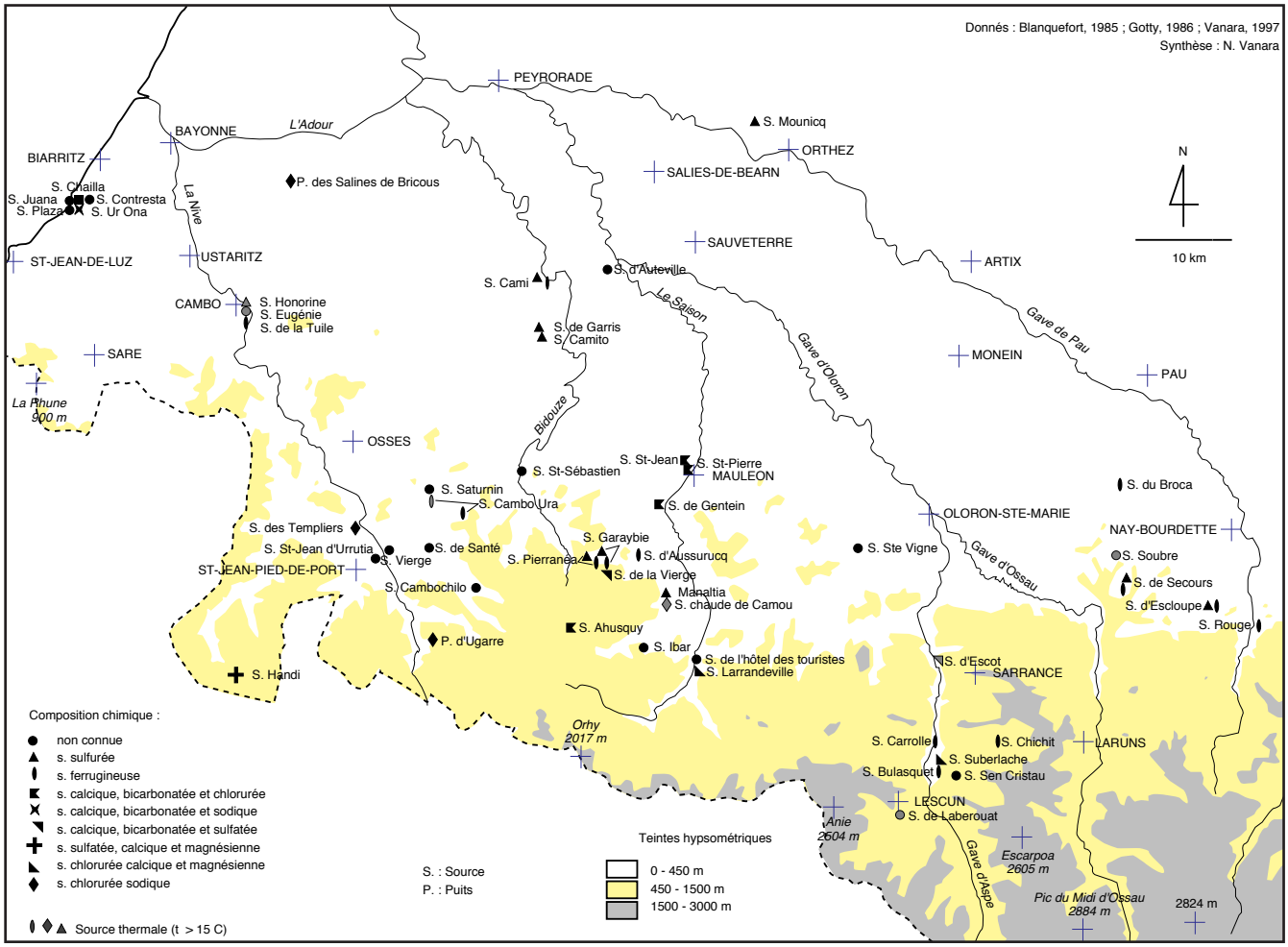


Figure 7-5 : Les eaux minérales et thermales méconnues ou oubliées des Pyrénées occidentales.

mener un examen d'une douzaine de sites de sources thermominérales plus ou moins oubliées, afin d'en apprécier l'intérêt éventuel pour l'aménagement et le développement des activités économiques. Après étude, il apparaît que seule la source chaude de Camou présente une réelle possibilité d'exploitation en thermalisme [Chicot et Combe, 1986]. Le projet fut abandonné en raison des investissements importants nécessaires : les règlementations concernant la gestion des bains sont devenues très strictes.

Il ne reste actuellement plus trace de cette ancienne activité. La bâtisse située au-dessus de la source Manaltia qui servait de refuge pour les malades est aujourd'hui une simple grange. La propriété Ibarria est à l'abandon. Dans l'établissement en ruine, l'eau de la source a envahi le rez-de-chaussée où on reconnaît les dix cabines des bains dont certaines possèdent encore leur baignoire en tôle. La maison Pierraénéa a été reconvertie en ferme dès les années 30. Le propriétaire actuel a détruit les anciennes cabines devenues inutiles et a aménagé deux chambres ayant fonction de gîte rural. En 1985, une personne a pris les bains à l'hôtel restaurant Anso (Le Garaybie), mais en 1991 les deux cabines de bain restantes furent supprimées. Il restait trois curistes chez Aguer à Camou en 1985. Les travaux de réfection du restaurant en 1994/95 ont effacé les dernières traces de l'ancienne vocation de la maison. A Ahusquy, en 1971 fut ouvert un hôtel-restaurant de facture moderne. Tenu par la famille Etchebarne, il connaît un grand succès auprès des touristes et des chasseurs de palombes, étant maintenant desservi par la route qui traverse le massif. On y boit volontiers… du vin !

Cependant, les gens du pays ou même ceux venant d'assez loin (par exemple de Bordeaux, observations personnelles faites à la source d'Ahusquy) continuent à faire provision d'eau des Arbailles. Certaines sources constituent une curiosité touristique comme celles de Camou (groupes scolaires, personnes de passage…).

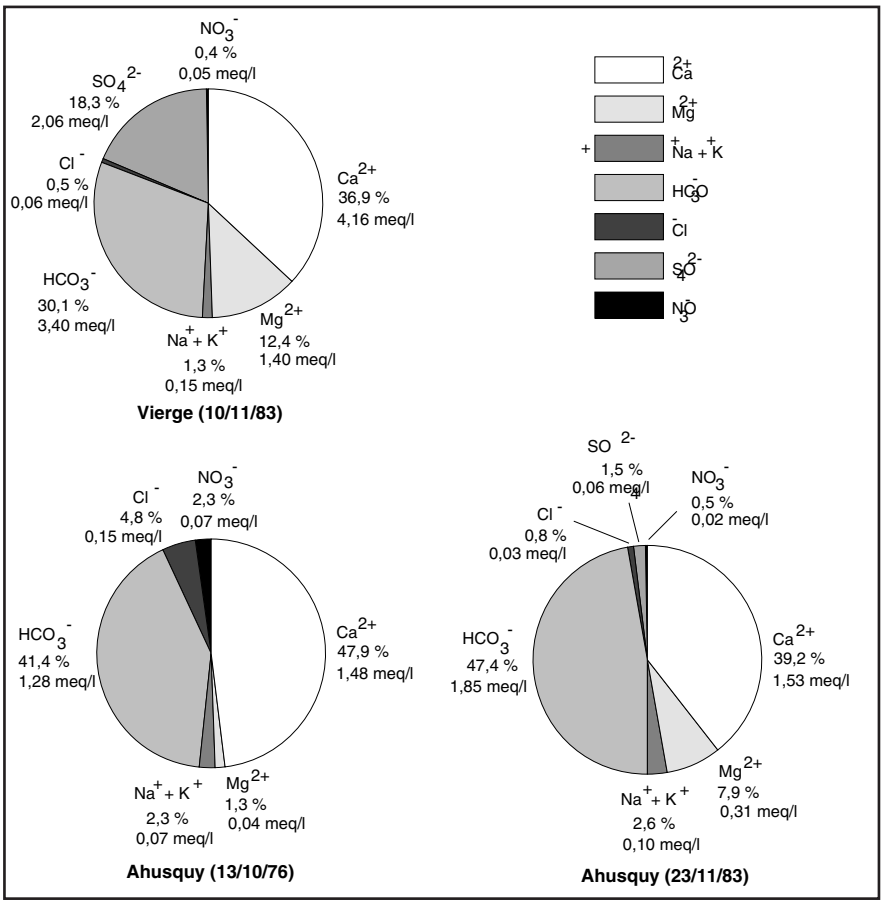


Figure 7-6 : Composition chimique des sources de la Vierge et d'Ahusquy en %. Les sources de la Vierge (hameau de Garaybie) et d'Ahusquy (vallée sèche d'Ibar Naba) sont renommées pour leurs vertues thérapeutiques. Pourtant les analyses montrent que ce sont respectivement des bicarbonatées calciques et sulfatées et des bicarbonatée calciques classiques (cf. tableaux en annexe). La source d'Ahusquy est peu minéralisée. Les grandes quantités d'eau absorbées par les malades expliquent les soulagements éprouvés par certains d'entre eux.

II. Les aménagements actuels

Les travaux modernes ont pour but de porter remède à l'éloignement fréquent des ressources en eau. Deux grands types d'aménagements ont été mis en place et sont régulièrement améliorés :
- alimentation des villages en eau potable ;
- adductions d'eau pour desservir les cayolars et abreuvoirs d'altitude.

A. Utilisation des ressources en eau pour les besoins des villages

1. Les sources captées

Les travaux de grande envergure destinés à amener l'eau dans les villages ont débuté relativement récemment avec un premier captage aux Cent Sources en 1957. Progressivement d'autres captages ont été mis en chantier en 1965, 79, 86 et 88 pour un total de six émergences karstiques utilisées.

Comparées aux possibilités qu'offre le massif (chap. 6), les ressources sont largement sous-exploitées. Les Arbailles sont un véritable château d'eau qui permet la desserte de presque tous les villages situés au pied des reliefs, mais qui contribue aussi à l'alimentation de communes beaucoup plus éloignées grâce à trois sources : Cent Sources, Ur Belcha et Zahagui.

L'émergence des Cent Sources est la plus importante du massif. Le débit reste abondant toute l'année puisque les débits d'étiage sont estimés à environ 100 l/s. Une partie des eaux (8,5 l/s en moyenne) est utilisée pour subvenir aux besoins d'une bonne partie de la Soule et de quelques maisons frontalières voisines de cette province. Zahagui par contre est insuffisante en été malgré le fait que la totalité des écoulements soit captée. C'est pourquoi, en période de pénurie Ur Belcha vient compléter le déficit [A. Gruaud, D.D.A.F., comm. orale]. Abotecoborda, source suffisante dans l'état actuel du réseau, dessert Bussunarits et St-Jean-le-Vieux. Les autres ont des rôles beaucoup plus limités (tabl. 7-3).

Sources captage	Date	Maître d'ouvrage	Débit d'exploitat. l/s	Communes desservies	Nbr d'abonnés
Abotecoborda	—	SIAEP St-Jean-le-Vieux - Bussunarits	1994: >10	Bussunarits , St-Jean-le-Vieux	—
Cent Sources	1957	SIAEP Pays de Soule	16,6	Alçay-Alçahébéty (125 clients), Alos-Sibas-Abense (187), Camou-Cihigue (52), Idaux-Mendy (117), Lacarry-Arhan-Charitte-de-Haut, Laguinge-Restoue (83), Mauléon-quartier E (80), Menditte (100) , Ossas-Suhare (64), Sauguis-St-Etienne (92), Tardets-Sorholus (30). En partie : Chéraute (200), Berrogain (51), Moncayolle (50), Gotein-Libarrenx (143) et les hauteurs au-dessus de Aramits, Féas, Lanne-en-Barétous et Montory (20 clients au total)	1 459
Etxanko Zola	1986	Commune Aussurucq	0,4	Aussurucq en partie	—
Orcate	1979	SIAEP Ahaxe-Lecumberry-Mendive	0,5 (étiage)	Quelques maisons à Lécumberry	—
Ur Belcha	1988	SIAEP Ostabarret	11,9	Arhansus (sauf les maisons hautes), Beyrie-sur-Joyeuse, Bunus, Hosta, Ibarolle, Juxue (sauf les maisons hautes), Landabat, Larceveau-Arros-Cibits, Orsanco, Ordiarp (quartier Garaybie), Ostabat-Asme, Pagolle, Saint-Just-Ibarre et quelques maisons à Musculdy	—
Zahagui	1965	SIAEP Ostabarret	15		

Tableau 7-3 : Les sources captées des Arbailles pour l'alimentation des villages.

2. Les réseaux d'eau potable et leur gestion

Progressivement toutes les maisons ont été raccordées aux réseaux de distribution, même celles qui utilisent leur propre source. En cas de problème les propriétaires savent qu'ils peuvent utiliser la distribution publique (ex : la ferme Piérraénéa, commune d'Ordiarp).

Les unités de distribution peuvent être des communes ou des syndicats intercommunaux (S.I. d'Alimentation en Eau Potable). En cas de régie directe, la gestion administrative et technique des réseaux est réalisée directement par le maître d'ouvrage. Dans ce cas, la gestion (personnel et budget) et la réalisation des travaux sont effectuées par la commune (Aussurucq) ou le syndicat intercommunal (St-Jean-le-Vieux, Ahaxe-Lecumberry-Mendive, Ostabarret) en totale autonomie financière. Par contre la gestion du S.I.A.E.P. Pays de Soule a été confiée à un prestataire de service : la Compagnie Générale des Eaux. Il s'agit d'une gestion indirecte en affermage : la collectivité publique est propriétaire des ouvrages et assume les investissements mais confie l'exploitation du service à un fermier (la C.G.E) qui supporte les frais et les obligations de fonctionnement et se trouve rémunéré directement par les usagers.

Quelques sources n'appartenant pas au massif des Arbailles tel que nous l'avons défini permettent de compléter les besoins des villages du massif.

Le massif de Mendibelza avec les sources Armiagua (schistes dévoniens), Iriarteko (calcaire griotte dévonien) et Ondarneborda (calcaire bleu-noir carbonifère) contribue à l'alimentation des villages de Béhorléguy pour la première et de Lecumberry pour les deux autres [Chigot et Mondeilh, 1984].

Le synclinal de St-Just-Ibarre s'inscrit dans le vaste domaine des flyschs du Crétacé supérieur de la zone sous-pyrénéenne. Cette gouttière constituée de terrains semi-karstifiables est favorable à l'émergence de petites sources aux bassins-versants peu étendus. Celui de l'émergence Honia est estimé à 1 km^2 au maximum pour des débits de 3-4 à 50 l/s (fig. 7-7) [Vanara, 1996]. La faiblesse des débits oblige à une multiplication des captages : cinq pour le seul village d'Aussurucq avec les anciens captages d'Idorregaitze (1930), Magnia (1930) et Ahantzola (1938) complétés par Leycharzepia (1962) [Chigot et Mondeilh, 1984] et tout récemment par Aneko Borda. Mais cet ensemble est insuffisant pour subvenir aux besoins de la commune. D'où l'importance du captage d'Etxanko. Ce réseau découvert dans les années 1970 dispose d'une rivière (chap. 6), captée en 1986 au profit du quartier situé autour de Carriquiborda tandis que le trop-plein est dirigé vers le village [J.–B. Queheille, comm. orale].

Les besoins en eau des villages sont relativement constants. En effet, l'augmentation des habitants durant l'été (touristes, gens de passage...) est compensée par le fait que la plupart des bêtes sont en estive. Au contraire, en hiver, il y a toutes les bêtes enfermées à abreuver. Avec ses 300 résidants, les besoins de la commune d'Aussurucq s'élèvent à 120 m^3/j (1,4 l/s) au maximum. L'été et parfois l'hiver la totalité de l'eau disponible est utilisée, ce qui permet de subvenir aux besoins. Par contre, en été les réserves dynamiques des sources étant faibles, les débits diminuent très sensiblement d'où l'existence d'un déficit chronique qui nécessite l'achat d'eau au S.I.A.E.P. de Soule [J.-B. Queheille, comm. orale].

3. La qualité des eaux captées

La qualité naturelle des eaux captées dépend essentiellement de la nature géologique du bassin-versant alimentant le captage. Les limites exactes des bassins-versants sont difficiles à déterminer en l'absence de tout écoulement de surface. Seules les déductions faites à partir des observations de terrain et confirmées par les expériences de traçages permettent de mieux comprendre l'organisation des rivières souterraines (chap. 6). Deux systèmes peuvent être considérés comme relativement bien compris, celui des Cent Sources [Bauer *et al*., 1991 ; Vanara, 1995] et celui d'Ur Belcha [Vanara, 1996]. Pour les autres, on ne possède que peu d'informations. C'est pourquoi, le tableau 7-4 sur la nature des bassins d'alimentation et leurs caractéristiques physico-chimiques demande à être complété à partir de campagnes de traçages systématiques.

Sources	Origine géologique de la ressource	Caractéristiques physico-chimiques
Abotecoborda	Calcaires de l'Albien et de l'Aptien	Eau équilibrée; pH ≈ 7,5; cond. ≈ 350 μS/cm; TH ≈185 mg/l
Cent Sources	Calcaires marneux de l'Albien, Calcaires et marnes de l'Aptien supérieur	Eau équilibrée; pH ≈ 7,7; cond. ≈ 402 μS/cm; TH ≈193 mg/l
Etxanko Zola	Calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur	Eau équilibrée, pH ≈ 8,2; cond. ≈ 285 μS/cm; TH ≈ 142 mg/l
Orcate	Marnes d'Hosta, calcaires à microfilaments du Bajocien-Bathonien- Aalénien supérieur, marnes et calcaires argileux de la base de l'Aalénien-Toarcien inférieur	Eau équilibrée; pH ≈ 7,3; cond. ≈ 265 μS/cm; TH ≈ 238 mg/l
Ur Belcha	Marnes d'Hosta de l'Oxfordien supérieur, calcaires d'Aussurucq du Callovien et Bathonien supérieur, calcaires et marnes du Bathonien inférieur et Bajocien, marnes et calcaires du Lias	Eau équilibrée; pH ≈ 7,5; cond. ≈ 405 μS/cm; TH ≈214 mg/l
Zahagui	Calcaires et marnes du Bathonien inférieur et Bajocien, calcaire d'Aussurucq du Callovien et Bathonien supérieur, marnes d'Hosta de l'Oxfordien supérieur	Eau équilibrée; pH ≈ 7,4; cond. ≈ 293 μS/cm; TH ≈ 138 mg/l

Tableau 7-4 : Nature géologique des bassins-versants et caractéristiques physico-chimiques des sources captées.

Les faciès chimiques des émergences ont été obtenus à partir des analyses de la D.D.A.S.S. et de nos propres résultats de terrain. Ces séries de résultats possèdent chacune leurs faiblesses. Le suivi est certes régulier pour les Cent Sources et Zahagui, mais sur un an seulement. Les résultats sont étalés sur de plus longues périodes pour les autres, mais sans suivi, les prélèvements se faisant généralement une fois l'an toujours le même mois.

L'eau des Arbailles, faiblement minéralisée (moyenne entre 250 et 470 μS/cm environ), n'est ni dure ni agressive et ne requiert donc à ce point de vue aucun traitement spécifique (tabl. 7-4). Les teneurs en fluor sont inférieures à 0,1 mg/l alors que la norme pour les eaux de notre climat est fixée à 1 mg/l. L'apport de fluor par le sel fluoré du commerce ou par des comprimés fluorés est donc conseillé car cet élément favorise la prévention des caries dentaires. Les teneurs en nitrates et phosphates restent partout très faibles du fait de l'inexistence des épandages d'engrais sur les pâturages d'altitude.

Le principal inconvénient vient du fait que les eaux deviennent facilement turbides en période pluvieuse (chap. 5 et 6). La turbidité de l'eau correspond à une concentration élevée de matières en suspension donnant à l'eau une couleur anormale. Les couleurs peuvent aller d'une teinte blanchâtre (présence de colloïdes) durant les périodes de crues moyennes à une teinte franchement brune (particules argileuses) lors des crues importantes (photo 7-1).

Les Cent Sources sont particulièrement exposées à ce problème. En effet, une bonne partie de l'eau qui résurge provient de pertes situées en amont dans le lit de la rivière Apoura [Vanara, 1994]. Lors des périodes humides, les eaux gonflées de la rivière nettoient toutes les impuretés déposées au fond de son lit. L'indice de turbidité peut alors atteindre un maximum de 800 N.T.U. Le filtre de la station de traitement des eaux doit être lavé jusqu'à six fois par jour [D. Cavally, comm. orale].

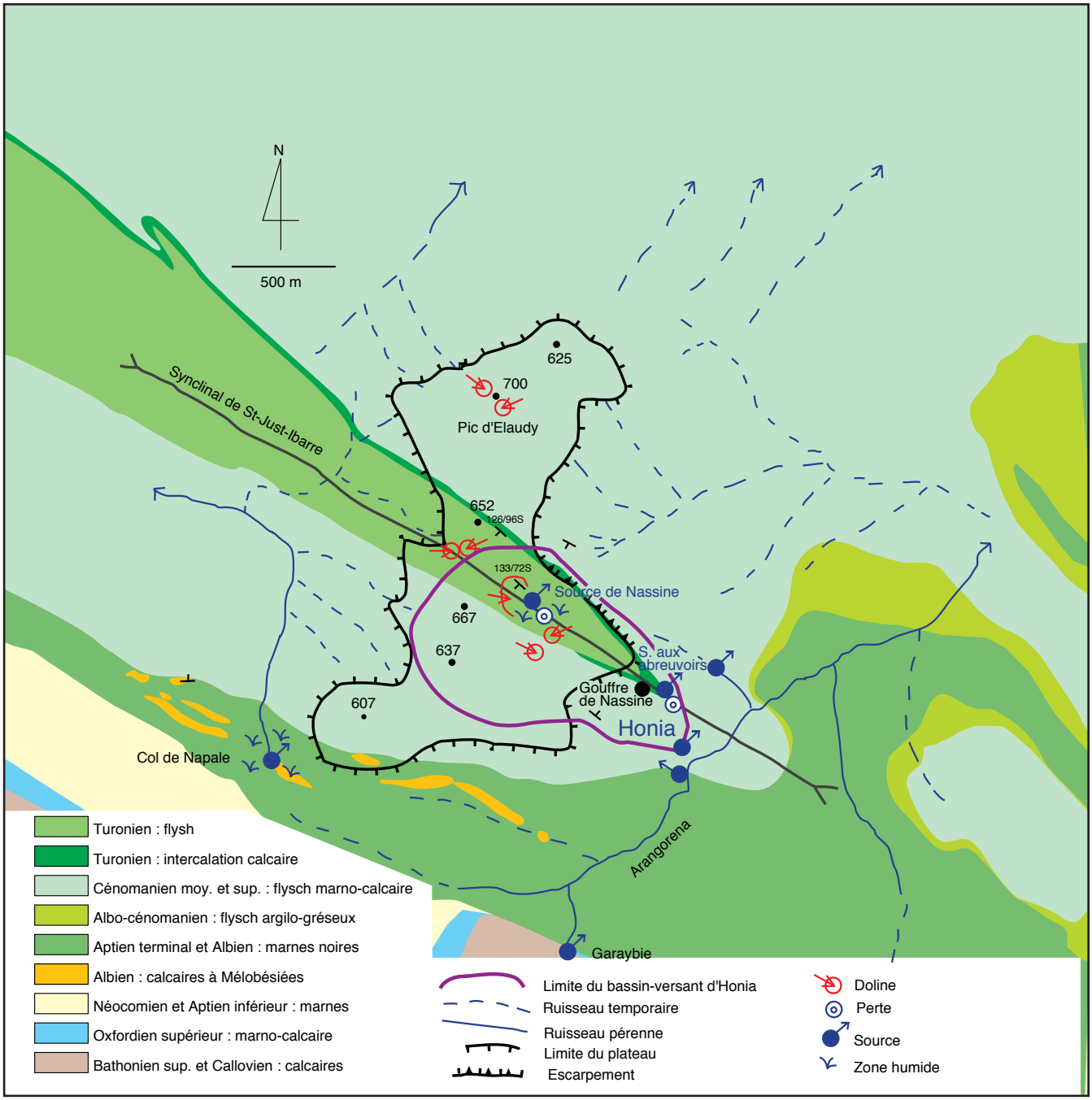


Figure 7-7 : Le bassin-versant de la source Honia. Il est estimé à 1 km^2 au maximum pour des débits à l'exutoire qui varient de 3-4 à 50 l/s.

Les eaux des Cent Sources ont toujours été troubles, mais la situation se serait dégradée depuis un gros orage des années 1978/1979 [M. Dascon, comm. orale]. Depuis cet événement qui a bouleversé le lit de la rivière, il semblerait aussi qu'elle s'assèche plus rapidement qu'auparavant. On peut imaginer qu'à la faveur de cette crue, les conduits de l'Apoura souterraine ont été décolmatés, augmentant ainsi la capacité d'absorption des pertes et donc l'arrivée d'eau venue de la rivière vers les Cent Sources. Le 14 août 1995, le lit de l'Apoura est sec sur 2 km entre les émergences des Cent Sources et l'extrémité orientale des prairies de la ferme Atheïs. M. Sindicq, exploitant de la ferme, n'avait jamais vu la rivière se perdre si loin en amont.

La turbidité est non seulement désagréable pour le consommateur, mais de plus des bactéries d'origine fécale sont très souvent associées aux particules argileuses en suspension. Le contrôle de la qualité microbiologique des eaux est basé sur la recherches des germes témoins de contamination fécale que sont les coliformes totaux, coliformes fécaux, streptocoques fécaux et bactéries anaérobies sulfato-réductrices. La présence de ces bactéries dans l'eau d'un captage ou à l'intérieur d'un réseau de distribution est la trace d'une pollution animale et/ou humaine d'origine fécale. Les bactéries recherchées sont des germes banaux qui ne sont pas directement pathogènes mais constituent des indicateurs de risques pathogènes.

Photo 7-1 : Turbidité à la source d'Uthurbietta. A chaque crue, l'émergence d'Uthurbietta se colore en brun en raison de l'abondance des matières en suspension, particules argileuses notamment.

4. Le traitement de l'eau

Le traitement de l'eau des sources captées des Arbailles est nécessaire pour améliorer, régulariser et rendre plus fiable la qualité de l'eau distribuée. Divers traitements physiques et/ou chimiques sont utilisés (tabl. 7-5).

La filtration est employée pour les eaux présentant une turbidité chronique. Elle consiste en une coagulation artificielle des argiles puis en un piégeage des particules en suspension dans des massifs de sables et de graviers régulièrement nettoyés. Selon le décret n°90-330 du 10/04/90, art. 10.I et II l'eau ne doit pas présenter une turbidité supérieure à une valeur équivalente à 2 unités Jackson (U.J.).

La désinfection élimine les organismes microbiens susceptibles d'être pathogènes et empêche leur prolifération dans les réseaux de distribution. Les systèmes utilisés sont les javeliseurs ou les appareils au chlore gazeux.

Photo 7-2 : Abreuvoir d'Ibar Naba. Tous les abreuvoirs de cette vallée sèche sont alimentés par les sources d'Ursoy et d'Uztarila.

5. Les orientations futures

La politique actuelle s'oriente vers deux objectifs principaux :
- une amélioration de la qualité des eaux en gérant au mieux les ressources actuelles ;
- la recherche de ressources nouvelles.

a. La protection des ressources actuelles

«*L'eau fait partie du patrimoine commun de la nation. Sa protection, sa mise en valeur et le développement de la ressource utilisable, dans le respect des équilibres naturels, sont d'intérêt général*» [loi n°92-3, 3/01/92].

La loi de 1992 sur l'eau institue une gestion unifiée des eaux avec pour objectif essentiel la préservation de la qualité et des ressources. La disposition principale concerne la mise en place dans un délai de cinq ans de périmètres de protection autour de tous les captages après avis de l'hydrogéologue agréé en matière d'hygiène publique. L'objectif est de préserver les points de prélèvement des risques de pollution provenant des activités exercées à proximité. Il est précisé en outre que la protection des eaux captées dans des réservoirs constitués de roches calcaires est à rapprocher, dans ses principes, de la protection des eaux superficielles puisque les eaux de ruissellement et les substances polluantes peuvent rejoindre rapidement le réservoir souterrain sans subir de filtration et cela à des vitesses beaucoup plus élevées que celles observées dans les terrains poreux [Journal Officiel, 13/09/90].

Les périmètres de protection sont destinés à faire obstacle aux éléments polluants susceptibles d'altérer de façon

significative la qualité des eaux. A l'intérieur de ces périmètres, certaines activités peuvent être interdites ou réglementées. Deux types de périmètres sont distingués : l'un de protection immédiate, l'autre de protection rapprochée complétée éventuellement par un troisième périmètre, dit de protection éloignée. Le périmètre de protection immédiate a pour fonction d'empêcher la détérioration des ouvrages de prélèvement et d'éviter que des déversements ou des infiltrations de substances polluantes se produisent à l'intérieur ou à proximité immédiate du captage. Le périmètre de protection rapprochée doit protéger efficacement le captage vis-à-vis de la migration souterraine des substances polluantes. Le périmètre de protection éloignée est une extension du précédent pour renforcer la protection contre les pollutions permanentes ou diffuses.

L'examen des sources captées des Arbailles est en cours de réalisation. Pour les Cent Sources l'étude préalable à la visite de l'hydrogéologue agrée est réalisée [Géotherma, 1995]. Ur Belcha est au programme pour l'année 1997.

Toute décision concernant les périmètres de protection nécessite une bonne connaissance des bassins d'alimentation des sources. Or dans un terrain totalement et profondément karstifié, une grande difficulté réside dans la disparition des écoulements superficiels au profit des écoulements souterrains. Les limites des bassins-versants topographiques ne coïncident pas avec la superficie réelle drainée par les sources. Une évaluation raisonnée des risques passe donc par une meilleure connaissance du milieu obtenue grâce à des colorations effectuées le plus souvent à partir de rivières souterraines découvertes par les spéléologues (chap. 6). Si le périmètre de protection immédiat ne pose à priori que peu de problème, il en est autrement des périmètres de protection rapprochée et éloignée.

Si on prend l'exemple des Cent Sources, il semble difficile de réaliser une protection réelle de la réserve globale puisque la qualité des eaux de l'émergence dépend étroitement de la qualité :

- des eaux de la rivière Apoura (haut bassin-versant topographique 3,7 km^2) ; les troupeaux viennent régulièrement s'y abreuver ;
- des rivières souterraines drainant le synclinal essentiellement albien (environ 41 km^2), zone à vocation pastorale (chap. 10) et touristique (hôtel-restaurant d'Ahusquy) ;
- des rivières souterraines venues des calcaires à faciès urgonien (environ 10 km^2).

Mais s'il semble donc difficile de concilier les impératifs économiques (pastoralisme et tourisme) et le souci légitime de protéger efficacement l'eau, il serait possible d'apporter à l'avenir des corrections aux erreurs d'aménagement : baignoires pour le traitement parasitaire des animaux implantées en altitude ; rejets de l'hôtel Ahusquy dans la grotte proche, située juste à la hauteur de la départementale 117.

b. L'amélioration des réseaux de distribution

Si toutes les communes des Arbailles sont desservies en eau, certains problèmes d'approvisionnement peuvent se faire sentir lors des années sèches.

Le S.I.A.E.P. d'Ahaxe-Lécumberry-Mendive ne possède pas de réserves rapidement mobilisables en cas de sécheresse. La commune d'Aussurucq peut faire face théoriquement à la demande. Mais l'infrastructure de ses réseaux est insuffisante pour les transferts d'eau, ce qui l'oblige régulièrement à acheter de l'eau à l'extérieur (1,4 l/s = 5 m^3/h du S.I.A.E.P. du Pays de Soule). De plus, les installations au captage d'Etxanko favorisent l'entraînement de bulles d'air dans les tuyaux qui réduisent le débit. Ces derniers doivent être régulièrement purgés [M. Lauga, comm. orale].

c. La recherche de nouvelles ressources

L'amélioration de la distribution en eau passe aussi par la recherche de ressources nouvelles, soit pour compléter des sources au débit insuffisant, soit pour remplacer des émergences trop souvent turbides.

La source Abotecoborda est suffisante pour le S.I.A.E.P. de Bussunarits-St-Jean-le-Vieux. Cependant, il faudrait augmenter les débits au profit des syndicats voisins qui sont demandeurs. Il est envisagé d'aménager la source Espila située à 750 m à l'est d'Abotecoborda et d'interconnecter le réseau du syndicat avec ceux des syndicats voisins. Des études sont en cours [A.N.T.E.A., 1995].

D'autres recherches sont orientées vers une exploitation des eaux par forage impliquant une reconnaissance géoélectrique préalable [Lemoine et Vengud, 1991]. Neuf sondages électriques et un panneau ont été effectués dans la vallée de l'Apoura au sud d'Alçay afin de situer la limite marnes albiennes / calcaires urgo-aptiens. L'interprétation des résultats a permis d'identifier en profondeur un niveau résistant pouvant correspondre aux calcaires de l'Aptien. Il plonge vers l'est sous les marnes noires albiennes de résistivité plus faible. Ce niveau est interrompu au droit de la vallée de l'Apoura et suggère la présence d'un accident orienté NE-SW. Dans le secteur d'Aussurucq, cinq sondages électriques ont été effectués pour identifier la position des calcaires calloviens situés sous les marno-calcaires d'Hosta. Vers 60 m de profondeur, un fort résistant pourrait correspondre aux calcaires massifs du Dogger. Des sondages de reconnaissance étaient prévus afin de préciser la nature des résistants mis en évidence par les sondages électriques. Après quelques déboires (effondrement du premier puits), un forage réalisé à côté de la station de traitement des eaux des Cent Sources (commune d'Alçay) a atteint une nappe d'eau à -80 m (chap. 5). La vérification de l'existence d'un débit suffisant est nécessaire avant la mise en exploitation.

Pour notre part, nous émettons des réserves à l'égard des forages dans des terrains carbonatés profondemment karstifiés, d'autant plus que ces études et essais divers coûtent fort cher. Les chances de tomber juste sur une ressource importante et de bonne qualité restent faibles.

B. Eau et pastoralisme

Pour que le pastoralisme demeure l'un des piliers de l'économie locale, il faut progressivement aménager l'espace montagnard afin de faciliter son exploitation. Le manque de sources étant un des problèmes majeurs du massif des Arbailles, l'approvisionnement des cayolars et des abreuvoirs est la clef de voûte de la gestion et de l'aménagement. Différents travaux permettent au fur et à mesure des aménagements de remédier aux pénuries.

Sources	Présence bactério.	Turbidité	Traitement subi par les eaux captées
Abotecoborda	Chronique	Chronique, forte	Désinfection (chloration)
Cent Sources	Chronique	Chronique, très forte	Décantation, filtration et désinfection
Etxanko Zola	Chronique	Faible	Désinfection (eau de Javel)
Orcate	Chronique	Faible	Désinfection
Ur Belcha	Chronique	Faible filtration, stérilisation	Préchloration, floculation, décantation,
Zahagui	Chronique	Chronique	Préchloration, floculation, décantation, filtration, stérilisation

Tableau 7-5 : Fréquences des risques bactériologiques, de la turbidité et traitement de l'eau des sources captées [Chigot et Mondeilh, 1984 ; complété et modifié].

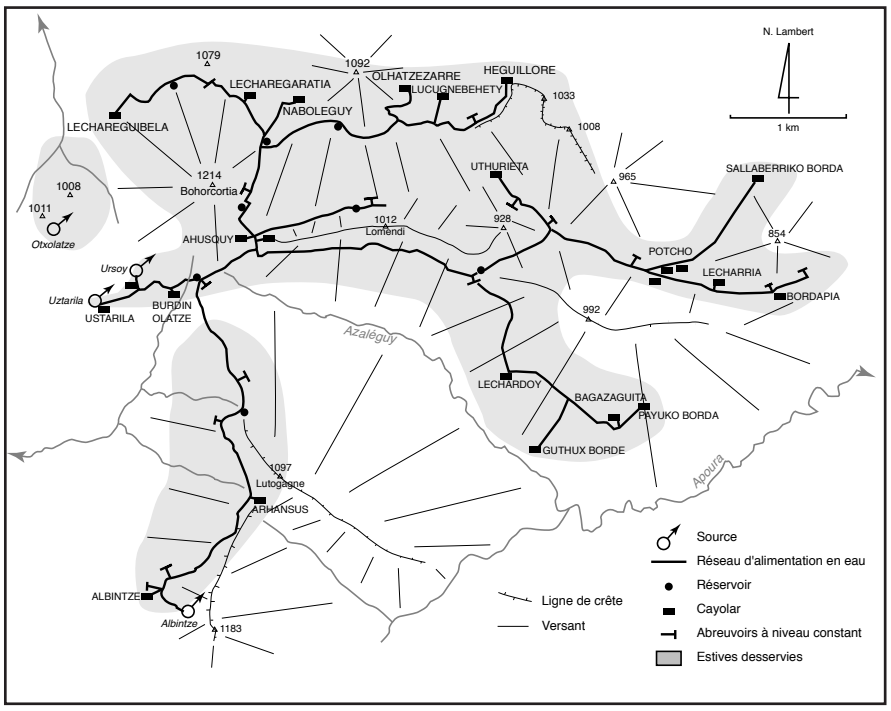


Figure 7-8 : Réseau d'alimentation en eau d'Ahusquy-Commission syndicale de Soule [Commission syndicale de Soule, inédit ; M. Castan, comm. orale]. Le captage de quatre sources et la construction d'un réseau d'alimentation permet de desservir en eau des cayolars utilisés par les bergers et de nombreux abreuvoirs.

1. Les nouveaux abreuvoirs

Les meilleures sources sont progressivement rééquipées. Celle de Zouhourtia peut servir d'exemple car tous les aménagements sont du même type et comparables. Les anciens abreuvoirs situés à l'endroit où l'eau suintait ont été abandonnés. L'eau est captée puis amenée par tuyau P.V.C. jusqu'à un réservoir en ciment d'une capacité de 2 m³ qui constitue une réserve pour les périodes sèches. Quatre abreuvoirs de bonnes dimensions en ciment sont placés en contrebas. Pour éviter tout gaspillage, le réglage du débit est géré par un niveau à eau. Devant les abreuvoirs, une plate-forme spacieuse permet un accès facile aux troupeaux. Les aménagements sont parfois un peu plus légers comme à la source d'Uleze (*Uleze ko Uturia*) aménagée durant l'hiver 1996 avec des abreuvoirs en ciment et un réservoir en P.V.C. plus facile à installer.

Durant les étés secs, certaines sources s'assèchent, ce qui oblige les agriculteurs à remplir les abreuvoirs grâce aux tonnes remorquées depuis les villages (abreuvoirs d'Otxolatzé, été 94).

Parallèlement à ces travaux sont réalisés des aménagements globaux beaucoup plus ambitieux. Seules les Commissions syndicales peuvent alors les mener à bien d'autant qu'une fois les installations faites, les travaux d'entretien de l'ensemble du réseau d'alimentation sont lourds à gérer : canalisations à changer régulièrement, réparation des flotteurs et des abreuvoirs… Ces travaux sont d'autant plus nécessaires que le cheptel a beaucoup augmenté ces trente dernières années (chap. 8).

La commission syndicale du Pays de Soule (A.E.P. d'Ahusquy) a entamé un vaste programme pour desservir en eau les zones les plus parcourues par les troupeaux. La source Ursoy (de 0,2 à 1,2 l/s) sourd d'une fracture élargie dans les calcaires marneux albiens. Ses eaux, complétées par celles de la source Uztarila (0,01 à 0,9 l/s), sont refoulées jusqu'au réservoir de Bohorcortia et permettent l'alimentation d'une vaste zone comprenant de nombreux abreuvoirs et cayolars (photo 7-2, fig. 7-8) [M. Castan, comm. orale]. La source Albinzé (0,1 à 0,2 l/j) est située dans les poudingues de Mendibelza, mais contribue à l'alimentation de pâturages des Arbailles grâce à un système original installé en 1992. Un générateur photovoltaïque avec pompe et suivi par satellite permet de monter quotidiennement 11 à 15 m³ d'eau (0,1-0,2 l/s) dans une réserve de 80 m³ située 45 m plus haut en bordure de la route Ahusquy-Iraty. La seule intervention humaine est la mise en route en avril et le démontage en novembre une fois la saison d'estive terminée. Après quelques avatars de fonctionnement liés à des coups d'orage violents lors de la première année, le système donne toute satisfaction [Commission syndicale du Pays de Soule, 1995].

Depuis 1985, la Commission syndicale du Pays de Cize a pour projet de remonter dans les parcours, l'eau de la source Chahaski. Plusieurs projets ont été envisagés [M. Oillaburu, comm. orale] :
- créer trois lacs successifs dans le ravin d'Apanicé, l'eau étant remontée d'une retenue à l'autre grâce à l'énergie solaire ;
- utiliser un bélier hydraulique ;
- remonter l'eau par pompage photo-voltaïque, solution finalement retenue ;

Après un suivi des débits (tabl. 7-6), les travaux furent réalisés en 1992/93 et le système donne satisfaction (fig. 7-9).

La commission syndicale de l'Ostabarret s'inspirerait du même procédé pour améliorer la desserte en eau de la zone du Belchou [A. Graud, comm. orale]. Le projet pour 1997 consiste en un réservoir alimenté par deux petites sources. L'eau serait ensuite refoulée par pompage solaire afin de pouvoir :
- alimenter le cayolar Belchou qui doit pour l'instant se contenter d'une citerne recueillant l'eau du toit ;

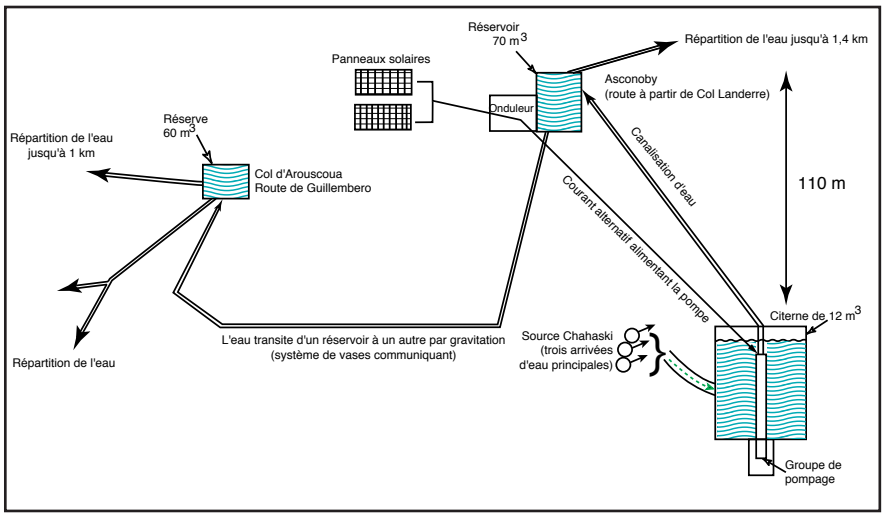


Figure 7-9 : Schéma simplifié du système de pompage par énergie solaire (région de Béhorléguy) [Commission Syndicale du Pays de Cize, inédit ; figure redessinée].

- rejoindre l'ancien réseau (qui dessert les cayolars Chahaski et Zipignareko Olha à partir de la source Chahaski) et alimenter deux cayolars à Lahondoko Olha (une citerne de 3 000 l récupérait jusqu'à présent l'eau des toits).

2. Vers une meilleure répartition de la fréquentation des pâturages

La conséquence d'une bonne desserte en eau est une augmentation du nombre de bêtes (notamment les vaches) lâchées en estive. L'A.E.P. d'Ahusquy avait été prévu en 1980/82 pour 400 vaches environ. On compte maintenant 500 à 600 têtes. Les troupeaux ont tendance à se regrouper autour des abreuvoirs. Certains lieux souffrent donc d'une surfréquentation. C'est le cas de la vallée surpâturée d'Ibar Naba. Durant l'été sec de 1995, ce ne fut plus la soif qui fit redescendre les bovins, mais la faim. Certains troupeaux revinrent amaigris des estives.

Il existe d'autre part une concurrence entre les différentes catégories d'animaux. Les chevaux sont notamment accusés par les bergers de gêner l'accès des brebis aux abreuvoirs. Certaines ressources sont d'ailleurs réservées aux seuls ovins grâce à la pose d'un barbelé entourant les abreuvoirs placé de façon à ne laisser passer que les bêtes de petite taille (abreuvoir à la patte d'oie Lucugnébéhéty-Héguilloré).

Afin de mieux répartir spatialement les troupeaux, d'autres aménagements sont prévus. Par exemple, la vallée d'Elsarré est sous-utilisée car il n'existe qu'une seule source (Zarobé) située à son extrémité nord. La Commission de Soule prévoit donc de multiplier les abreuvoirs à partir d'un réservoir situé à Lécharéguibela alimenté par les sources Ursoy et Uztarila [M. Castan, comm. orale]. Ces travaux s'inscrivent dans une revalorisation plus globale de cette vallée (chap. 8).

Date	Débits l/s
30/04/91	0,61
06/06/91	0,16
04/04/92	0,14
11/05/92	0,46
26/08/92	0,18
01/09/92	0,42

Tableau 7-6 : Quelques débits de la source Chahaski.

III. Les ressources en eau et leur protection

Les Arbailles sont écologiquement bien épargnées : pas d'industrie, un tourisme encore discret, une agriculture extensive. Pourtant les résultats donnés par la D.D.A.S.S. qui effectue des contrôles réguliers (au moins une fois par an) sur les eaux brutes sont décevants. Les eaux montrent certes une bonne qualité chimique que l'on peut suivre dans le temps, mais présentent de façon chronique une mauvaise qualité bactériologique (tabl. 7-5). Or les normes concernant les eaux réservées à la consommation humaine (sans parler des eaux minérales) sont en ce domaine très strictes :

- l'eau ne doit pas contenir d'organismes pathogènes, en particulier de salmonelles dans 5 l d'eau prélevée, de staphylocoques pathogènes dans 100 ml, de bactériophages fécaux dans 50 ml et d'entérovirus dans un volume ramené à 10 l d'eau prélevée ;
- 95 % au moins des échantillons prélevés ne doivent pas contenir de coliformes thermotolérants et de streptocoques fécaux dans 100 ml ;
- l'eau ne doit pas contenir plus d'une spore de bactéries anaérobies sulfito-réductrices par 20 ml d'eau prélevée [Journal Officiel, décret n° 89-3 du 3/01/89].

A cause de l'irrégularité de la qualité, toutes les eaux captées doivent subir un traitement désinfectant avant d'être envoyées dans les réseaux de distribution.

Deux facteurs essentiels interviennent pour expliquer la mauvaise qualité des eaux des Arbailles :

- la capacité de filtration réduite des terrains constituant les aquifères ;
- les activités humaines tournées essentiellement vers le pastoralisme.

A. Des ressources en eau vulnérables

La vulnérabilité des nappes d'eau à la pollution dépend de la perméabilité des terrains constituant l'aquifère. Une classification a été établie selon la plus ou moins grande aptitude des terrains à laisser passer un flux polluant.

1. La fragilité des aquifères des calcaires jurassiques et crétacés

En raison de leur pureté (> 95 % de $CaCO_3$, tabl. 1-2), les calcaires massifs à faciès urgonien et les calcaires à microfilaments dits calcaires d'Aussurucq sont particulièrement sensibles à la dissolution. La roche affleure partout sous la forme de vastes lapiés plus ou moins bien développés. Les plus achevés se situent sur les calcaires à faciès urgonien dans les secteurs de Guillembero et d'Hasgagnia (chap. 2).

Les pluies efficaces (précipitation moins l'évapotranspiration) pénètrent dans les lapiés sous la forme d'infiltrations diffuses mais certains drains (puits, larges conduits) permettent une infiltration rapide qui s'oppose à une infiltration plus lente et donc retardée dans les petites fissures. Le filtrage de l'ensemble apparaît insuffisant en raison de la perméabilité en grand et de l'insuffisance de la couverture pédologique.

Par ailleurs les phénomènes d'auto-épuration naturelle - fermentation ou oxydation des matières organiques par des micro-organismes en milieu généralement anaérobie pour aboutir à des matières minérales - se font mal dans les réseaux karstiques. L'oxygénation y est insuffisante puisque les rivières souterraines parviennent en quelques heures à la zone noyée où l'auto-épuration ne peut s'effectuer qu'en anaérobiose. Enfin, l'obscurité permanente qui règne dans les conduits souterrains interdit tous les phénomènes de photo-synthèse, de stimulation lumineuse et de photo-dégradation d'où un milieu à faible production biologique et donc à capacité d'auto-épuration réduite [Gibert *et al.*, 1994].

Pour les régimes vadoses (captage d'Etxanko Zola), le comportement du karst se caractérise principalement par une restitution rapide et intégrale des concentrations polluantes. La rapidité du transit (quelques heures) interdit aux phénomènes d'auto-épuration de pouvoir se mettre en place. Seul avantage : une fois la source de pollution tarie, le système se trouve rapidement nettoyé.

Les sources captées de bas de vallée (Cent Sources par exemple) possèdent une zone noyée de constitution hétérogène avec des conduits noyés à circulation rapide auxquels sont reliés des réserves à circulation lente du type systèmes annexes [Mangin, 1974]. Malheureusement en l'absence de traçage qualitatif, on ne possède que peu de renseignements sur ces zones noyées. La restitution se fait lentement, d'une façon plus ou moins partielle avec des phénomènes de dilution par des eaux moins polluées.

Les phénomènes de piégeage pendant les périodes d'étiage, suivis de restitutions au moment des crues, sont fréquents ; les siphons sont alors nettoyés par processus de chasse d'eau [Maire, 1979]. Cela est particulièrement sensible aux Cent

Sources. La survie des bactéries est liée non seulement à un temps de séjour plus ou moins prolongé dans les eaux souterraines, mais également à la présence de certaines substances capables de les absorber (argiles). La fixation sur les particules joue un rôle dans l'inactivation des bactéries, mais il s'agit surtout d'une mise en réserve. Une forte pluie avec augmentation des débits dans les conduits suffit à les libérer. Ces phénomènes expliquent la qualité fluctuante des émergences : parfaitement potables à un moment donné, elles peuvent devenir impropres à la consommation quelques heures plus tard suite à une crue.

2. Le rôle ambigu joué par les calcaires marneux

Ce sont des terrains rendus perméables par leur fissuration où la pollution se propage de façon variable en fonction de la micromorphologie des joints et des types de contraintes tectoniques.

Grâce à leur teneur élevée en argiles, les calcaires marneux peuvent produire des sols épais lorsqu'ils sont soumis à une érosion par dissolution, l'horizon d'altération (S) étant formé par des insolubles subsistant après dissolution et évacuation du calcaire en solution. Ainsi sur le synclinal d'Apanicé, les calcaires marneux albiens sont recouverts par un manteau d'altérites provenant à la fois de la décomposition de la roche mère riche en insolubles (jusqu'à 57 %, tabl. 2-1) et de résidus issus des massifs bordiers, massif de Mendibelza notamment (chap. 2). Grâce à l'existence d'une couverture pédologique, la capacité de filtration des eaux dans les premiers mètres est augmentée. Cependant, si ces sols sont parfois épais de trois ou quatre mètres, ils peuvent aussi devenir très minces voire disparaître. En effet, les reliefs plus accueillants qui se développent dans les calcaires marneux ont depuis bien longtemps attiré les hommes et leurs troupeaux d'où un déboisement systématique par coupes et feux pastoraux, méthodes encore largement pratiquées. En certains endroits, la décomposition de la roche parvient à compenser l'érosion des sols comme sur le versant nord de la vallée sèche d'Ibar Naba. En d'autres lieux, cette érosion devient supérieure et on assiste à un décapage de la couverture mettant à nu la roche, processus visible sur le versant sud d'Ibar Naba. Les eaux s'infiltrent alors directement dans les fissures du substratum semi-carbonaté sans possibilité de filtration préalable.

Les insolubles contenus dans les calcaires marneux sont un sérieux frein au travail de la dissolution par les eaux. La karstification se développe de façon irrégulière. La semi-imperméabilité des roches permet les ruissellements de surface. Sur les calcaires marneux albiens, de nombreux petits ruisseaux existent. Cependant, il suffit d'une passée un peu plus calcaire ou d'une zone plus fracturée pour que des vides karstiques importants puissent se former. Après un parcours aérien très court, les eaux de ruissellement disparaissent au niveau de pertes concentrées. La source d'Otxolatzé disparaît au niveau du gouffre du même nom (-350 m) pour resurgir aux Cent Sources (coloration du 12 avril 1991). Les pertes se situent de façon préférentielle au contact des calcaires marneux et des calcaires jurassiques et crétacés. Dans la vallée d'Ithé, l'affleurement imperméable des marnes oxfordiennes explique l'existence de nombreuses petites sources dont les eaux rejoignent un ruisseau. Les eaux de ce dernier disparaissent par des pertes successives inscrites dans les calcaires du Dogger. La plus en aval, perte dite de Léchagorry, colorée le 8 août 1991, prouve la relation existant entre ces pertes et la fontaine Uthurbietta. Ce ruisseau temporaire qui nettoie son lit à chaque épisode pluvieux doit être responsable des fortes turbidités que l'on observe à la fontaine d'Uthurbietta.

Ainsi les capacités de filtrage des calcaires marneux sont aussi très limitées puisque l'enfouissement des eaux intervient essentiellement au niveau de pertes concentrées qui rejoignent rapidement les rivières souterraines sans aucune possibilité de filtration.

B. Les activités humaines et leurs conséquences sur la qualité des eaux

1. Le pastoralisme

Le massif des Arbailles essentiellement voué au pastoralisme est occupé par une vaste forêt et des surfaces toujours en herbe. L'élevage bovin, ovin et équin, pratiqué sous forme extensive, ne concerne que la période estivale à quelques exceptions près. En conséquence, les surfaces pâturées ne reçoivent pas ou peu d'apports chimiques, produits azotés en particulier. Cela explique les taux faibles de nitrates (< 6 mg/l) et de phosphates (< 0,2 mg/l) dans les prélèvements d'eau (chap. 5).

a. Les contaminations bactériologiques

L'essentiel de la pollution des eaux est bactériologique et provient des troupeaux. Elle est importante aux endroits où les animaux se regroupent : autour des points d'eau notamment, d'autant que certains abreuvoirs alimentés par des sources débordent en permanence. Le passage des troupeaux dans les mares les transforme en bourbier, cas de la source d'Ithurrotché. Seuls les abreuvoirs récents équipés d'une réserve possèdent un système de mise à niveau.

L'exemple le plus remarquable est celui du lac d'Etchécortia. Cette doline aux bords abrupts présente un fond inondé. Elle draine une bonne partie de la vallée sèche d'Etchécortia parcourue par de nombreux troupeaux. De plus de petites arrivées d'eau sur sa bordure lui permettent de passer les étés mêmes secs sans s'assécher. Un barbelé interdit l'accès de la partie la plus profonde aux bêtes, mais sur le bord les troupeaux peuvent venir se désaltérer à cette eau toujours fort boueuse. En 1994, une sorte de bac a été surcreusée dans les argiles pour faciliter l'abreuvage des bêtes. La perte qui sert d'exutoire au lac a été colorée le 24 mai 1991. La fluorescéine est ressortie quatre jours plus tard à l'émergence captée d'Ur Belcha.

Autre exemple, les troupeaux se concentrent régulièrement autour des dernières vasques qui précèdent l'assèchement définitif de l'Apoura. De nombreuses bouses parsèment le lit de la rivière. Depuis la coloration du 14 août 95, on sait qu'il faut à peine quelques heures aux eaux pour résurger aux Cent Sources, l'émergence captée la plus importante du massif qui alimente une bonne partie de la Soule. Or ce n'est pas durant leur bref passage sous terre, dans des galeries karstiques, que les eaux peuvent subir filtration et décantation. Les abreuvoirs récents présentent l'avantage d'être équipés d'une réserve avec un système de mise à niveau évitant ainsi la formation d'un bourbier.

Autres points de concentration des déjections animales, les lieux de parcages des animaux : aires de traites, hangars attenants aux cayolars… A Olhatzezarré, on suit facilement la trace du purin qui s'échappe du hangar bétonné qui abrite les animaux et va se perdre dans une doline proche.

b. Les traitements antiparasitaires

Une autre source importante de pollution résulte de l'application des soins prophylactiques aux troupeaux : traitements pesticides, fongicides ou antiseptiques. Si vaches et chevaux sont vermifugés et vaccinés, les ovins exigent des traitements externes supplémentaires afin de lutter contre :

- les insectes : mélophages, poux, myiases ;
- les acariens : gales, tiques ;
- les micro-organismes : parasites

dermatophiles, qui abiment la laine et la peau, entraînent des retards dans la croissance et peuvent provoquer des amaigrissements.

Les produits utilisés sont des organo-chlorés, organo-phosphorés et pyréthroïdes de synthèse qui remplacent le traditionnel lindane, interdit de commerce car non biodégradable [Chambre syndicale de la mégisserie lainière]. Néanmois, la suspension de lindane conserve la préférence des éleveurs parce qu'elle resterait de loin la préparation la plus efficace. Pourtant, il semblerait que son utilisation ait été abandonnée au moins dans le massif des Arbailles. Les produits sont appliqués par bain. Il y a une douzaine d'années, alors que le lindane était encore utilisé une campagne de sensibilisation avait eu lieu : on préconisait la neutralisation de la matière active par de la chaux. Cette opération contraignante avait obtenu peu de succès auprès des éleveurs. De toute façon, il est regrettable d'avoir aménagé les baignoires en altitude, ce qui rend la récupération des produits toxiques plus difficile et la surveillance moins aisée. Les troupeaux étant traités en général deux fois par an en début d'estive et vers le mois de septembre, il eût été préférable d'installer les lieux de traitement sur le bord des principales routes d'accès à la montagne, en aval des sources karstiques et à l'écart des rivières qui en sont issues.

Construite il y une vingtaine d'années, la baignoire d'Ibar Naba possède comme les autres :
- un parc d'attente ;
- un couloir de canalisation du bétail ;
- la baignoire proprement dite (200 l de contenance), de forme trapézoïdale, avec une rampe permettant la remontée des animaux ;
- une aire d'égouttage au sol cimenté, en pente douce vers la baignoire, divisée en deux parcs avec cloison médiane et portillon tournant.

Un bac peut servir pour 500 à 600 brebis, ensuite il faut renouveler la solution antiparasitaire [B. Gourgues, Centre ovin, comm. orale]. Le fossé filtrant de 5 m destiné à retenir les produits sanitaires usagés est inefficace car il est constitué d'un cailloutis juste bon à retenir les particules grossières amenées par les bêtes mais non une solution quelconque de produits chimiques. Les vrais éléments polluants vont se perdre dans la doline située en-dessous des installations… pour aboutir vraisemblablement aux Cent Sources via l'émergence d'Arhanzéta. Le choix du lieu avait alors été fait par raison de commodité : accès facile grâce à l'existence de la route (D 117), proximité de nombreux cayolars. Afin de satisfaire les besoins des éleveurs, d'autres baignoires ont été ainsi financées par les commissions syndicales, la dernière en date étant celle de Béloscare (1995).

Photo 7-3 : Impact des feux pastoraux sur les paysages. Les feux pastoraux de la fin de l'hiver 1996 ont complètement noirci la façade ouest du Béhorléguy et le versant de Baslaune.

Pour lutter contre les maladies de pied des moutons (piétain), les cayolars sont progressivement équipés de pédiluves, c'est-à-dire de baignoires profondes d'une dizaine de centimètres, d'une largeur suffisante pour un mouton. A Héguilloré, il suffit de suivre les traces vertes qui tachent les cailloux devant l'installation attenante au hangar-bergerie pour comprendre que les produits ne sont pas récupérés (photo 8–12).

c. Les avens-charniers

Comme tous les massifs calcaires, les Arbailles n'échappent pas à la règle du gouffre-charnier si pratique pour se débarrasser des animaux morts. Un gouffre situé au-dessus de l'actuel hôtel d'Ahusquy servait de charnier [M. Bouillon, comm. orale]. P. Boucher, P. Osquiguil et M. Bouillon ont renoncé à descendre dans les avens proches de la maison Carriquiriborda en raison de l'abondance des charognes entassées au fond [Ebrard, 1985].

Ce n'est qu'au début du siècle, sous l'impulsion de quelques chercheurs clairvoyants tel E.-A. Martel, que fut promulguée la loi du 15 février 1902, dite «loi Martel» : «*quiconque laissera introduire des matières susceptibles de nuire à la salubrité de l'eau des fontaines, des sources, des puits, citernes et conduites d'eau, sera puni des peines portées aux articles 479 et 480 du Code Pénal. Est interdit sous les mêmes peines l'abandon de cadavres d'animaux, de bris de boucherie, de résidus d'animaux putrescibles dans les failles, gouffres,*

Photo 7-4 : Erosion dans les pâturages d'Hosta. Les ruissellements concentrés proviennent de la piste qui monte au sommet du Belchou.

bétoires ou autres excavations de toute autre nature que les fosses nécessaires au fonctionnement d'établissements classés. Tout acte volontaire de même nature sera puni des peines portées à article 257 du Code pénal».

Il reste encore à sensibiliser le monde rural aux problèmes de pollution. Bien souvent des actes regrettables sont dus à une méconnaissance du milieu, au souci «de faire place nette». Bien que l'enlèvement par l'équarrisseur reste la meilleure solution, on comprend que ce ne soit pas toujours facile quand la mort frappe dans les endroits reculés de la montagne. Il vaut mieux alors laisser la bête sur place, en laissant l'élimination aux soins rapides des charognards. Ce système d'épuration naturelle vient d'être remis à l'honneur par la réintroduction réussie des vautours. Actuellement, il semble qu'une certaine prise de conscience ait eu lieu et que les coupables maladresses deviennent plus rares. Parfois aussi la peur des PV dressés par les gardes forestiers font choisir des coins plus discrets. Mais il arrive aussi que des bêtes tombent par mégarde dans les avens. Certains gouffres qui s'ouvrent dans les zones de pâturages sont entourés de barbelés afin de limiter les risques, mais dans de nombreux cas les clôtures sont en mauvais état, voire inexistantes. Aussi les accidents sont-ils fréquents. Les sauvetages sont faciles à mener quand il s'agit de moutons, mais pour les chevaux et les vaches, il arrive que l'on ne puisse pas sauver la bête [R. Gomez, comm. orale]. Les troupeaux, vaches et moutons notamment, n'hésitent pas à pénétrer assez profondément dans le lapiaz forestier des Arbailles pour y trouver nourriture et surtout fraîcheur. En raison de la quantité de gouffres, il est impensable de pouvoir tous les protéger.

Photo 7-5 : Les égouts de l'hôtel d'Ahusquy. Les eaux sales sont rejetées dans un gouffre situé en contrebas des bâtiments, or cette zone appartient au bassin d'alimentation des Cent Sources.

Photo 7-6 : Décharge sauvage. Le gouffre situé au-dessus du village de Béhorléguy, le long de la route Mendive-Apanicé, est utilisé comme décharge.

d. Déforestation, feux pastoraux et construction des routes

Bien que n'étant pas directement polluants, la déforestation, les feux courants et la construction des routes peuvent perturber le régime des sources et augmenter la turbidité aux émergences.

Toutes les surfaces couvertes par les calcaires argileux albiens ont été déforestées afin de favoriser la pousse de l'herbe. La forêt essentiellement constituée de hêtres subsiste sur les lapiés, impossible à mettre en valeur (chap. 1). Malgré le broutage des troupeaux, les arbres parviennent parfois à reprendre le dessus, c'est pourquoi les opérations de déforestation sont encore pratiquées comme dans la vallée d'Ibar Naba durant l'hiver 1994/95 où de nombreux arbustes (aubépines notamment) ont été tronçonnés. Mais les abattis ont été

laissés sur place favorisant la constitution de ronciers. L'élimination des épineux qui tendent à envahir les pâturages se fait à l'automne et généralement au printemps. La période autorisée pour brûler sur place toutes les plantes indésirables s'étend d'octobre à mars. Le résultat est spectaculaire : au printemps 96, le Béhorléguy présentait un flanc ouest complètement noirci (photo 7-3). Les pluies printanières favorables à la pousse de l'herbe font heureusement reverdir la montagne rapidement. Ces feux pastoraux (feux courants) sont utilisés pour le débroussaillage et une meilleure qualité de l'herbe, pratique classique en milieu montagard (chap. 8).

Eliminer les plantes qui retiennent le sol de leurs racines favorise toujours le travail de l'érosion. A certains endroits la couverture pédologique disparaît et ne peut plus assurer son rôle de filtre des eaux. C'est d'autant plus vrai que de nombreux feux courants sont allumés lorsque le vent du sud souffle. Cela présente plusieurs inconvénients :

- une maîtrise plus difficile du feu (involontaire ou espérée ?). Les flammes s'échappent et vont lécher la forêt. La forêt de hêtres au-dessus de Pagolen Olha (Elsarré) a été roussie en 1995 ;
- dès que le vent cesse, arrive la pluie. En conséquence, les cendres fertiles sont rapidement entraînées par les ruissellements.

Il semblerait que dans certains secteurs, comme le flanc sud du vallon d'Ascune, les feux pastoraux soient réalisés plus fréquemment qu'à l'accoutumé [G. Rivet, comm. orale] alors que d'autres zones sont laissées à l'abandon (Ascune). Une raisonnable répartition des interventions indispensables éviterait de rompre les équilibres naturels. La destruction de toute couverture végétale protectrice est particulièrement fréquente aux abords des cayolars (Olhatzezarre) et des points d'eau en raison du piétinement dû au va-et-vient quotidien des troupeaux.

La construction de routes est aussi très perturbatrice pour les eaux. Les pistes favorisent la concentration des écoulements (photo 7-4). Les eaux possèdent alors plus de force pour exercer leur puissance érosive, ce qui a pour conséquence qu'elles se chargent en particules argileuses. Sur le Belchou, la piste qui monte à l'antenne est devenue une gouttière profonde de plus d'un mètre (photo 8-10). Les eaux arrachent facilement la roche tendre des marno-calcaires d'Hosta avant d'aller se perdre dans les calcaires à microfilaments. L'émergence de Garaybie se trouble beaucoup plus fréquemment depuis la construction des pistes et les récents travaux forestiers (1996) auraient aggravé le phénomène [F. Anso, hôtel Garaybie, comm. orale].

2. Habitats de montagne et villages de bas de vallée

a. Les constructions d'altitude

En altitude, les constructions sont peu nombreuses. On trouve quelques petites maisons comme Harribiribile, les chalets Potcho utilisés comme résidences secondaires. Le reste de l'habitat est constitué de cayolars utilisés l'été par les bergers et pour certains en automne par les chasseurs de palombes. Ils sont progressivement rénovés afin de les rendre plus confortables. Si certains sont équipés d'une fosse septique, d'autres ne possèdent qu'un tuyau d'évacuation pour les eaux usées.

Le seul équipement touristique est l'hôtel d'Ahusquy ouvert l'été pour les touristes et l'automne pour les chasseurs de palombes. Les eaux sales d'où se dégagent une forte puanteur étaient autrefois rejetées sur la pente, souillant la route touristique d'accès. La solution a été trouvée en rejetant directement les eaux dans un gouffre situé juste en-dessous de l'hôtel (photo 7-5). Ceci n'empêche d'ailleurs pas les odeurs qui remontent souvent jusqu'à la terrasse où les clients sont invités à se désaltérer ! Quant aux eaux souillées, le pendage des calcaires marneux les dirigent tout droit à l'émergence d'Arhanzéta, les eaux terminant leur voyage souterrain et aérien à l'émergence captée des Cent Sources.

b. Les avens-poubelles

La doline des Bohémiens qui servait autrefois de poubelle à l'hôtel d'Ahusquy a bénéficié d'une opération «nettoyage de printemps» organisé par le Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques : plusieurs voiturées de déchets divers ont méritoirement été extirpées du trou [J.-F. Godard et M. Castan, comm. orale].

Malheureusement d'autres avens servent toujours de dépotoir comme l'entrée du gouffre d'Apanicé. C'est d'autant plus inexcusable que les services de ramassage des ordures sont parfaitement bien organisés dans chaque village. Un vaste puits situé au-dessus de Béhorléguy le long de la route qui monte à Ahusquy sert de dépotoir aux objets les plus divers : vieilles herbes, gravats, cuisinières, plastiques... (photo 7-6). Or la décomposition lente de ces ordures engendre une infiltration progressive des polluants chimiques et organiques à travers les fissures du karst et nombreuses sont les émergences qui exsurgent tout autour du village. A Turlurutia, commune de Bussunarits-Sarrasquette, la décharge sauvage laisse voir des carcasses d'automobiles et des ferrailles diverses. On pourrait multiplier ainsi les exemples, malheureusement classiques dans les régions karstiques [Müller, 1981 ; Mangin et Bakalowicz, 1989 ; Maire et Pomel, 1994 ; Plaud, 1994 ; Vauve, 1994 ; Lamy, 1995].

3. Les villages et leur environnement immédiat

a. Les pollutions dues aux pratiques agricoles : l'exemple de la source Honia

Certaines fermes un peu isolées des villages ont été bâties au bas des pentes. Les champs qui les entourent reçoivent des amendements : épandages d'engrais et de fumier. Les matières fermentescibles sont rarement stockées dans des structures étanches. Les pollutions sont parfois directement lisibles comme dans le réseau du Nébélé où les traînées jaunâtres qui tachent les concrétions signent de façon évidente un tas de fumier qui existe le long de la route menant à Ahancétaborda.

Afin de préciser les problèmes que peuvent poser l'exploitation actuelle de la montagne basque pour la qualité des eaux, nous avons étudié le petit bassin-versant karstique de la source Honia.

— Contexte géographique et géologique

Uturi Honia (la «Bonne Source» en basque) est situé à 250 m au lieu-dit Bedecaratz sur la commune d'Ordiarp. Les coordonnées dans le système Lambert III sont : 330,27 - 100,99. Dominant la source par des pentes fortes, le massif de Nassine culmine à 700 m au pic d'Elaudy. Au sud de ce sommet arrondi s'étend un plateau d'altitude plus basse (entre 600 et 650 m d'altitude) (fig. 7-7). Le karst de Nassine, situé en rive gauche de l'Arnagoréna, n'appartient donc pas à proprement parler au massif des Arbailles puisqu'il s'étend dans les flyschs du Crétacé supérieur de l'avant-pays (zone sous-pyrénéenne). Cependant, l'étude de cette source permet de mettre en évidence un fonctionnement hydrologique différent de celui que l'on peut observer dans les Arbailles. Cette différence est essentiellement attribuable à la nature du sous-sol puisqu'on peut considérer que le climat y est identique à celui des Arbailles.

L'émergence Honia est captée depuis 1955, exploitée et entretenue en régie municipale, elle contribue à l'alimentation de la commune d'Ordiarp (3 109 ha, 555 habitants). Cette source présente des débits irréguliers, une pollution bactériologique et

une forte turbidité chroniques. L'eau est calcifiante : petits dépôts de tufs mal consolidés de couleur beige (argile). Afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique d'Uturi Honia, deux opérations ont été menées :
- une expérience de coloration : 1 kg de fluorescéine injecté le 13 février 96 dans le gouffre de Nassine est ressorti plusieurs heures plus tard au captage. Cette expérience prouve l'existence d'un système karstique qui reste relativement mal organisé.
- des observations de terrain : la définition de la superficie du bassin-versant et de ses caractéristiques géologiques, le levé cartographique de l'occupation des sols et des lieux privilégiés de pollution montrent la vulnérabilité de cette ressource.

— Système hydrogéologique

Les stations météorologiques les plus proches sont :
- Hosta, située au pied des Arbailles, à l'altitude de 340 m (période 1969-1985) ;
- Licq-Athérey, localisée dans la vallée du Saison, à 216 m (période 1961-1990) ;
- Larrau, dans la vallée du Saison (période 1961-90) [données de Météo-France].

Le cumul des précipitations annuelles et mensuelles indique que la région est abondamment arrosée, de 1517 à 1721 mm (tabl. 7-7 et fig. 7-10). Les valeurs importantes de la station d'Hosta proviennent de sa situation face au flux venant du NE et de son site au pied des premiers contreforts pyrénéens (phénomènes d'ascendances et de blocages propices aux précipitations). De plus le village est cerné de sommets relativement élevés (de 760 à plus de 1 000 m au pic de Belchou). Le gradient pluviométrique calculé à partir des données météorologiques régionales est de +55 mm/100 m. L'altitude moyenne du massif étant de 500 m, les précipitations moyennes sont estimées à 1809 mm/an avec un minimum estival situé en juillet et un double maximum d'hiver (décembre) et de printemps (mars/avril/mai) (chap. 1).

Les étiages bien marqués de la source sont directement en relation avec la faiblesse des pluies d'été qui tombent souvent sous forme orageuse. Ces pluies courtes et violentes favorisent le ruissellement et contribuent mal à un réapprovisionnement de la nappe aquifère. Les débits d'août 1989 (année sèche) furent estimés à 3-4 l/s [Géotherma, 1995]. Les étés 1995 et 1996 ont été particulièrement secs. Il est probable que la source ne débitait à ces périodes que 2 à 3 l/s. Les variations de débit de la source de quelques l/s à plus de 50 l/s (estimé à partir des observations faites par M. Aguer) posent des problèmes d'alimentation. Un apport complémentaire peut être alors fourni par le S.I.A.E.P. du Pays de Soule.

Les montagnes de Nassine font partie du vaste domaine du flysch crétacé supérieur de la zone-sous pyrénéenne (fig. 7-11). Deux formations affleurent dans le bassin-versant d'Uturi Honia :
- les flyschs marno-calcaires type Col d'Osquiche du Cénomanien supérieur et moyen (C2") ;
- les flyschs du Turonien à intercalation calcaire à la base (C3).

Ces formations montrent une alternance de niveaux calcaires et marneux. La dissolution se produit essentiellement au détriment des niveaux les plus riches en $CaCO_3$ et contribue à la formation de vides karstiques : avens, galeries, puits (fig. 7-7).

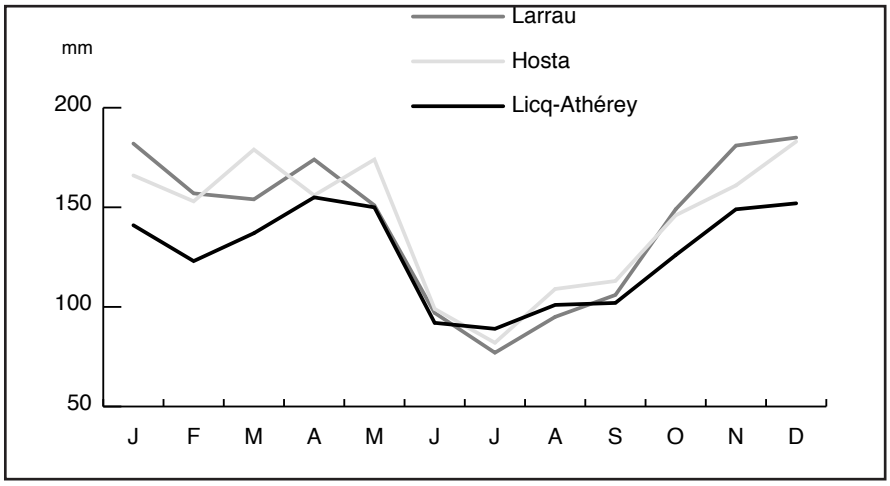


Figure 7-10 : Répartition annuelle des précipitations à Licq-Athérey (1961-90), Hosta (1965-85) et Larrau (1961-90) d'après les données de Météo-France.

Stations	Alt. (m)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Licq-Athérey	288	141	123	137	155	150	92	89	101	102	126	149	152	1517
Hosta	340	166	153	179	156	174	99	82	109	113	146	161	183	1721
Larrau	636	182	157	154	174	151	97	77	95	106	149	181	185	1708

Tableau 7-7 : Moyennes annuelles des précipitations en mm. Stations météorologiques de Météo-France de Licq-Athérey (1961-90), Hosta (1965-85) et Larrau (1961-90).

— La rivière souterraine de Nassine

Les reliefs de Nassine présentent quelques phénomènes karstiques qui n'ont pas donné lieu à des recherches spéléologiques importantes. Le potentiel hydraulique est de 417 m, mais les niveaux argileux sont de sérieux obstacles à l'exploration.

Le gouffre de Nassine s'ouvre à 430 m (C.L. : 330,127 - 101,217). On accède par une diaclase élargie à un puits de 20 m donnant dans une petite salle. Une rivière y coule (C.L. : 330,122 - 101,216 ; alt. 408 m). Aucune continuation n'est actuellement envisageable (diaclases minuscules sans courant d'air) (fig. 7-12). Cette rivière souterraine située à 277 m d'Uturi Honia pour un dénivelé de 158 m (30° de pente) était intéressante à colorer pour mieux comprendre le fonctionnement hydrologique du versant dominant la source.

Le gouffre est actuellement vierge de toute pollution visible. La clôture de fer barbelé qui en protégeait l'accès tombe en ruine. Le puits, masqué par des broussailles, est actuellement dangereux pour le bétail et d'éventuels promeneurs.

Les flyschs calcaires de la zone possèdent des aptitudes à la karstification comme le prouve l'existence du gouffre et de la rivière souterraine de Nassine.

1 kg de fluorescéine a été injecté le 13/02/96 dans la rivière souterraine du gouffre de Nassine qui présentait un débit estimé de 1 l/s dans un contexte hydrologique de fortes eaux (annexe). Le colorant a mis au maximum 14 h pour franchir une distance, évaluée en ligne droite, à 277 m, ce qui donne une vitesse de 19 m/h. Compte tenu du dénivelé important (30°) et des conditions hydrologiques très favorables (fortes eaux) cette vitesse est faible, comparée aux valeurs obtenues dans les calcaires purs des Arbailles et de la Pierre-St-Martin (chap. 5), mais normale pour des flyschs possédant une proportion importante d'argiles et de marnes. Elle indique l'existence d'un système karstique mal hiérarchisé. Les niveaux plus marneux, moins sensibles à la dissolution chimique, induisent des passages étroits ralentissant le passage des eaux. Le nuage du traceur a été visible durant une douzaine d'heures, ce qui prouve l'existence d'un aquifère perché sans réserve noyée importante.

Les caractéristiques de cet aquifère karstique mal hiérarchisé et perché ont plusieurs conséquences :
- des réserves hydriques faibles : lors des étés secs, le débit de la source diminue

considérablement. Par contre lors des périodes pluvieuses, il n'existe pas de zone noyée pouvant faire tampon au violent écoulement des eaux. L'ancien captage a été ainsi très endommagé lors d'une crue [J.-J. Aguer, comm. orale] ;

- une capacité de filtrage limitée : en raison de son organisation souterraine en système de conduits (système karstique), le bassin-versant d'Uturi Honia représente globalement un mauvais filtre. L'écoulement semi-libre des eaux ne permet pas une autoépuration suffisante en raison de la rapidité du transit et d'une mauvaise oxygénation. La quasi totalité des contaminations solubles et bactériennes est rejetée lors des périodes de fortes eaux ;
- en cas de pollution grave sur le bassin-versant de la source, le transit lent donnera le temps nécessaire pour une intervention des pouvoirs publics. Par contre, il faudra attendre longtemps avant que le système ne soit complètement épuré en raison de l'existence de dépôts importants d'argiles et de limons dans les conduits qui jouent le rôle de piège à pollution.

— Délimitation du bassin-versant d'alimentation

La formule de Turc permet d'estimer l'évapotranspiration réelle en fonction de la température et des précipitations moyennes annuelles, donc de calculer le déficit d'écoulement et la tranche d'eau écoulée (précipitations efficaces). Cette formule se présente sous la forme suivante [Castany, 1967] :

$$Er = \frac{P}{\sqrt{(0{,}9 + P2/L2)}}$$

dans laquelle,

P : hauteur des précipitations annuelles = 1 809 mm

L = 300+25 T + 0,05 T3

T = 10,8 °C

Er : évapotranspiration réelle = 600 mm/an

Les précipitations efficaces sont de :

P - Er = 1 209 mm/an soit un rendement hydrologique de 67 % et un déficit d'écoulement de 33 %.

Compte tenu des observations réalisées sur les sources du massif des Arbailles, le rapport entre le débit d'étiage et celui d'une crue moyenne fluctue de 1 à 25. Comme le débit d'étiage est de l'ordre de 3 à 4 l/s (observations réalisées le13/02/96), on estime que les crues moyennes sont de l'ordre de 75 à 100 l/s.

A partir d'un débit moyen annuel estimé à 20 l/s (> 630 000 m^3/an), le bassin versant est estimé à 0,5 km^2.

La source Honia est située à l'extrémité ESE du synclinal du flysch turonien de St-Just-Ibarre. En tenant compte des limites topographiques (crêtes et ravins), de l'axe du synclinal et des pendages, le bassin-versant est estimé à 1 km^2 au maximum (fig. 7-7). Les limites du bassin versant peuvent varier en fonction des conditions climatiques. Les pluies violentes favorisent le ruissellement. Les écoulements sont dépendants de la topographie, ravines et ravins jouant le rôle de drain. Les pluies fines sont favorables à l'infiltration. Le pendage et la fracturation deviennent alors déterminants dans la direction prise par les eaux.

– Etude du milieu

Le bassin-versant d'alimentation de la source est constitué par un petit plateau karstique qui culmine à 667 m. Quelques ruisseaux temporaires existent sur les pentes fortes (27°) qui dominent le captage. Sur la surface sommitale, les écoulements de surface deviennent inexistants.

Une petite source alimentant des abreuvoirs est située au fond d'un petit vallon (source de Nassine). Le débit est inférieur à 1 l/mn. Sa température, le 13/04/96, était de 11° et sa dureté totale (TH) de 224 mg/l, ce qui est logique pour une circulation lente au sein de fissures étroites. Le même jour Uturi Honia avait un TH de 187 mg/l. Les eaux de cette petite émergence se perdent quelques mètres plus loin dans une doline marécageuse.

Les altérites provenant de l'altération des flyschs marno-calcaires couvrent la quasi-totalité de la surface. L'érosion des sols, bien que relativement limitée, permet l'affleurement des roches sous-jacentes et la mise en évidence de crypto-lapiés. Ce phénomène de dénudation des sols est particulièrement efficace sur les intercalations calcaires de la base du Turonien.

Le travail en profondeur des eaux souterraines est attesté par les nombreuses dolines de soutirage qui parsèment le

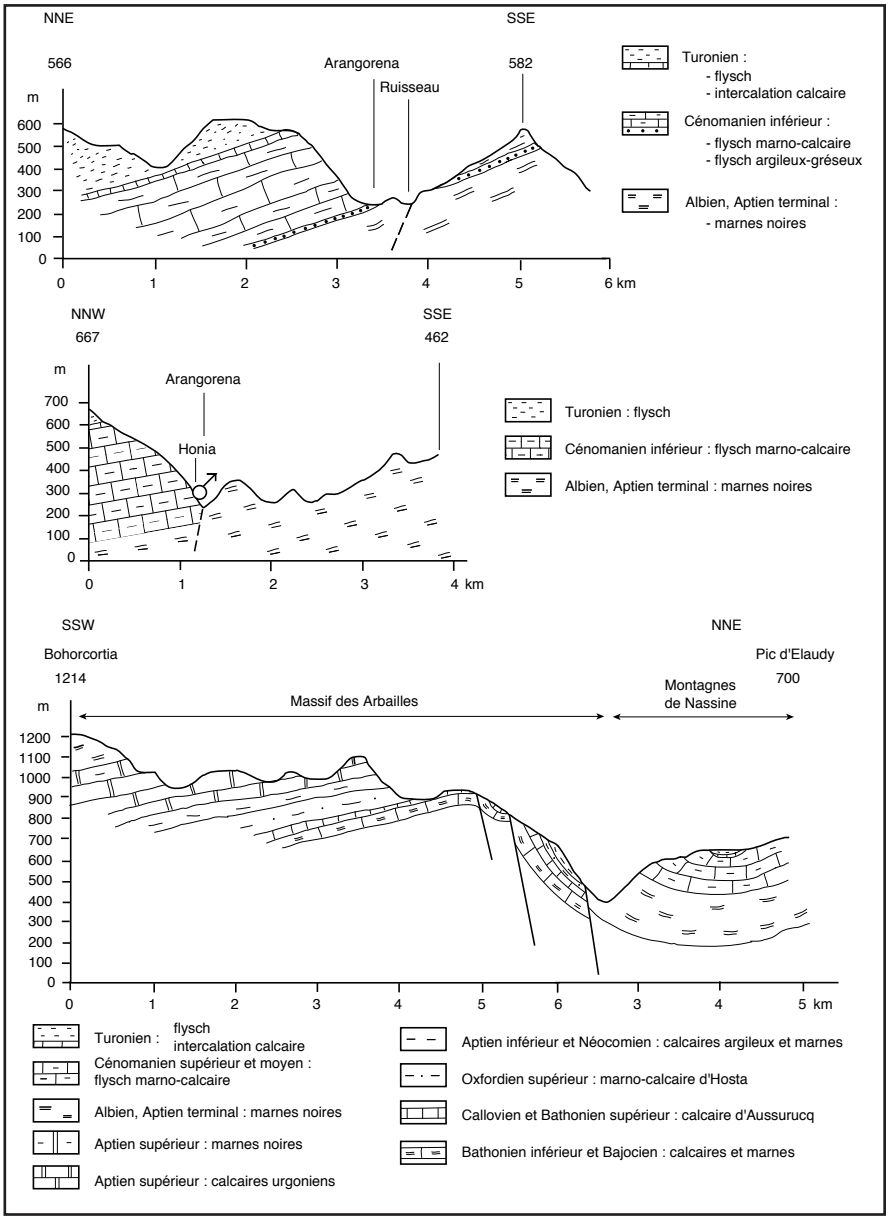


Figure 7-11 : Coupes géologiques du karst de Nassine.

plateaux (fig. 7-7). Certaines sont actives. Les divers détritus régulièrement jetés au fond ne parviennent pas à compenser le soutirage des sols.

Deux types de paysages bien différenciés s'individualisent dans le massif de Nassine (fig. 7-13).

Sur les versants, une lande à épineux ou à fougères est régulièrement incendiée par les feux pastoraux. Des chevaux pâturent toute l'année, tandis que les vaches sont lachées plus volontiers durant la belle saison. Les quelques bois qui subsistent sont situés au fond des ravins.

Dans les fonds déprimés des champs, les surfaces toujours en herbe sont soigneusement entretenues. Elles sont clôturées et entourées d'une haie. Les moutons sont parqués, surtout durant les beaux jours. Les prés ont souvent une grange permettant aux bêtes de s'abriter et des abreuvoirs.

Aucune habitation n'existe dans le bassin-versant de la source. Les voies de communication sont réduites à quelques pistes carossables en terre et aux sentiers empruntés par les troupeaux.

Dans la lande à épineux ou à fougères, l'élevage extensif des vaches et des chevaux présente des risques de pollution bactériologique limités à l'exception des points de concentration autour des abreuvoirs. Les eaux de la source de Nassine vont se perdre dans une doline après avoir traversé un bourbier. Une augmentation de la fréquence des feux risquerait d'aggraver l'érosion des sols, notamment dans les parties les plus pentues, ayant pour conséquence une augmentation de la turbidité à la source Honia.

Les parcelles toujours en herbe sont amendées (nitrates). Les bergeries et les abreuvoirs constituent des points de rassemblement pour les troupeaux (risques bactériologiques). Les dolines actives présentent des zones dangereuses pour le bétail. C'est pourquoi, elles tendent à être bouchées par des matériaux divers. Certains ne présentent pas de risque (cailloux, vieilles ardoises). D'autres sont plus dangereux (carcasses de mouton).

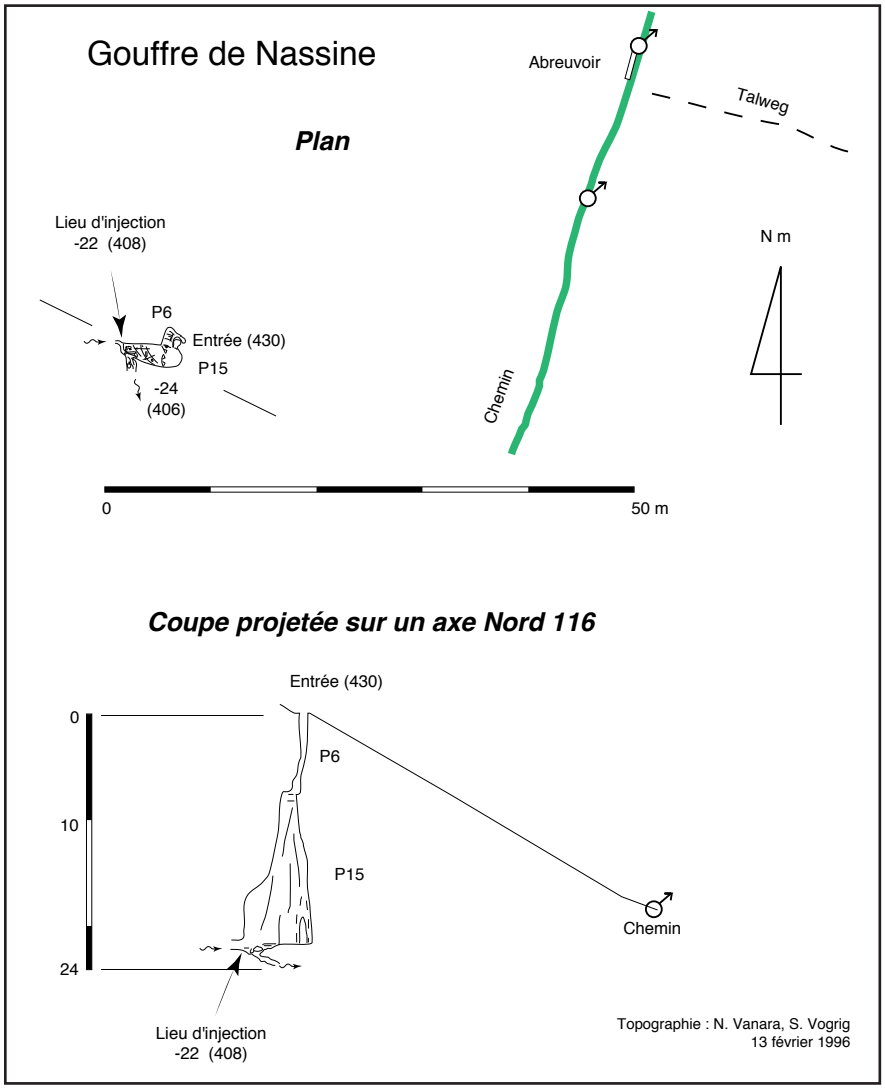


Figure 7-12 : Coupe et plan du gouffre de Nassine. Exploration : G. Enaud, P. Segu, N. Vanara, S. Vogrig (S.S.P.P.O.) ; topographie : N. Vanara et S. Vogrig.

— Une ressource vulnérable

L'étude de ce petit karst montre que cet aquifère karstique perché présente deux défauts majeurs :

- une faible capacité de filtrage d'où une augmentation importante de la turbidité et des pollutions bactériologiques lors des fortes eaux ;
- une faible capacité de régulation se traduisant par des étiages sévères en cas de déficit pluviométrique (période estivale).

Les risques anthropiques restent encore limités compte tenu de l'absence d'habitation et du caractère essentiellement extensif des activités agricoles. Ils sont essentiellement liés à la turbidité et d'ordre bactériologique.

b. Les eaux des rivières issues des Arbailles

La qualité des eaux des rivières issues du massif des Arbailles est irrégulière et tend à se dégrader généralement en aval des villages. Les populations sont assez groupées, mais au sein de bourgs de taille réduite, d'où des difficultés de mise en place d'un système collectif d'assainissement. Conséquence, les communes ne disposent pas encore de collecte des eaux usées et les ruisseaux qui les traversent sont largement sollicités en tant qu'exutoires directs. Les eaux grasses et la proportion importante d'algues brunes dans l'Arangorena sont dues aux rejets domestiques : situé juste au-dessous de la source qui donne naissance au ruisseau, un hôtel rejette la totalité de ses nuisances directement dans le lit.

Les villages eux-mêmes sont tous établis sur des terrains imperméables (Trias) ou semi-imperméables (calcaires marneux albiens) à l'exception du village d'Aussurucq dont une bonne partie est bâtie sur un petit affleurement de calcaire urgonien. La karstification est développée au point que certains travaux de terrassement sont génés par la présence de vides karstiques [A. Aguerret, comm. orale]. Le petit cours d'eau qui traverse le village disparaît dans une perte pénétrable sur une dizaine de mètres. Cette perte sert d'égout à plusieurs maisons et à l'hôtel du village.

Quelques mesures ponctuelles montrent l'impact de l'activité agricole intensive pratiquée dans les vallées. Lors des périodes pluvieuses on constate dans les rivières un accroissement de la présence des nitrates qui sont lessivés par les eaux de pluie, alors que les teneurs sont beaucoup plus faible par temps sec [S.I.E.E. et Sogelerg-Sogreah, 1996].

Bien d'autres anomalies peuvent être relevées. La montée et la descente des eaux du Guessalia s'effectuerait plus rapidemment qu'autrefois [D. Etchebarne,

comm. orale]. Ceci serait-il la conséquence des coupes de bois et des créations de pistes qui deviennent de vrais ruisseaux lors des orages ? Des érosions de berges s'observent le long de l'Apoura, du Guéchala (Ossas-Suhare), de l'Arangoréna (Ordiarp).

La multiplication des captages d'eau peut avoir d'importantes répercussions sur le régime des rivières. Depuis quatre ou cinq ans, l'assèchement de la rivière la Bidouze devient de plus en plus fréquent en amont du village de St-Just-Ibarre [P.-P. Cabanne, comm. orale], au désespoir des riverains pour lesquels le spectacle de cette rivière qui se meurt n'est guère réjouissant. Pertes et sous-écoulemments s'échelonnent tout au long du cours. Ils sont particulièrement efficaces dans les calcaires jurassiques que la rivière recoupe plusieurs fois en raison de l'existence de grandes failles transverses qui portent ces terrains à l'affleurement. L'été, la rivière se perd définitivement au pont de la ferme Muthila dans les flyschs marno-calcaires. Les résurgences (petite sortie de rive droite et source importante de rive gauche) sont situées 1,6 km en aval, 800 m en amont de St-Just-Ibarre.

Les grandes crues de 1992/93 ont contribué à décaper le lit de la Bidouze favorisant ainsi les sous-écoulements, de plus l'existence de quelques aménagements expliquent l'accélération du phénomène ces dernières années. Le captage de l'émergence d'Ur Belcha en 1988 (43 m^3/h) prive la rivière d'une alimentation importante. Un débit réservé a bien été prévu, mais il est nettement insuffisant. Or ce débit minimum subsistant à l'aval des aménagements doit permettre de garantir en permanence la vie, la circulation et la reproduction des espèces qui peuplent les eaux. Le débit réservé n'est qu'une valeur «plancher» qu'il faut savoir moduler comme le préconise la législation récente. La loi de l'eau de 1992 stipule que la gestion quantitative de la ressource en eau doit se faire dans le respect des activités économiques ou ludiques, mais aussi dans «dans le respect des équilibres naturels»... L'exploitation de quelques ruisseaux affluents (prise d'eau, source captée en tête de vallon) aggrave encore les phénomènes d'assèchement de la rivière. Enfin, le développement de la culture du maïs, très gourmande en eau, a dû contribuer à un abaissement de la nappe phréatique [M. Douat, comm. orale].

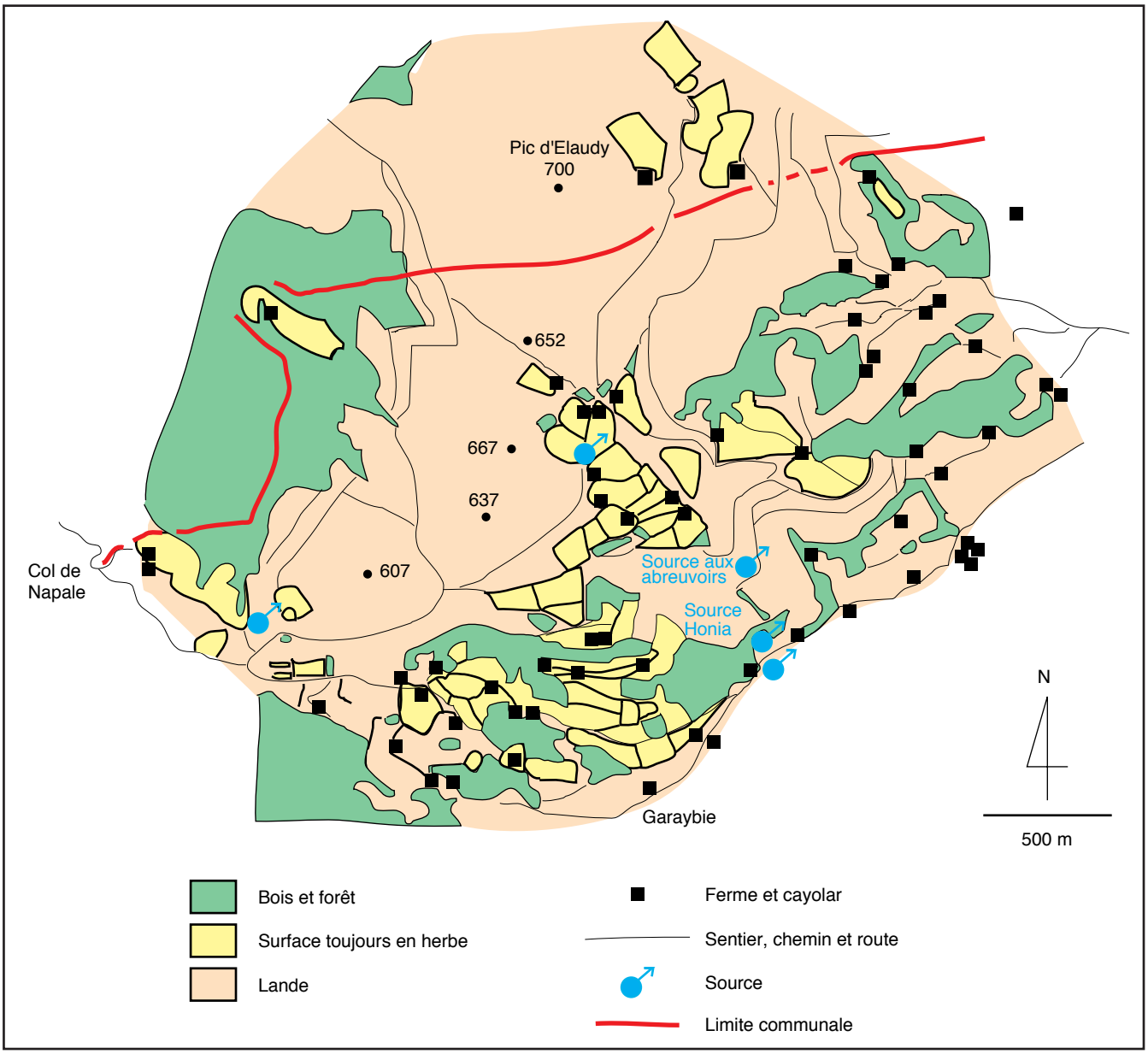


Figure 7-13 : L'occupation des sols dans le bassin-versant de la source Honia. Deux types de paysages s'individualisent : une lande à épineux ou à fougères régulièrement incendiée par les feux pastoraux et des surfaces toujours en herbe là où la pente se fait moins forte et où les sols sont plus profonds.

Conclusion

Les rivières souterraines des massifs calcaires sont particulièrement sensibles à tout aménagement et les Arbailles n'échappent pas à cette règle. Pour l'instant, les activités restent résolument tournées vers le pastoralisme et l'exploitation forestière. Les projets touristiques d'envergure comme celui concernant l'exploitation du gouffre Béchanka sont pour l'instant au point mort. Le massif reste ainsi relativement épargné par les risques de pollution majeurs. Cependant, mêmes les activités traditionnelles évoluent depuis une vingtaine d'années, ce qui n'est pas sans conséquence sur la circulation de l'eau et la qualité des sources : ouverture de routes et de pistes ; contruction de baignoires dites à lindane dont les produits usagés ne sont pas récupérés ; exploitation mécanisée de la forêt ; augmentation du nombre d'animaux en estive avec l'apparition de phénomènes de surpâturage.

Une action concertée entre les différents partenaires est indispensable pour trouver un compromis durable entre le maintien d'activités au sein du massif et le respect des équilibres naturels fondamentaux. Plusieurs actions sont menées dans ce but.

Le contrat de rivière du Saison, en cours d'élaboration, permettra une concertation poussée dans le but de trouver les solutions les mieux adaptées pour diminuer l'impact des crues : celles de 1992 et 93 ayant été particulièrement dévastatrices (érosion de berges, ouvrage d'art déstabilisés…). Malheureusement, seules les régions alimentant le Saison sont prises en compte, ce qui ne représente que la moitié environ de la superficie des Arbailles.

Le Syndicat Intercantonal du Pays de Soule et la Commission Syndicale du Pays de Soule ont confié à l'Office National des Forêt une étude préalable aux orientations de gestion du massif des Arbailles. Deux points sont particulièrement novateurs :
- les limites de l'étude ont été imposées par les réalités du terrain avec la prise de conscience que la géologie de même que les rivières souterraines ou le biotope ne se soucient guère des limites administratives ;
- la synthèse des connaissances relatives aux richesses et à l'organisation actuelle du massif a été réalisée à partir des informations fournies par un groupe de travail composé de scientifiques et de gestionnaires qui connaissent bien le terrain [Office National des Forêts, 1994, 1995]. A l'issue de cette étude, des projets de travaux à échéance de dix années seront proposés et soumis à l'appréciation des spécialistes locaux.

Cependant, quelques tensions existent entre les différents intervenants. Ainsi, les actions de protection sont-elles souvent considérées par quelques élus comme des ingérences excessives. Les périmètres de protection sont particulièrement mal perçus : *«les périmètres de protection qui sont proposés pour les sources du massif alimentant des réseaux ne laissent pas d'être inquiétants. En effet, leur application stricte viderait de toute vie le massif des Arbailles. Il est décidé d'être vigilant et de refuser de telles dispositions tout en surveillant de plus près la pollution des gouffres»* [Etude du massif des Arbailles, CR de la réunion du 9/12/96, Syndicat de Soule].

Il est vrai que la définition donnée aux périmètres de protection s'adapte mal aux terrains karstiques et il semble illusoire de pouvoir protéger vraiment efficacement les émergences. Par contre, l'élimination des pollutions principales maintenant bien identifiées ne pourra qu'améliorer la qualité des eaux… pour le grand soulagement du consommateur qui paie jusqu'à 10,50 F le m^3 le privilège de disposer d'une eau potable.

Dans les Pyrénées-Atlantiques, le massif de la Pierre Saint-Martin connaît une situation plus alarmante en raison de la station de ski [Douat et Salomon, 1994]. Nos remarques critiques montrent surtout que des améliorations sensibles sont réalisables à petits frais ou par le simple renoncement à des pratiques irresponsables ou inadaptées.

Chapitre 8

Mise en valeur et impact des actions humaines sur la morphogenèse récente

Résumé

Les hommes ont su mettre en valeur les différentes ressources du karst des Arbailles. Il existe une concentration exceptionnelle de vestiges des différentes insertions humaines qui témoignent de l'ancienneté et de la permanence de l'occupation depuis le Paléolithique moyen jusqu'à nos jours. Mais au fil du temps l'utilisation des possibilités offertes par la nature a évolué vers des usages divers et originaux. Actuellement, des aménagements de grande ampleur menés à bien par les commissions syndicales ont évité l'abandon de cette montagne et permis le maintien des agriculteurs basques : constructions de routes, de bergeries, dessertes en eau courante, aides diverses.

Mais le karst est un milieu fragile. Le surpâturage, les feux pastoraux encore intensément pratiqués et les coupes forestières sont responsables d'une érosion des pentes. En de nombreux endroits, la roche apparaît sous la forme de crypto-lapiés qui attestent d'une récente déstabilisation du milieu. Les eaux karstiques sont très sensibles aux aménagements comme le prouve l'augmentation des charges turbides de certaines sources. Cependant, en comparaison avec le domaine méditerranéen, l'érosion des sols sur les Arbailles reste modérée et ne compromet pas la réinstallation de la végétation dès que la pression pastorale se fait moins forte. Une certaine prise de conscience de la fragilité du milieu karstique existe maintenant au niveau des différentes administrations, mais la concrétisation des mesures à prendre reste difficile.

Mots-clés : civilisation agro-sylvo-pastorale, grotte ornée, grotte abri, ressource naturelle, karst, environnement, écologie, milieu naturel, mise en valeur, feux pastoraux, érosion, crypto-lapiés, pollution, qualité de l'eau.

Chapter 8
Land development and impact of human activities on recent morphogenesis

Abstract

Development of the various resources of karstic Arbailles by men is ancient. There is an exceptionnal concentration of remains of different human sociological integration which shows a permanent occupation from middle Paleolithic up to this day. But with time, the use of possibilities offered by nature has varied diversely and originally. Nowadays large investments made by the local syndicates have avoided abandonning of these mountains and succeeded in keeping the Basque farmers : roads building, sheep-folds building, running water distribution and various helps.

But karst is a fragile environment. Over-pasture, burn-beats still frequent and deforestation are at the origin of slopes erosion. In many places, rocks appear in the form of crypto-lapiés, which shows a recent destabilization of the environment.

Karstic waters are very sensitive to equipment as shown by the increasing turbidity of some sources. Nevertheless, in comparison with the mediterranean regions, ground erosion is still moderate in Arbailles, and vegetation can recover as soon as pastoral pressure decreases. In most administrations the awareness of karstic fragility to environment is now present, but concretization in facts remains difficult.

Key-words : agro-sylvo pastoral civilization, ornate grotto, shelter grotto, natural resources, karst, environment, ecology, natural surrounding, equipment, burn-beat, erosion, crypto-lapiés, pollution, water quality.

Introduction

Le modelé des Arbailles est sous la dépendance directe des changements climatiques, mais aussi des actions anthropiques depuis que l'homme habite et exploite cette montagne. Pour comprendre les modalités des actions humaines sur la morphogenèse récente, il importe de rappeler l'évolution de l'occupation humaine du massif et les types d'aménagements depuis le Paléolithique jusqu'au XX^{e} siècle.

Les premières traces d'occupation humaine remontent au Paléolithique. Les grottes servaient d'abri aux hommes quand chasse et cueillette constituaient leur unique moyen de subsistance. Le développement de l'élevage au Néolithique marque le début de la mise en valeur des espaces. L'homme modifie désormais son environnement afin de le rendre plus propice au développement de ses activités. La sédendarisation des communautés et l'émergence d'une société agro-sylvo-pastorale impliquent la nécessaire domestication d'un milieu karstique difficile par un découpage minutieux de l'écosystème montagnard. A partir du Moyen-Age, les vallées entièrement déboisées constituent des axes fertiles et des lieux d'habitat permanent. Les exploitations sont petites car le relief est un obstacle à l'agrandissement. Seule l'exploitation de la montagne par la pratique de la transhumance permet l'entretien de troupeaux importants.

Les calcaires marneux albiens aux sols relativement épais ont subi un déboisement systématique. La lutte contre l'envahissement de la broussaille est assurée par la pression des troupeaux et par une mise à feu systématique des plantes coriaces. L'ancienneté des feux pastoraux est prouvée par une érosion précoce des sols, notamment en versant sud, et par le décapage des crypto-lapiés aux endroits les plus intensément exploités.

Par contre, les zones de calcaires massifs de l'Aptien aux reliefs tourmentés ont été laissés à la forêt. La récurrence des exploitations du bois et des incursions des troupeaux n'était pas suffissante pour empêcher la permanence de l'état boisé.

Aujourd'hui, les Arbailles présentent la particularité d'être une montagne vivante encore parcourue par de nombreux troupeaux. Cependant, le maintien de la vie pastorale et de l'exploitation forestière a nécessité des aménagements, notamment la mise en place d'un réseau routier important. Ces aménagements ne sont pas sans conséquence sur les milieux. Les impacts sont nombreux, mais difficiles à mesurer avec précision. Le déséquilibre entre les espaces surpâturés et sous-pâturés s'accentue : appauvrissement des herbages et érosion des sols d'une part et embroussaillement d'autre part en sont les conséquences les plus visibles. Les routes et les exploitations forestières affectent la pureté des sources.

Le massif des Arbailles constitue ainsi une zone typique de moyenne montagne calcaire humide dans l'ensemble des Pyrénées sous l'angle des interactions complexes homme-milieu en fonction de l'histoire du peuplement et de la pression pastorale. Une analyse géographico-historique est donc nécessaire pour comprendre les modalités exactes de l'emprise de l'homme sur ce massif.

I. Adaptation de la société basque à un environnement karstique de moyenne montagne

A. Ancienneté et permanence de l'occupation humaine [D. Ebrard, comm. écrite]

Les Arbailles possèdent une densité relativement bonne de vestiges des diverses occupations animales et humaines au cours des époques préhistorique, protohistorique et historique en raison de l'existence d'un milieu favorable à leur conservation (fig. 8-1). Ce domaine de moyenne montagne n'a jamais été recouvert par les glaciers. Il est donc resté accessible aux bêtes et aux hommes durant les périodes les plus froides du Quaternaire. Grâce au relief et à une topographie tourmentée, les sites archéologiques ont échappé au nivellement agricole.

Les grottes et abris sous roche ont servi de refuges aux bouquetins et aux isards, de tanières aux ours, de repères aux hyènes ou aux panthères tandis que de nombreux gouffres ont joué le rôle de piège naturel pour toutes sortes d'animaux suivant les époques et les climats (rennes, bisons, rhinocéros, mammouth, chevaux, etc. photo 8-1).

Les grottes Haréguy et Gatzarria ont été occupées par l'homme de Néandertal puis à partir d'environ 35 000 ans par l'homme moderne (homo sapiens sapiens). Le remplissage de ces cavités s'est réalisé durant plusieurs milliers d'années. Il correspond à l'accumulation de blocs et de sédiments sur une épaisseur plus ou moins importante et de nature variée suivant le climat et la topologie, avec inter-stratification de dépôts anthropiques. Ces traces d'occupation laissées par l'homme correspondent à la dispersion sur le sol de différents types de vestiges tels que déchets de taille en silex et autres roches dures, armes (sagaies, massues…), outils (aiguilles à chas…), éléments de parures en os ou en ivoire (dents percées, pendeloques), esquilles osseusses provenant de la faune chassée dans le massif et consommée dans ces grottes.

Au cours du Paléolithique supérieur, les grottes Etxeberri, Sasiziloaga et Sinhikola furent utilisées comme sanctuaires. Ces grottes ornées contiennent des signes et des représentations d'animaux (bisons, chevaux et bouquetins). Les techniques utilisées sont la peinture, la gravure, les tracés digités. Ces oeuvres qu'on peut rattacher au Magdalénien pyrénéen (Paléolithique supérieur), sont menacées de nos jours par l'intérêt excessif des amateurs ou collectionneurs, ce qui pose pour les Arbailles le problème général de la conservation du patrimoine archéologique [Butler, 1987].

Au Postglaciaire, le réchauffement du climat s'accompagne de la mise en place d'une faune comprenant le cerf, le chevreuil, le sanglier, l'isard, le bouquetin et l'ours brun. Les chasseurs-collecteurs mésolithiques ont également consommé une grande quantité d'escargots (*cepae-nemoralis*) et aussi les fruits de la forêt (noisettes…).

Avec le Néolithique, il y a environ 5 000 ans, apparaissent les premiers indices d'une faune domestique qui a été importée. C'est le passage d'une économie basée sur la prédation (chasseurs-cueilleurs) à une économie fondée sur la production : éleveurs ou pasteurs-chasseurs-cueilleurs puis éleveurs-agriculteurs-chasseurs. Les grottes ont été utilisées jusqu'au début du XX^{e} siècle, c'est-à-dire pendant 4 000 ans comme

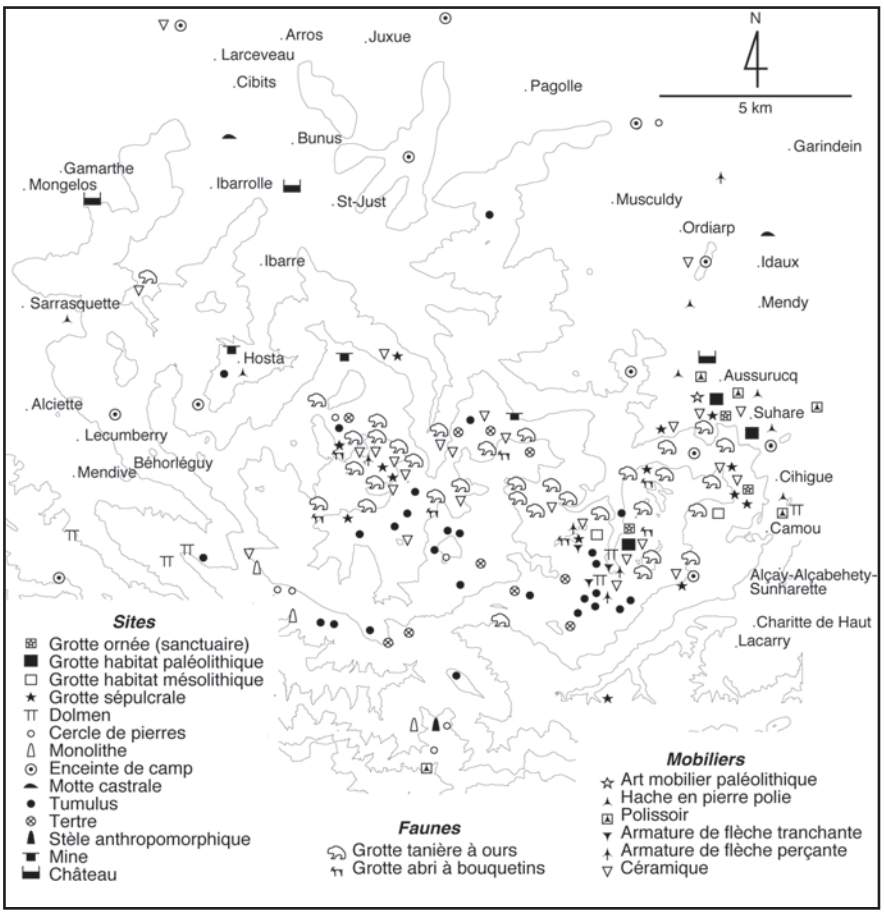


Figure 8-1 : Carte synthétique de la prospection et de l'inventaire archéologique du massif des Arbailles [Ebrard, 1995 ; modifié].

bergeries, porcheries, étables, abreuvoirs et cachettes.

D'autres cavités naturelles ont servi de grottes sépulcrales au Chacolithique, à l'Age du Bronze, du Fer et aux premiers siècles après J.-C.

Les mégalithes ont été constuits il y a 4 500 à 5 000 ans par ces mêmes communautés valléennes de pasteurs. Les dolmens servirent de sépultures collectives durant 10 à 15 siècles. D'autres types de sépultures furent utilisés comme les coffres dolméniques (Ithé I et II), les tumulus (Lutogagne) puis les cromlechs ou cercles de pierres. Durant le Néolithique final et la Protohistoire, différents rites funéraires se sont succédés ou ont pu cohabiter dans les différents espaces funéraires y compris les grottes sépulcrales (Elzarreko Karbia) : dépôt de cadavre, inhumation, crémation ou incinération.

Vers la fin de la Protohistoire, les enceintes ou camps (Gastelu, tel celui de Lécumberry) furent construits et utilisés pour des raisons défensives. Les communautés d'agro-pasteurs pouvaient s'y réfugier avec récoltes et troupeaux lorsqu'ils en avaient besoin en périodes d'insécurité (invasions, rivalités entre chefferies ou entre communautés valléennes).

Durant les époques historiques, les aménagements de la montagne ont consisté en aménagements pastoraux (bordes, cayolars, abreuvoirs, sentiers et pistes de transhumances) et d'exploitation forestière par câble au début du XX^{e} siècle. Le développement du réseau routier dans les années 1970-80 a permis l'amélioration des aménagements pastoraux (desserte de cayolars, captage de sources, aménagements de baignoires pour la désinfection des moutons…) et une relance de l'exploitation forestière. Le développement de la chasse à la palombe sur les cols et du tourisme constitue pour la montagne une menace d'un caractère nouveau.

Les études palynologiques réalisées dans trois sites du versant nord des Pyrénées : Barbazan (Garonne), Biscaye (Gave de Pau) et Estarrès (Estarrès-Ossau) montrent que l'action de l'homme se fait sentir dès 4 860 B.P. (*Plantago lanceolota*) pour devenir prépondérante et généralisée à partir de 4 000 B.P. [Jalut, 1990]. Sur les Arbailles, de nombreux sites témoignent ainsi de l'ancienneté et de la permanence de l'occupation humaine depuis le Paléolithique moyen jusqu'à nos jours (fig. 8-1, 8-2 et 8-3) [Ebrard, 1994].

Au fil du temps, l'utilisation des possibilités offertes par la nature a évolué avec l'apparition de technologies nouvelles, entraînant une modification de l'impact de l'homme sur le milieu naturel. Au Paléolithique, l'influence anthropique a été sans doute très faible sur le massif. Il en va tout autrement à partir du Néolithique avec l'apparition de l'élevage. Progressivement, se met en place une civilisation sylvo-agro-pastorale strictement réglée pour l'exploitation du milieu. Elle connaît son apogée au Moyen-Age, mais perdure presque sans modification en ce qui concerne la gestion des l'espaces jusqu'au début du XIX^{e} siècle. Cette continuité dans l'exploitation permet d'expliquer les impacts durables des actions anthropiques sur les paysages.

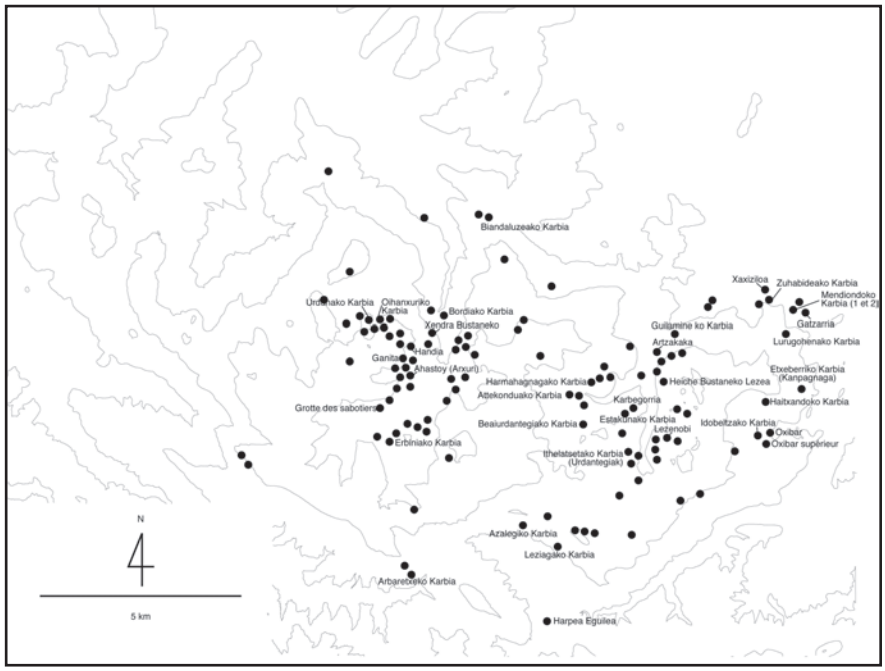


Figure 8-2 : Carte de l'utilisation pastorale des cavités naturelles dans le massif des Arbailles [Ebrard, 1995 ; modifié].

B. Rythmes biologiques des milieux et mise en valeur de la montagne du Néolithique à aujourd'hui

Au Néolithique (6 000 ans), l'élevage ovin et caprin et à moindre échelle équin et porcin se subsitue progressivement à la chasse pour devenir pour des millénaires une ressource économique essentielle pour le peuple basque. La sédendarisation des communautés et l'émergence d'une société agro-sylvo-pastorale impliquent la nécessaire domestication d'un milieu naturel difficile par un découpage minutieux de l'écosystème montagnard, la prise en compte par l'homme des rythmes biologiques des terroirs étant une condition nécessaire pour sa survie dans les Arbailles. Les modes d'occupation et d'utilisation de l'espace varient avec les formes de relief et les aptitudes du sol. La gamme des paysages est très large (chap. 2). Il faut donc l'analyser secteur par secteur pour comprendre leur aspect, leur articulation, leurs caractères et comment les sociétés rurales les ont mis en valeur pour une exploitation optimale. Cette analyse préliminaire est indispensable pour mieux comprendre les modalités des impacts anthropiques sur le milieu, en particulier sur la végétation, les sols et les modelés.

1. Les basses vallées, axes fertiles du système et lieux d'habitat permanent

Les basses vallées constituent des axes de fertilité du système et des lieux d'habitat permanent [Viers, 1991]. Les exploitations agricoles regroupées en villages tels ceux de Mendive et Lécumberry restent cantonnées au fond des vallées, à moins de 300 m d'altitude. Béhorléguy, accroché sur le flanc sud du massif à 400 m, fait figure d'exception.

Ce n'est pas le froid qui a maintenu les agriculteurs à si basse altitude : les hivers sont doux avec des gelées ni fréquentes, ni féroces et parfois le vent du sud fait dépasser les 20 °C même en plein coeur de l'hiver (chap. 1). Mais, les seules surfaces planes, aux sols relativement profonds permettant le labourage, se trouvent dans les vallées. C'est là aussi que le petit mil et le blé, importés et cultivés dès le Néolithique, trouvaient les conditions nécessaires à leur maturation [D. Ebrard, comm. écrite].

A l'est du massif, les villages les plus importants tels Aussurucq et Camou bénéficient des vallées ouvertes dans les calcaires marneux. Les sols profonds, 2 m au minimum, sont constitués essentiellement des produits de l'altération de ces calcaires riches en insolubles. Dans la vallée de l'Apoura (Alçay, Lacarry), les meilleures terres se situent sur les terrasses alluviales, témoins de l'ancien lit de la rivière (photo 8-2).

Les larges vallées de Béhorléguy et d'Handia offrent des sols légers, poreux et bien drainés (Lécumberry, Hosta). Le Trias aux couches alternées de marnes, de gypse (pierre à plâtre) et de calcaire prodiguent aux cultures la chaux dont elles ont besoin : Mendive, Alciette. L'ophite forme l'ossature de quelques collines (chapelle de St-Engrâce) dont les versants ont été défrichés car la roche se décompose en sables argileux riches en éléments fertilisants : chaux et potasse.

L'etxe (la maison-souche) était la structure sur laquelle s'appuyait le droit d'aînesse : droit à l'héritage intégral de l'exploitation familiale pour l'aîné des enfants, quel que soit son sexe. Elle a assuré la stabilité et la permanence de la structure foncière. La «Maison» représentait aussi l'unité productive de base (faire valoir direct) qui concentrait les moyens d'exploitation. Les exploitations étaient en général petites car le relief est un obstacle majeur à l'agrandissement : parcelles réduites, morcelées, délocalisées loin de la ferme, sur des terrains plus ou moins pentus. Le manque de terre se fait toujours sentir. Pourtant la situation économique d'un agriculteur n'est pas reflétée par la surface de son exploitation. L'effectif du troupeau d'ovins (signe de richesse) qui représente le principal du capital, n'est pas forcément en relation avec la quantité des terres cultivées.

Seule l'exploitation de toutes les possibilités offertes par la montagne par la pratique de la transhumance permet l'entretien d'importants troupeaux. En effet, la transhumance permet :
- de libérer l'exploitation en vallée pendant 4 à 5 mois ;
- de constituer, grâce aux herbages libérés par les bêtes, des stocks fourragers pour l'hiver ;
- d'augmenter le cheptel, le chargement par exploitation atteignant souvent 2 U.G.B. à l'hectare (U.G.B. = Unité Gros Bétail, 1 bovin correspond à 1 U.G.B., 1 ovin à 0,15 U.G.B.) ;
- de réduire la charge de travail en vallée durant la belle saison.

2. Les hauts pâturages et la transhumance

La transhumance a des origines très anciennes et représente toujours une base essentielle de l'activité paysanne basque. Le mot «riche», en basque «*aberats*», signifie «celui qui possède un abondant troupeau». Dans les Arbailles, on n'a pas une véritable transhumance (comparable à celle du Bas Languedoc à l'Aubrac) avec de grands regroupements de bétail, mais plutôt des mouvements de troupeaux sur de courtes distances : des vallées (Apoura, Guessalia, Béhorléguy…) jusqu'aux hauts pâturages (Ibar Naba, altitude 900 m ;

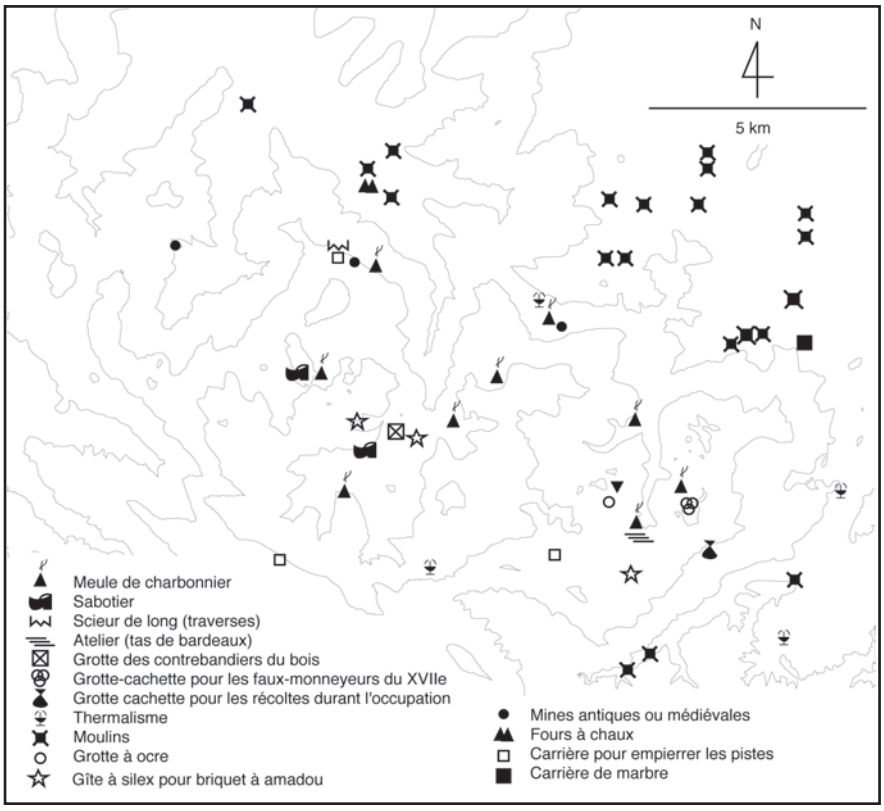


Figure 8-3 : Carte des activités diverses et proto-industrielles dans le massif des Arbailles [Ebrard, 1995 ; modifié].

Photo 8-1 : Griffades d'ours sur un fragment d'argile sèche, haute de 20 cm, dans une cavité de la vallée de l'Apoura (site protégé). La grotte, ancienne émergence perchée, a longtemps servi de repaire aux ours. Les traces de leurs passages sont abondantes : ossements, griffades, bauges, notamment dans la partie de la galerie devenue inaccessible suite au creusement d'un puits d'une dizaine de mètres. Une datation des restes osseux permettrait une meilleure connaissance de la faune, mais aussi une estimation de la vitesse de l'incision verticale.

d'Otxolatzé, 1 000 m ; de Zalgazareteitzaleta, 790 m ou du Belchou, 900 m), les distances ne dépassent pas une cinquantaine de kilomètres.

Plusieurs facteurs favorables ont permis le développement puis le maintien de telles pratiques.

Les altitudes sont faibles et soumises aux influences atlantiques, les hivers ne sont pas rudes (chap. 5). Par conséquent, les précipitations sont constantes et les pluies de printemps généralement abondantes ce qui permet à la fois une pousse précoce de l'herbe et un maintien de la qualité des pâturages au coeur même de l'été. Les dates de montée aux estives dépendant du climat sont précoces dans les Arbailles : dès le 10 mai. Grâce à l'existence d'une belle arrière saison, la descente définitive n'intervient qu'à la fin de l'automne : fin septembre pour les vaches, fin octobre pour les brebis. Certains chevaux passent tout l'hiver en montagne.

Cependant, seul un déboisement systématique des zones les plus favorables du karst ont permis l'établissement des estives. La limite des défrichements est calquée sur celle des bons sols (photo 8-3). Laissant de côté les zones occupées par les calcaires massifs aux sols trop pauvres et aux modelés trop tourmentés pour permettre une quelconque mise en valeur, les défrichements se concentrent sur les terroirs plus riches aux sols épais et quasi continus favorables à l'herbe tels :

- les calcaires marneux de l'Albien dans le synclinal d'Apanicé (Ibar Naba, Egurmendy…) ou de l'Oxfordien sur la bordure sud (Belchou) ;
- les colluvions des fonds de dépression (Elsarré, Palombières).

La transhumance permet une exploitation optimale de la production herbacée par un simple suivi des rythmes biologiques du milieu montagnard (photo 8-4). Les champs de la plaine, libérés de culture en hiver sont alors utilisés comme pâturages, ce que deviennent à leur tour les estives, libérant alors les champs pour la récolte des foins et les cultures céréalières [Palu, 1994]. Les races de brebis montagnardes sont particulièrement bien adaptées car elles peuvent aussi bien pâturer en plaine qu'en altitude sur des terroirs en pente en offrant résistance, mobilité et faible poids pour une utilité maximale : production de lait, laine et viande. Deux races sont traditionnellement représentées sur les Arbailles :
- la basco-béarnaise, qui vient d'une souche souletine, est un mouton robuste de grande taille (75 cm au garrot) ;
- la manech tête noire, originaire de Cize et de Baïgorry, est plus petite (70 cm au garrot).

Ce sont deux races rustiques, moyennes laitières, bien adaptées aux conditions de la transhumance.

Beaucoup d'exploitations pratiquent l'association ovin-lait / bovin-viande. Le cheptel bovin composé de Blondes d'Aquitaine, vaches allaitantes dont l'élevage est conduit de façon extensive. L'effectif moyen du troupeau par exploitation varie entre 10 et 15 têtes,

Photo 8-2 : Les terrasses de la vallée de l'Apoura à la hauteur du village de Charitte, dont on aperçoit à gauche quelques maisons, présentent des surfaces planes aux sols relativement profonds permettant le labourage. La culture du maïs est pratiquée sans recours à l'irrigation grâce à l'abondance des précipitations.

Photo 8-3 : Mise en valeur des dolines d'Elhorta. Les fonds des dolines au sol épais ont été dépierrés. Les pierres ont servi à la construction de murettes qui contiennent les troupeaux.

Photo 8-4 : Troupeau de vaches de la race Blonde d'Aquitaine sur la haute estive d'Otxolatzé. Les vaches sont élevées pour la viande (août 1995).

preuve qu'il constitue un capital fixe de sécurité plus qu'un revenu, l'activité principale restant les ovins.

Le cayolar constitue l'équipement de base de l'activité pastorale (photo 8-5). Il représente l'ultime prolongement en altitude de l'exte, celui qui boucle le processus d'utilisation et de gestion de la montagne à des fins pastorales. Sa fonction est de permettre la gestion sur place d'un domaine herbager pour une meilleure productivité du capital essentiel de chaque «maison» qu'est le troupeau de brebis.

Le cayolar traditionnel, le plus souvent isolé, était construit avec les matériaux immédiatement disponibles, blocs de calcaire joints avec un mortier de terre (cayolar d'Arroucoua). La couverture est en bardeaux, petites planchettes de bois de hêtre ou de châtaignier (cayolar «725» au–dessus de la ferme Apoloborro). La porte est surbaissée (1,50 m de haut), la lumière pénètre par cette porte et par des trappes pratiquées dans le toit dont une située au-dessus du foyer et protégée par un petit auvent permet l'évacuation de la fumée. La pièce la plus grande sert d'habitation, l'autre constitue le lieu d'affinage des fromages (gaznateguia). Le petit appentis qui protégeait autrefois les ânes et les mulets, sert maintenant de débarras.

En Soule, la pratique des estives est particulière. Elle est réglementée par l'ancestrale «coutume de Soule» rédigée dès 1520 et donc enregistrée et admise dans son originalité par le pouvoir sous François 1er. Le cayolar comprenant la cabane de berger, les installations utiles à la traite et au pacage et le terrain adjacent appartient en copropriété à plusieurs agriculteurs-éleveurs souletins, possesseurs de «parts de cayolars». A chaque cayolar est en effet attribué un nombre défini de parts, constituant autant d'actes de propriété oraux pour les exploitations agricoles concernées. Les parts se transmettent donc de génération en génération, en même temps que l'exploitation elle-même. Une part de cayolar permet, en moyenne, l'élevage de 40 à 60 brebis. A chaque part est associé un droit d'utilisation du bois de la forêt (bois d'affouage et bois d'oeuvre pour l'entretien de la cabane) et un droit de pacage, seuls les ovins des coproprétaires pouvant pâturer sur le parcours, circuit journalier du troupeau autour du cayolar. Le nombre de parts, généralement entre 5 et 10, dépend de la surface des pâturages du cayolar.

Par contre, les cayolars de Cize et d'Ostabarret appartiennent aux bergers (généralement, un seul propriétaire par cayolar), mais les terrains sur lesquels ils sont construits restent la propriété des syndicats (cf. *infra*) qui louent le sol de la cabane et du corral (Ostabarret : 200 F/an). La concession est nominale pour une durée de 9 ans renouvelable. Les estives n'appartenant pas aux cayolaristes, ceux-ci ne peuvent y faire paître du bétail qu'à la condition de payer une taxe de pacage (bacade) au gestionnaire concerné (les commissions syndicales).

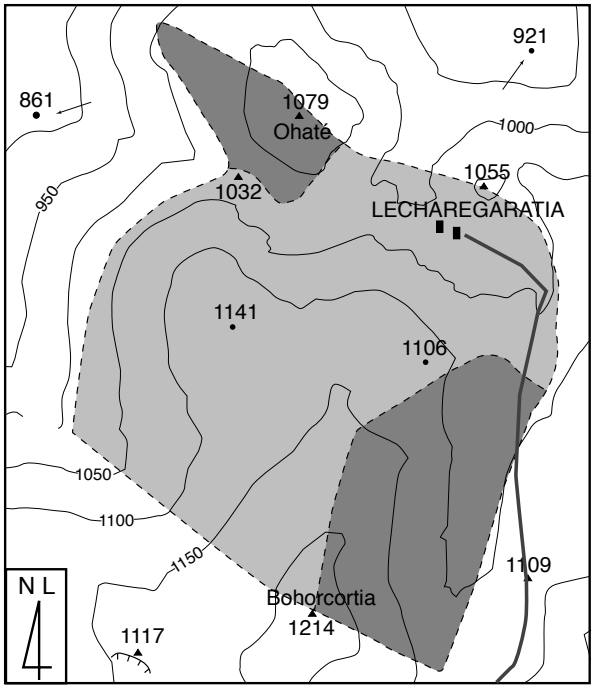
Ainsi, au contraire du gros bétail qui a le droit de libre séjour sur l'ensemble des pâturages, les troupeaux de brebis sont cantonnés sur des aires géographiques limitées (fig. 8-4 et 8-5). Les moutons doivent donc être gardés et les brebis traites, ce qui exige un personnel disposé à passer l'été en montagne. Longtemps, ce sont parmi les cadets restés célibataires et soumis à l'autorité de l'aîné que se recrutaient les bergers pour les troupeaux que les paysans ne pouvaient garder eux–mêmes.

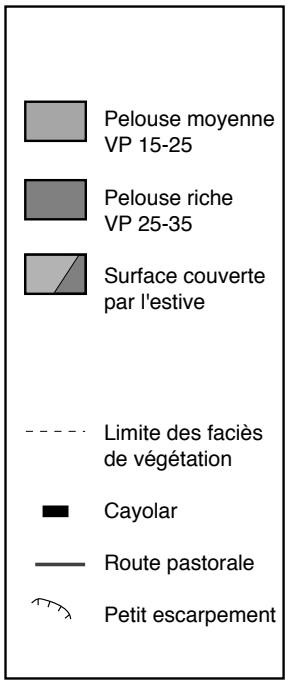
L'emploi du temps d'un berger est chargé et les tâches à accomplir ne peuvent être remises. Le matin, rassemblement des bêtes pour la traite (photo 8-5). Il faut compter environ une heure pour cent brebis. Il n'est pas rare de voir des bergers traire pendant deux, parfois trois heures d'affilée. Il convient ensuite de se consacrer à la fabrication du fromage. Vers 16 heures, nouveau rassemblement, nouvelle traite.

Le fromage est fait avec le lait de la veille et celui du matin. 5 à 6 litres de lait sont nécessaires pour faire un fromage d'un kilogramme. Le lait est chauffé à 30 °C, mis dans un chaudron en cuivre puis il est retiré du foyer et on lui ajoute la présure. Une heure après, il commence à cailler. Le caillé est brisé et émietté. Le chaudron est replacé sur le feu et le caillé est remué jusqu'à atteindre la température de 40 °C. On le retire du feu. Au bout d'une heure, quand le caillé est déposé au

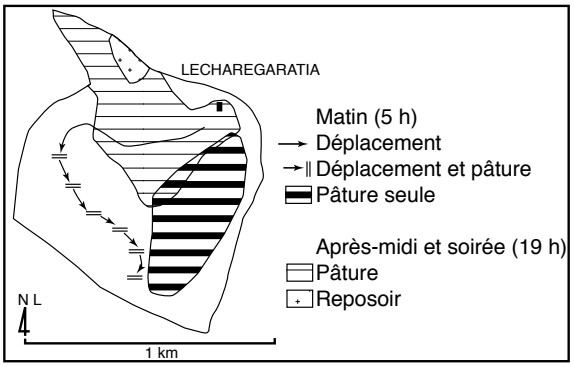
Photo 8-5 : Rassemblement des moutons pour la traite au cayolar d'Apanicé. Les moutons sont de race Manech.

Carte de végétation de l'estive de Lecharegaratia (au sud de l'hôtel d'Ahusquy, Ibar Naba, haute vallée d'Ithé)





Parcours des animaux (libre parcours sur la zone)



Perception de l'utilisation du parcours par les utilisateurs

Estimation d'une surcharge : la surcharge existe, il n'y a pas assez dherbe en juillet

Qualité de l'herbe : bonne qualité

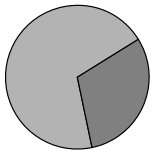
Entretien des pâtures : taille de genèvriers, rares écobuages

Traite : elle est pratiquée par 6 éleveurs sur 10

Avenir de la transhumance : l'effectif va stagner. Possibilité de faire plus de fromages si la traite continue

Valeur fourragère du parcours

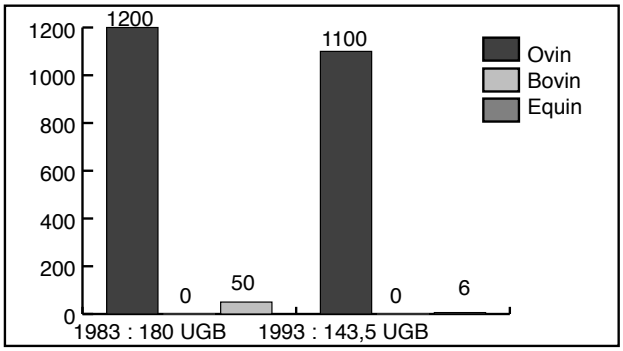
Pelouse moyenne 69 %
59 ha
VP : 18,7



Pelouse riche 31 %
26 ha
VP : 26

Surface totale étudiée : 85 ha
Valeur fourragère : 1 370 UFL/ha
Potentiel fourrager : 116 450 UFL

Evolution des effectifs de l'estive



Utilisation de l'estive

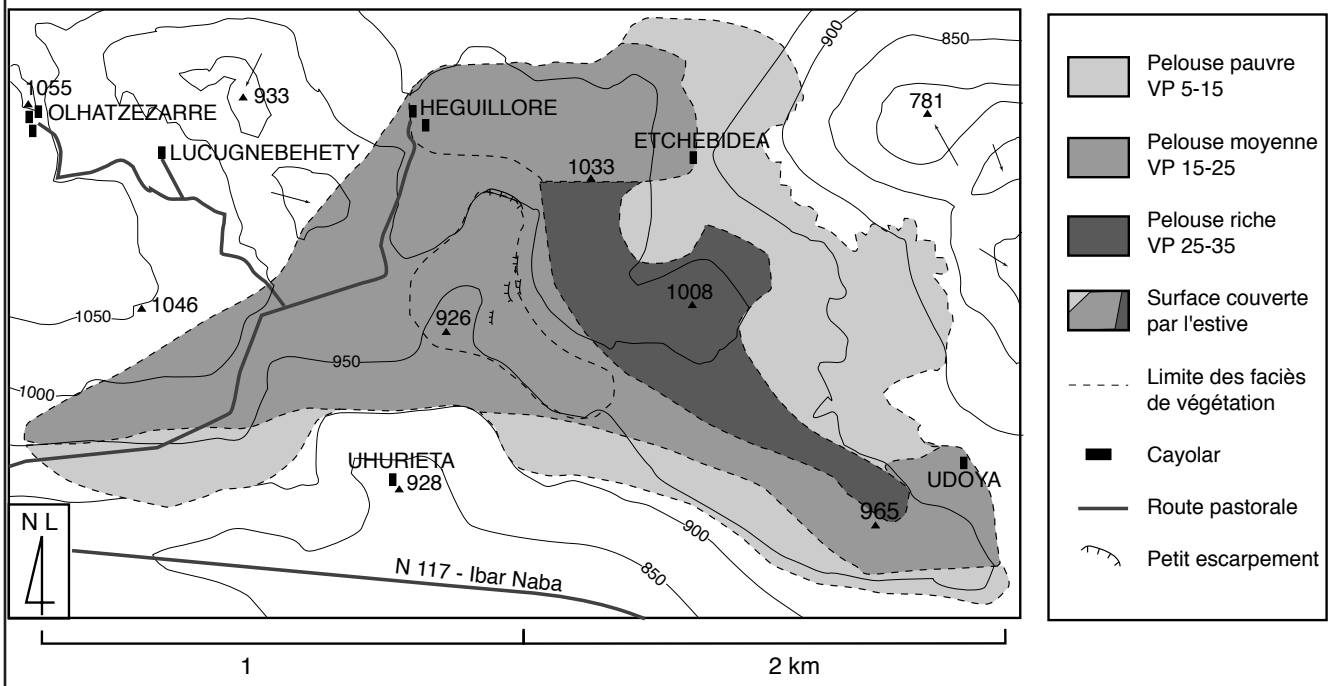
Durée moyenne d'utilisation : 145 jours
Charge potentielle acceptable : 98 UGB
Total UGB estivées : 160 UGB soit 1,88 UGB/ha
Charge animale (déclarations 93) :
1 100 ovins/145 jours
6 bovins/145 jours
? équins/? jours

Niveau d'utilisation de l'estive : "163 %" (surpâturage)
Les ovins consomment "157 %" du potentiel de l'estive
Très bonne estive ayant un bon potentiel fourrager. La très forte pression animale entraîne un bon entretien des pâturages, mais elle est très néfaste pour l'entretien des animaux. Une rentrée un peu plus tardive des troupeaux sur l'estive au printemps permettrait une meilleure pousse de l'herbe et donc plus d'herbe disponible

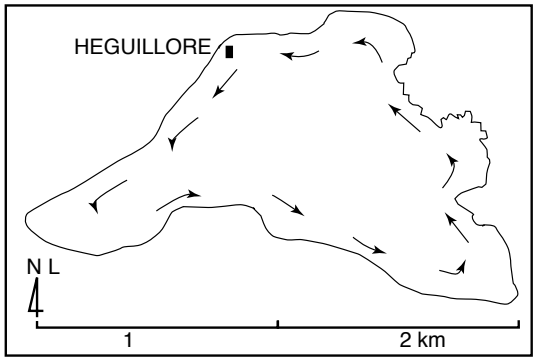
Ne sont recensés que les animaux déclarés sur Lecharegaratia. Les bovins et les chevaux étant sur ahusquy n'ont pas été pris en compte du fait qu'ils ne peuvent être présents sur ce cayolar qu'à un moment donné.

Figure 8-4 : Valeur fourragère et niveau de chargement de l'estive de Lecharegaratia pour l'année 1993 [Commission syndicale du Pays de Soule - Centre ovin d'Ordiarp, inédit ; figure modifiée].
UFL : Unité fourragère Laitière (plus la valeur est élevée, meilleure est l'herbe, une bonne estive <—> 1 300 UFL
VP : Valeur pastorale (de 0 à 5 ; 5 signifiant un pâturage excellent)
UGB : Unité Gros Bétail (1 UGB <—> 1 vache ou 1 jument,1 UGB <—> 0,15 brebis).

Carte de végétation de l'estive d'Héguilloré (versant sud de la vallée d'Ibar Naba - haute vallée d'Ithé)



Parcours des animaux (libre parcours sur la zone)



Perception de l'utilisation du parcours par les utilisateurs

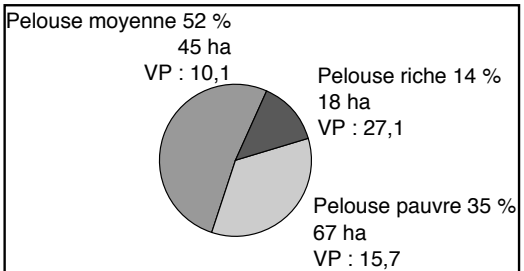
Estimation d'une surcharge : les brebis ne souffrent pas sauf les années de sécheresse. Il faut surveiller son troupeau.

Entretien des pâtures : écobuage. Il n'existe pas d'endroits envahis par la broussaille car les bêtes sont nombreuses et entretiennent l'estive.

Possibilité d'amélioration de la qualité du pâturage : essais de girobroyage concluants.

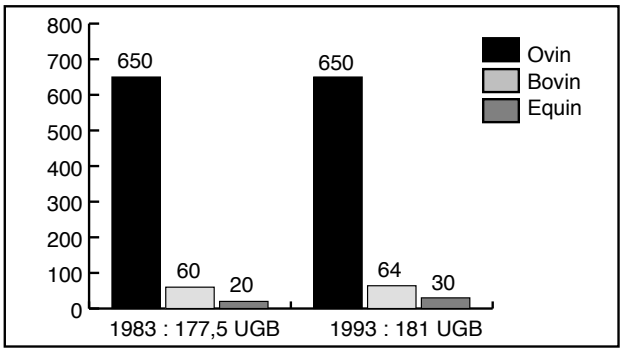
Avenir de la transhumance : stabilité malgré deux retraites probables d'ici cinq ans

Valeur fourragère du parcours



Surface totale étudiée : 130 ha
Valeur fourragère : 1 009 UFL/ha
Potentiel fourrager : 131 170 UFL

Evolution des effectifs de l'estive



Utilisation de l'estive

Durée moyenne d'utilisation : 150 jours
Charge animal (déclarations 1993) : 700 ovins, 64 bovins et 30 équins
Total des UGB estivées : 192 UGB
Charge potentielle acceptable : 106 UGB

Niveau d'utilisation de l'estive : "181 %" (surpâturage)
Les ovins consomment 92 % du potentiel de l'estive
Fort chargement animal

Figure 8-5 : Valeur fourragère et niveau de chargement de l'estive d'Héguilloré pour l'année 1993. [Commission syndicale du Pays de Soule - Centre ovin d'Ordiarp, inédit ; figure modifiée]. UFL : Unité fourragère Laitière (plus la valeur est élevée, meilleure est l'herbe, une bonne estive <—> 1 300 UFL. VP : Valeur pastorale (de 0 à 5 ; 5 signifiant un pâturage excellent). UGB : Unité Gros Bétail (1 UGB <—> 1 vache ou 1 jument,1 UGB <—> 0,15 brebis).

Photo 8-6 : Borde traditionnelle située en rive droite de la rivière Arangorena à 290 m d'altitude. Elle est construite en bordure de pré (à droite) et à la lisière de la forêt (à gauche). Les murs sont constitués de blocs de calcaires sommairement taillés et la couverture de bardeaux de chataîgnier. Le rez de chaussé sert d'étable ou de bergerie, le premier étage de fenil pour l'engrangement du foin.

fond, il est transvasé et pressé dans un moule pour faire sortir le maximum de petit-lait. Le fromage égoutte jusqu'au lendemain dans son moule, puis est placé sur une étagère. Il est salé tous les jours pour un affinage qui dure de trois à quatre mois [Julien, 1994]. La traite se termine fin juillet ou début août, il n'y a ensuite que le troupeau à surveiller. Le partage du fromage n'est pas basé sur l'importance du troupeau de chaque éleveur, mais sur la rémunération du travail de son fabricant qui a pris soin d'apposer sa marque sur la croûte de chaque fromage réalisé par ses soins. Le fromage est soit utilisé pour la consommation interne de chaque famille soit commercialisé (ferme Ahancétaborda).

Ainsi, la transhumance dans les Arbailles consiste en une migration régionale qui conduit le bétail au moment voulu là où l'herbe nécessaire à sa subsistance est au mieux disponible. Cette organisation cyclique de la vie des animaux et partant des hommes est une adaptation aux contingences d'un milieu naturel difficile à l'intérieur d'un système d'exploitation réglementé de transformation et de consommation locales. La nature du terrain a imposé un mode de vie original, fait naître un particularisme fort et, en retour, le mode de vie a accusé le contraste des paysages. Les modelés doux des calcaires marneux sont désormais associés aux estives et l'évolution de la végétation et des sols est directement conditionnée par les rythmes de l'élevage. Par contre les reliefs tourmentés des calcaires massifs, bien qu'exploités, sont moins directement influencés par les actions anthropiques.

3. Les espaces intermédiaires : landes et forêts

Entre les deux espaces bien maîtrisés et domestiqués des basses vallées et des hautes estives, subsistent de vastes étendues moins fréquentées de landes et de forêts (fig. 5-12). Ces espaces «sauvages», en fait ouverts à tous, servent de réserves naturelles indivises où chacun peut puiser selon ses besoins sous auto-surveillance collective. Ces «vacants» sont eux aussi indispensables à l'équilibre des exploitations traditionnelles.

Certaines exploitations possèdent à moyenne altitude des bordes (longues bergeries basses en lisière de pré) : Borde d'Idondo, Jaguiborda, Grange Zihigolha… La borde est une première tête de pont en altitude, celle qui permet le contrôle et l'usage des landes pour le pâturage et pour le soutrage (récolte des fougères pour la litière-fumure). Autour, peut s'ordonner l'exploitation des bocages, des taillis, des chênaies et des châtaigneraies (photo 8-6). Les chênes sont traités en têtard, ce qui consiste en un ébranchage répété à 3 ou 4 m de hauteur pour augmenter la production de glands. La borde sert de point d'appui pour l'entretien des troupeaux de porcs consommateurs de faines, glands et châtaignes et pour le défrichement périodique des landes.

La borde sert aussi de relais lors de la transhumance. Les propriétaires y mènent leurs troupeaux au printemps, durant 15 jours à un mois, avant la montée proprement dite vers les estives. Ainsi, Bosmendiette -composé de 7 unités pastorales- constituait autrefois un ensemble d'estives intermédiaires. Les éleveurs transhumants, propriétaires de parts sur plusieurs cayolars situés à des altitudes différentes, montaient d'abord leurs troupeaux de brebis aux altitudes moyennes en mai (cayolar Urrutchanzé, 1 036 m, secteur de Bosmendiette) afin de profiter d'une pousse d'herbe précoce, les bêtes ne se rendant que plus tard vers les estives de haute altitude (cayolar Bizkarzé, 1 600 m, au sud-ouest du pic d'Orhy). Les troupeaux profitaient de la qualité maximum de l'herbe des hauteurs, de juin à août, avant de redescendre dans les estives intermédiaires de septembre à novembre et enfin à l'exploitation en vallée [Zumaclini, 1993].

Dans ces conditions, la forêt ne subsiste que sur les terroirs les plus pauvres : lapiés des calcaires massifs du Dogger ou de l'Aptien. Malgré les difficultés de mise en valeur, elle était utilisée au mieux par les pasteurs [Ebrard, 1985].

Les éleveurs possèdent une fine connaissance des potentialités des végétaux : l'arbre selon sa qualité est sélectionné au regard des besoins de l'élevage et de l'usage domestique :
- les résineux, dont les fruits sont impropres à la consommation, qui ne favorisent pas à leur pied la croissance de l'herbe, sont éliminés, utilisés comme combustible par transformation en charbon de bois ;
- les feuillus sont soigneusement sélectionnés, certaines espèces introduites : le frêne, dont le bois permet la fabrication de certains ustensiles pastoraux et dont le feuillage a des qualités fourragères, est soigneusement cultivé près des cayolars (frênes-têtards du cayolar d'Eltzegagnia) ; le châtaignier pour ses multiples utilisations (châtaignes, piquets) est fréquemment planté à l'étage collinéen (Ahancétaborda) ; les fruitiers sont concentrés au fond des vallées, accessibles pour leur protection contre les troupeaux et pour la cueillette.

L'élevage est pratiqué aussi sur le lapiaz forestier. Les bergers entrent alors en concurence avec les forestiers pour la maîtrise de l'espace. L'impact des troupeaux se concentre notamment sur les lisières des peuplements forestiers (300 m environ), le long des chemins de pénétration et dans les combes qui sont un lieu de rassemblement où les bêtes trouvent ombre, chaleur et nourriture (herbe, jeunes pousses d'arbre, faines, glands…). Ce broutage peut être un obstacle important à la régénération naturelle des peuplements.

Les cavités naturelles offrent aux troupeaux des abris contre le mauvais temps et la canicule. (fig. 8-2). Les aménagements réalisés avec des murettes en pierre sèche (Urduna) servaient à contenir les bêtes et à les protéger des

grands prédateurs, ours et loups, dont les derniers représentants ont été éliminés au début du siècle. Chaque grotte possèdait une utilisation particulière et adaptée [Ebrard, 1985] :
- grottes bergeries, utilisation de la zone éclairée pour parquer les troupeaux avec réalisation de murettes pour les contenir (grotte Ahastoy) ;
- grottes étables pour les plus vastes (porche d'Azaléguy) ;
- abris à cochons dans les petites cavités (Ithelatseta) et abris sous roche (Okonrodo, Erbinia) ;
- grottes pour les chêvres (Apoloborro), l'élevage des chèvres en semi-liberté étant encore important il y a une trentaine d'années.

Les cavités ont servi aussi pour des activités artisanales diverses (fig. 8-3). Citons :
- travail du bois. Ahastoy était même utilisé au début du siècle par des bucherons qui coupaient sans autorisation les essences utiles pour la confection des outils ;
- carrière d'argile (grotte Belhi) ;
- et même… atelier de faux monneyeurs (Belhigagne n° 2).

Etxe, borde et cayolar sont ainsi les bases d'une organisation communautaire qui a dû débuter au Moyen-Âge. La maison-mère contrôle les bordes (étage collinéen) et les cayolars (étage montagnard) qui permettent l'exploitation des différents niveaux de la montagne. Que certaines biocénoses -dans les étendues de landes et de forêts- aient leur propres dynamiques biologiques, ne préoccupe pas l'éleveur tant qu'il peut en tirer profit. Les quatres domaines complémentaires que sont les champs, les landes, les forêts et les estives ont été organisés et sont exploités indissociablement dans un dispositif toposéquencé sur les rythmes naturels des cycles végétaux. La préoccupation motrice sous-jacente et instinctive a été l'utilisation maximale des terroirs en évitant de déstabiliser les équilibres des biocènoses.

C'est donc surtout depuis le Moyen-Âge que le massif a été soumis à une pression pastorale importante qui a marqué la morphogenèse.

Photo 8-7 : Pâturage de la grange Néquesaur, vallée de l'Apoura après le passage des feux pastoraux de printemps (17 avril 1995). Les pâturages sont situés en position d'adrêt. L'érosion des sols est facilitée par la forte pente (30°). Les calcaires marneux albiens affleurent sous forme de lapiés arrondis.

C. Dynamique des versants et rôle des déboisements

Toutes les dépressions montrent dans leur fond une accumulation plus ou moins importante de colluvions (chap. 2). Cependant on distingue différents types de remplissages qui dénotent des évolutions différentes des versants surtout selon leur couverture végétale.

1. Evolution des versants sur les calcaires massifs

a. Les zones boisées, l'exemple de la zone de Guillembero

Certains lieux grâce à l'existence de lapiés importants ont découragé une exploitation réelle par l'homme. Il est certain cependant que les hommes parcouraient ces espaces, y prélévant une certaine quantité de bois surtout en lisière. Les troupeaux pouvaient y pénétrer et continuent à le faire pour y trouver fraîcheur et nourriture. Le grignotage des jeunes pousses voire des écorces compromet la croissance des arbres. Cependant, la fréquence des intrusions ne pouvait pas empêcher la permanence de l'état boisé. Les éleveurs surtout n'ont pas essayé d'y développer les feux pastoraux sachant que ces milieux se prêtent mal à la pousse de l'herbe.

La zone de Guillembero est constituée de dolines rocheuses jointives (chap. 2). La hêtraie est présente partout y compris sur les lapiés qu'elle contribue efficacement à déchausser par l'action de ses racines. La matière organique, qui vient s'accumuler au fond des dépressions, est rapidement décomposée. En dessous de l'humus de

Photo 8-8 : Surpâturage dans la vallée sèche d'Ibar Naba (haute vallée d'Ithé). Le versant exposé au sud de la vallée sèche est un des espaces les plus fréquentés par les troupeaux. La fréquence des feux pastoraux associée au surpâturage ont entraîné le décapage des sols et l'affleurement des calcaires marneux albiens (pendage sud).

type mull, l'horizon structural possède des épaisseurs variables. Elles sont importantes surtout dans le fond des dolines où elles peuvent atteindre plus de 3 m. L'horizon structural intègre progressivement l'humus, mais il comporte aussi des restes de l'ancienne couverture des flysch (chap. 3). L'apport des insolubles par la dissolution des calcaires est dérisoire en raison de leur très grande pureté (tabl. 1-2).

Les traces de ruissellement sont quasi-inexistantes dans cette zone de pitons boisés. La dynamique est essentiellement celle d'un soutirage diffus à partir des nombreuses fissures du calcaire. Le fond des dépressions montre cependant une accumulation plus importante d'éléments qui témoignent d'un colluvionnement léger des matières organiques transportées vers le fond des dépressions.

b. Conséquence des déboisements sur les calcaires massifs (Sihigue)

La pression pastorale est cependant tellement forte que des clairières ont été ouvertes dans les zones boisées (fig. 5-12), dans les endroits les plus favorables. Ces lieux possèdent tous la particularité d'être orientés vers le sud, de posséder des lapiés relativement peu développés, ce qui permet aux troupeaux de pouvoir se déplacer sans trop de difficulté. Afin de maintenir l'état déboisé, une intervention humaine est nécessaire ; en effet les animaux ne peuvent à eux seuls maintenir le pâturage en l'état, la dynamique de la végétation étant importante en raison des fortes précipitations (chap. 5). Les interventions consistent en une coupe des ligneux les plus importants et en une mise à feu des ronces et des plantes épineuses. Quelques cas particuliers peuvent servir d'exemples de pratiques assez généralisées.

Dans la mégadoline de Sihigue les interventions des bergers se sont concentrées sur le versant exposé au sud. Suite au déboisement, seuls quelques arbres subsistent. La végétation consiste en une herbe dure et des épineux. Le sol a complètement disparu et la roche affleure en de nombreux endroits sous la forme de grandes plaques de calcaires formant une sorte de lapiés en dalles sensiblement orientés selon le pendage. La dynamique des écoulements a été complétement changée par les défrichements. Les eaux ruissellent librement sur la pente forte (25° environ). Ce sont ces ruissellements qui ont entraîné les sols dans le fond de la dépression où ils ont été absorbés par les nombreuses pertes de fond de dolines.

En versant à exposition nord de la mégadoline de Sihigue, les bois sont régulièrement parcourus par les troupeaux. Cependant la forêt présente une dynamique forte. Dans les zones de chablis, on observe de nombreuses pousses de jeunes hêtres qui profitent de l'accès vers la lumière. L'évolution des sols est identique à celle décrite pour la zone de Guillembero. Le versant recouvert de forêt présente des zones de lapiés entrecoupées de dépressions aux sols profonds.

A Ihatia, le versant exposé au sud a été déboisé. Le versant très pentu présente des sols particulièrement minces. Les sols laissent apparaître partout la roche soit sous la forme de lapiés en dalles soit sous forme de petits escarpements de quelques mètres de haut pour les strates les plus résistantes.

On distingue une évolution identique pour le versant sud du poljé d'Elsarré, au–dessus du cayolar Pagolen Olha. Les feux pastoraux fréquents maintiennent l'état herbacé. Par contre en versant nord, on trouve des zones identiques à celles déjà décrites : lapiés entrecoupés de dolines au sol profond. Mais on a aussi, ce qui est plus rare, des pans de versants entièrement recouverts d'une épaisse couche d'humus et d'altérites.

2. Evolution des versants sur les calcaires marneux

a. Erosion ralentie dans les zones forestières

Les calcaires marneux présentent encore quelques zones couvertes de forêts. Elles sont régulièrement exploitées, tel le bois de Zouhoure, sur la rive droite de l'Apoura, desservi par la route Apoura-Burdin Olatzé qui permet une sortie facile des grumes. Des bois subsistent dans le versant sud de l'Apoura même s'ils ont été exploités : plantation de chataîgniers, traitement en têtard, taillis.

Ces zones présentent les mêmes caractéristiques d'un sol épais avec une couche d'humus puis un horizon structural épais provenant essentiellement de l'altération de la roche mère qui contient un pourcentage important d'insolubles (tabl. 1-2). Les ruissellements se concentrent dans des ravins profonds de quelques mètres et présentant un cours irrégulier fait de ressauts rocheux, de blocs décapés et d'accumulations d'alluvions en amont de troncs d'arbres abattus en travers du lit. Les colluvionnements existent mais ils sont largement inférieurs à l'altération de la roche et à la transformation de la matière organique, ce qui permet le maintien d'un sol épais. La végétation forestière retient le sol par ses racines, brise la violence des pluies par son feuillage et freine le décapage par les nombreux débris qui jonchent le sol : troncs abattus, branches cassées et brindilles.

b. Versants déboisés et importance du surpâturage pour le décapage des sols

La plupart des versants sur les calcaires marneux ont été entièrement déforestés et actuellement les bergers maintiennent une pression très forte sur ces espaces. Les arbrisseaux comme les aubépines sont coupés à la tronçonneuse, le feu courant est allumé une, voire deux fois par an (photo 8-7). La fréquentation par les troupeaux est importante et les animaux parcourent l'ensemble de ces espaces durant toute la durée de l'estive et même toute l'année pour quelques troupeaux de chevaux.

Plusieurs évolutions différentes des sols sont actuellement observées. Sur le versant sud d'Etchecortia, les marno-calcaires oxfordiens ont été complétement déboisés. La pente est forte. Cependant, la pression des troupeaux reste raisonnable. L'herbe présente une couverture quasi-continue à l'exception de quelques pistes de bêtes perpendiculaires à la pente et donc pas ou peu exploitées par l'érosion. La couverture herbacée par son épaisseur et sa continuité est un frein efficace au développement de l'érosion qui reste modérée, ce qui permet le maintien d'un sol épais recouvrant entièrement la roche.

Par contre, d'autres zones présentent une évolution différente. Le versant situé au-dessus du cayolar d'Olhatzezarre est parcouru quotidiennement par d'importants troupeaux. Les terrassettes dues à un martellement excessif se multiplient. Leur recoupement finit par favoriser l'érosion. L'herbe très rase en raison d'un pâturage excessif n'a pas assez de temps pour pouvoir se régénérer et la terre mise à nu est visible en de nombreux endroits.

La dégradation est encore plus marquée en rive gauche de la vallée d'Ibar Naba (fig. 2-9). Ce versant situé en contrebas de nombreux cayolars (Heguilloré) est intensément parcouru par les troupeaux depuis fort longtemps. Le passage au bas du vallon et les nombreuses pistes qui rejoignent chaque cayolar en font une des zones les plus accessibles, d'où une concentration importante des troupeaux qui tend à s'accentuer depuis la construction de la route dans les années 1960. Les feux pastoraux sont fréquents. Le versant montre une végétation rabougrie faite d'épineux et d'une herbe à couverture discontinue, sorte de pelouse écorchée se développant dans les creux de la roche où subsistent les sols.

L'exposition sud contribue à l'assèchement rapide des sols d'autant que ces derniers, largement tassés par le passage des bêtes, laissent plus difficilement l'eau s'infiltrer. Partout ailleurs la roche affleure en grandes

plaques pour les strates les plus marneuses et en petits escarpements de 1 mètre de hauteur pour les strates les plus calcaires (photo 8-8).

Une évolution similaire est observable dans les secteurs déboisés du versant sud de la vallée de l'Apoura.

c. Les cônes d'alluvions et l'empâtement des vallons et des dolines

— Exemple d'empâtement de vallons (Ibar Naba)

Le colluvionnement des versants déboisés contribue à l'empâtement du fond des vallons. La vallée sèche d'Ibar Naba est ainsi comblée sur une épaisseur d'une dizaine de mètres au moins par des altérites venues du décapage des versants (fig. 2-9). Un soutirage important s'exerce dans le fond de la vallée par l'intermédiaire d'un chapelet de dolines alignées. L'effondrement périodique du bord des dépressions et les petits glissements attestent une dynamique toujours très active.

Les colluvionnements sont importants dans les petits vallons affluents d'Ibar Naba. Des petits cônes de déjections sont présents à chaque débouché de vallon. Ceux d'Ibar Naba ne sont plus fonctionnels, sauf peut-être lors de précipitations exceptionnelles. Les bassins d'alimentation sont réduits et ne permettent pas la mise en place d'un écoulement concentré. Ces cônes sont donc en grande partie hérités de la dernière période froide quand les accumulations plus importantes de neige permettaient la libération à la fonte de volumes d'eau importants.

Il en va tout autrement quand les bassins d'alimentation drainent une surface plus importante comme c'est le cas pour le ravin d'Otxolatzé. Ces vallons sont parcourus par des ruisseaux de plusieurs l/s lors des périodes humides, contribuant à la mise à nu de la roche au niveau du talweg. Des pertes jalonnent le cours des ravins, mais les écoulements se reconstituent en aval. Juste en amont du poljé d'Elsarré, à la confluence des ravins, l'affaiblissement de la pente provoque un ralentissement du flux et un dépôt des débris sous forme de larges cônes de déjection. Une partie des matériaux est absorbée par des pertes actives qui jalonnent la surface de la vallée sèche tandis que le cône est réincisé au rythme des colmatages et décolmatages de pertes (phénomène de recul de pertes).

— Exemple d'empâtement de mégadoline (Belchou)

La mégadoline du Belchou présente un important remplissage colluvial qui colmate irrégulièrement le fond de la dépression. Les versants ouest, nord et est sont essentiellement composés par des marnes oxfordiennes surmontées de calcaires barrémiens et kimméridgiens (fig. 1-7) ; ils ont été complètement déforestés, sans doute depuis le Moyen-Age si l'on considère la morphologie, ce qui a permis le décapage des sols en particulier dans les zones carbonatées du Barrémien et du Kimméridgien qui affleurent au nord sous la forme de lapiés en tables (chap. 2).

Les dynamiques sont particulièrement actives dans les ravins du Belchou avec un entassement des colluvions au pied des versants. Les contacts entre des écrans plus ou moins imperméables favorisent la mise en place de petites sources (chap. 6). Une reprise de l'érosion se manifeste dans le fond du ravin du Belchou, anciennement empâté, par une incision des altérites sur 1,50 m, signe d'une déstabilisation récente. Les matières en suspension et les petits débris roulés par les flots, abandonnés par les eaux moins compétentes au débouché des ravins, forment de petits cônes de déjection terreux passant latéralement au remplissage du fond de la dépression. Il s'agit dans les deux cas d'un dépôt argilo-limoneux brun. La fraction sableuse (éch. 342) montre des fragments noirs millimétriques et anguleux de cuirasse ferrugineuse et des micrograins de quartz (50-150 μm).

Dans le fond de la dépression les eaux disparaissent progressivement par l'intermédiaire de pertes plus ou moins concentrées. Ce sont surtout les versants marneux déboisés qui fournissent les colluvionnements. Au nord, dans le versant boisé des calcaires massifs urgo-aptiens, on n'observe aucun ruissellement. Ce phénomène explique une progression du colmatage allant du nord au sud.

D. Les enregistrements pédologiques et sédimentaires de l'érosion des sols et le rôle de l'homme : l'exemple du poljé d'Elsarré

Les grandes dépressions et les vallées sèches des Arbailles constituent un milieu intéressant car elles ont piégé des sédiments détritiques qui ont enregistré l'histoire récente du massif. Un exemple représentatif a été choisi : le poljé d'Elsarré. Le but est de contrôler si les remplissages qui feutrent le fond de cette dépression ont une origine polygénique, notamment avec une intervention anthropique.

La vallée sèche d'Elsarré forme une sorte de poljé vers la cote 700 m qui est recoupé au nord par la reculée de la Bidouze (chap. 2). Le fond du poljé est recouvert par des épandages de colluvions de 0 à quelques mètres d'épaisseur. La roche apparaît par place sous la forme de pointements isolés (lapiés).

1. Le remplissage du trou aux Barbelés (poljé d'Elsarré)

Un aven (trou aux Barbelés), situé au coeur du poljé d'Elsarré, révèle la séquence complète du remplissage (fig. 8-6). On observe un substratum urgo-aptien irrégulier correspondant au plancher karstifié sous la couverture (crypto-lapiés). Les creux du plancher peuvent avoir jusqu'à 4 m de profondeur.

La séquence sédimentaire limoneuse est formée par deux niveaux principaux. L'étude micromorphologique du niveau inférieur (éch. 241) montre que le squelette est constitué de grains de quartz et de grains roulés de cuirasses ferrugineuses et d'éléments remaniés de paléoremplissage. Le plasma est formé par une masse argileuse sombre recoupée par des fentes de dessiccation. On observe aussi des ferri-

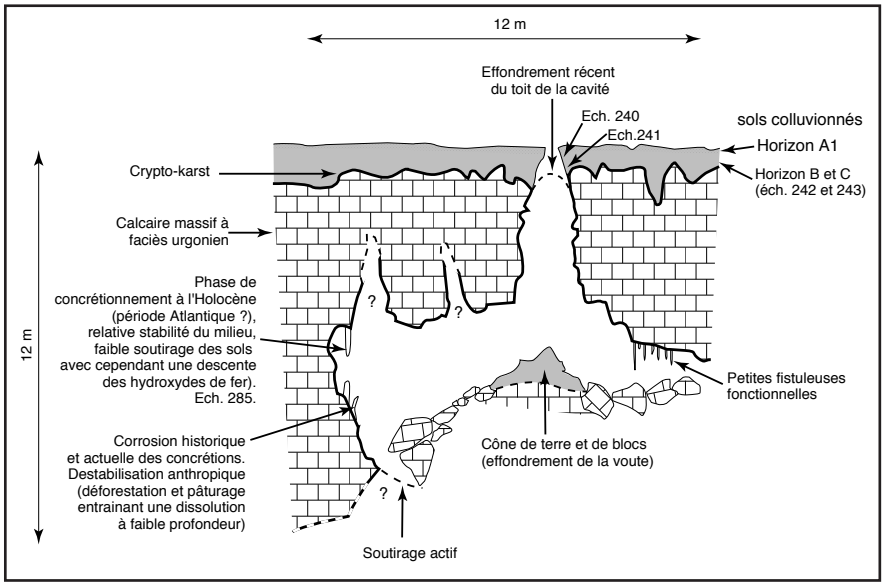


Figure 8-6 : Coupe schématique du gouffre aux Barbelés (poljé d'Elsarré).

argilanes de teinte ocre et du quartz secondaire en remplissage de pore, indice d'un mauvais drainage. Ce niveau inférieur correspond à la partie hydromorphe du remplissage.

Le niveau supérieur moins humide possède une organisation légèrement différente (éch. 240). Des quartz anguleux et des éléments de cuirasse plus ou moins roulés sont noyés dans un plasma argileux. Des fragments de ligneux et des phytolites probablement de graminées sont infiltrés dans les fentes de dessiccation. Le dépôt est surmonté par un sol humique foncé d'une dizaine de centimètres d'épaisseur (A).

L'ensemble du remplissage atteste une importante phase de colmatage. L'absence d'orientation du sédiment (pas de lamines) montre qu'il ne s'agit pas d'un dépôt lacustre, mais d'un sédiment colluvionné, sans indice anthropique, qui pourrait dater de la période tardiglaciaire. Les fentes de dessiccation de la partie supérieure (0 à – 2 m) ont permis l'infiltration de fragments végétaux, probablement au cours de la période historique car les éléments ligneux sont peu transformés. On ne remarque pas d'influence humaine évidente dans la partie colluvionnée (absence de microcharbons de bois). Par contre, le réseau de fentes de dessiccation a dû se développer postérieurement à la grande période de déforestation qui a débuté au Moyen-Âge, facilitant les cycles estivaux d'assèchement.

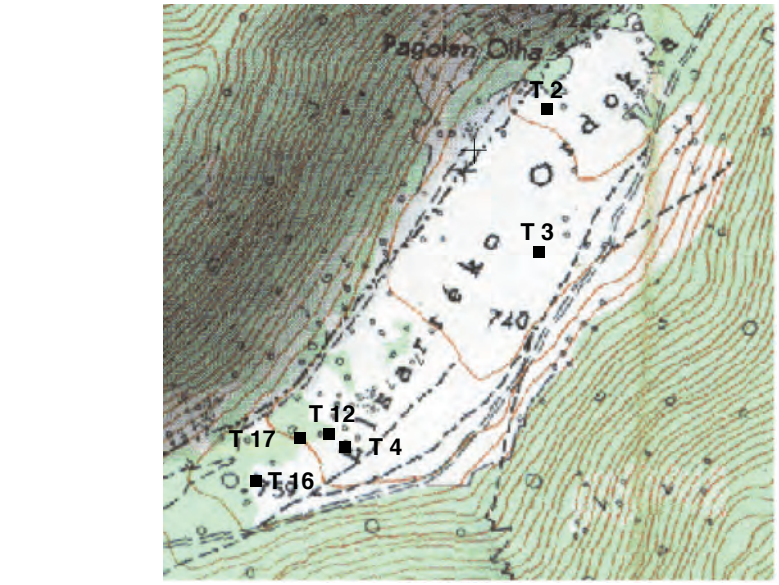
2. Les tumulus, indicateurs d'une occupation ancienne du poljé

Plusieurs types de tumulus ont été étudiés par D. Ebrard [1996] suite aux travaux d'aménagements qui risquaient de mettre en péril ces vestiges. Quelques fouilles complétées par des sondages à la tarière ont montré l'existence de plusieurs sites (fig. 8-7). Ces constructions de plusieurs mètres de large possèdent une architecture simple consistant en un empilage de petites pierres concassées de quelques centimètres de long.

Généralement les tumulus sont recouverts simplement par une faible épaisseur de terre, mais trois d'entre eux sont recouverts par une dizaine de centimètres de colluvions. La partie inférieure des ouvrages fossilisent l'ancien niveau du poljé d'Elsarré. Depuis leur édification des colluvions en provenance des versants voisins ont comblé le fond du poljé sur 10 à 20 cm d'épaisseur et plus.

L'utilité de ces édicules reste incertaine à l'heure actuelle. Les archéologues avancent plusieurs hypothèses : aire de stokage pour mettre à l'abri de l'humidité des denrées diverses, parc à animaux, fondations d'anciennes bergeries ou cayolars. Les deux dernières hypothèses posent des problèmes dans l'état actuel des recherches dans la mesure où l'on n'a trouvé aucun reste d'emplacement de poteaux permettant la mise en place de clôture, ni ruines d'anciens murs effondrés.

Il est difficile aussi de dater ces constructions. La découverte de plusieurs dents n'a apporté aucune précision et l'indétermination reste pour l'instant totale. Cependant, un calage chronologique devrait être possible dans la mesure où les niveaux de pierres concassées sont riches en charbons de bois. Outre l'intérêt archéologique, cette datation permettrait une estimation du colluvionnement et donc de l'importance de l'érosion des sols dans cette partie des Arbailles depuis très longtemps parcourue par les hommes et les troupeaux. D'autres niveaux de charbons situés plus profondément permettront peut-être de retracer l'histoire du poljé sur une période plus longue.



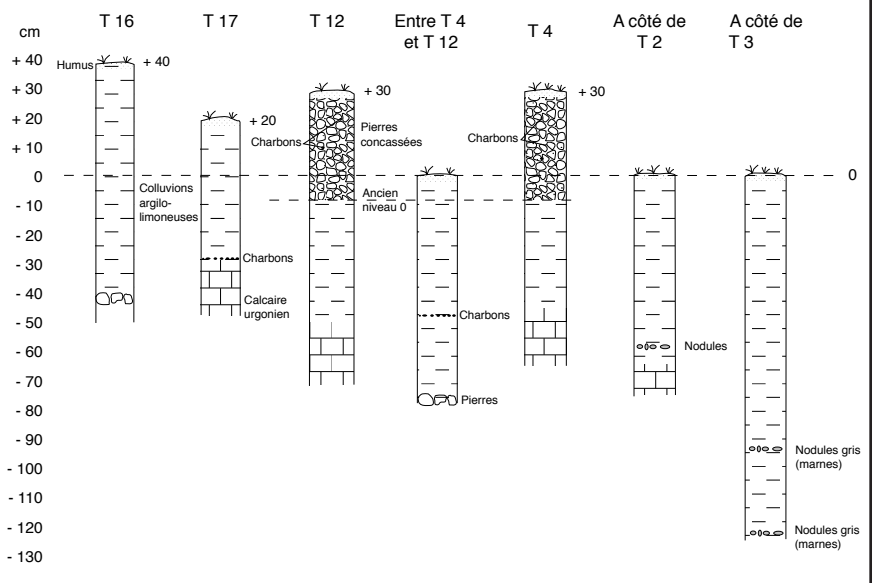


Figure 8-7 : Sondages à la tarière du poljé d'Elsarré [Ebrard, 1996 ; redessiné et complété d'après les observations de l'auteur]. T 2, T 3, T 4 et T 12 : tertres pierreux d'origine anthropique ; T 16 et T 17 : tertres terreux. Les assises planes des tertres 4 et 12 ont été scellées par les dépôts de pierres concassées. Les assises correspondent à l'ancien niveau de la pelouse situé à une dizaine de centimètres en-dessous du niveau de la surface actuelle. Les charbons prélevés à la base de ces deux tertres, à priori contemporains (?), n'ont pas encore été datés par C14. L'utilisation (assises de cabanes, aires de stokages ou de parquage ?) et l'attribution chronologique (du Moyen-Âge au XIX^{e} siècle) de ces constructions ovales formant plate-formes sont encore incertaines.

II. Karst de montagne et aménagements

Jusqu'au XIX^{e} siècle, l'économie des Arbailles était essentiellement liée à une activité pastorale et à une activité artisanale semi-autarcique. Le développement des infrastructures modernes (chemin de fer proche, routes carrossables dans les principales vallées pour relier les chefs-lieux) va modifier cette société rurale en l'ouvrant à la société marchande. Les villages qui formaient des entités agricoles et artisanales à peu près équilibrées, vont se trouver confrontés à la concurrence tout en demeurant pratiquement ruraux.

Les structures existantes, à savoir les commissions syndicales, vont alors s'organiser pour permettre la continuation de la gestion économique des pâturages et des biens forestiers dans ce nouveau contexte. Les impacts anthropiques ont tendance à se renforcer surtout dans les zones les mieux desservies. Cependant, on n'observe pas de grandes déstabilisations des équilibres de la montagne en raison d'un climat humide et doux favorable au maintien de la végétation.

A. Un outil de gestion efficace : les commissions syndicales (annexe 8-1)

1. Les commissions syndicales : des organes anciens et spécifiques remontant à la fin du Moyen-Âge

Le massif des Arbailles est géré par des organes spécifiques et très anciens : les commissions syndicales [Petoteguy, 1972].

Les syndicats de Cize, Soule et Ostabarret sont les héritiers des anciennes institutions de Pays et de Vallées dont le plein épanouissement s'est opéré entre le XV^{e} et le XVII^{e} siècles. Ainsi, la coutume de Soule écrite en 1520 définit le code des usages régissant le droit de jouissance des biens indivis des souletins : les landes, forêts et pâtures appartiennent à tous et sont soumises à la servitude du libre passage du bétail. Sur le plan de l'organisation territoriale, les terres environnant chaque centre d'habitation étaient exploitées par les habitants. Dans les hautes montagnes, les affièvements de cayolars donnaient aux concessionnaires le droit exclusif de gîte et de pâture.

La révolution de 1789 supprima les institutions de Pays et de Vallées. De plus, la Convention décréta le partage obligatoire des communaux (lois des 14 août et 10 juin 1793). Mais peu de populations réclamèrent un partage effectif. Dans l'ensemble, les pâturages et les forêts ne furent pas démembrés et leur statut juridique resta imprécis. Ce vide institutionnel a paralysé leur gestion pendant près d'un demi siècle.

En fait, les habitants des vallées désiraient conserver une gestion communautaire des terres indivises (forêt, pâturages) pour l'élevage. Vers le début du XIX^{e} siècle, la demande de plus en plus forte des populations pour la reconstitution des anciennes communautés remet en avant les syndicats. Ainsi, des «commissions syndicales» appelées à gérer certains biens indivis entre communes furent organisées à partir de 1800 par des arrêtés préfectoraux. Ceux du 13 mai 1809 et du 2 août 1827 instituent respectivement :

- une commission administrative chargée de régir et d'administrer les biens possédés en indivis par les communes du pays de Cize ;
- une commission administrative des communaux de Soule.

Enfin, la loi du 18 juillet 1838 ou loi municipale créa les Commissions syndicales de Baïgorry, Cize, Soule et Ostabarret : «*lorsque plusieurs communes possèdent des biens en indivis, une ordonnance du roi institue lorsque l'une d'elle le réclame, une commission syndicale composée de délégués des conseils municipaux des communes intéressées. Chaque conseil élit dans son sein, au scrutin secret, un délégué, à la majorité des voix, le nombre de délégués est déterminé par ordonnance du Roi. La commission syndicale sera renouvelée tous les trois ans, après le renouvellement partiel des conseils municipaux…la commission syndicale sera présidée par un syndic nommé par le préfet et choisi parmi les membres qui la composent*».

Cette mesure est importante car elle donne aux habitants des communes des moyennes montagnes et du bas pays, membres d'une des commissions syndicales, la certitude de pouvoir toujours pratiquer la transhumance d'été librement et ne plus risquer d'être évincés des pâturages d'altitude par les communes montagnardes.

Sitôt mises en place, les Commissions Syndicales s'ingénièrent à reconstituer la propriété commune. Cela se fit sans difficulté pour Cize et Ostabarret. Il n'en fut pas de même en Soule. Le retour à la communauté de la forêt des Arbailles fut obtenu en 1828, celui de la forêt d'Issitery en 1830, par transactions avec les communes de Camou, Alçay et Lacarry.

2. Les compétences actuelles des commissions syndicales

La loi n° 85-30 du 9 janvier 1985 (dite loi Montagne) relative au développement et à la protection de la montagne dit : «*La montagne constitue une entité géographique, économique et sociale dont le relief, le climat, le patrimoine naturel et culturel nécessitent la définition et la mise en oeuvre d'une politique spécifique de développement, d'aménagement et de protection*». Elle fixe le statut actuel des commissions syndicales. Elle leur donne la personnalité morale : «*Lorsque plusieures communes possèdent des biens ou des droits indivis, il est créé pour leur gestion des services publics qui s'y rattachent, une personne morale de droit public, administrée… par une commission syndicale composée de délégués des conseils municipaux des communes intéressées et par les conseils municipaux de ces communes.*»… «*La commission syndicale et le syndic assurent l'administration et la mise en valeur des biens et droits indivis. Leurs attributions sont les mêmes que celles des conseils municipaux et des maires en pareille matière*» [Journal Officiel du 10 janvier 1985, L. 162-1 et 2]. Le nombre des délégués syndicaux dépend du nombre de communes représentées, non de l'importance de leur population. En Ostabarret, chaque commune est représentée par deux délégués, en Soule et Cize par un seul. Ces délégués élisent parmi eux le syndic (ou président du syndicat) et le vice-syndic pour la durée d'un mandat qui coïncide avec celui des conseillers municipaux. Les délégués sont renouvelés à chacune des élections municipales.

Les commissions syndicales sont restées longtemps peu dynamiques. Leurs moyens financiers, provenant essentiellement des taxes de pâturages, étaient faibles. Leur action principale se bornait à permettre aux éleveurs de se rendre dans les estives. Mais, à partir des années 60, parallèlement à l'augmentation de leurs ressources, elles vont s'engager dans une véritable politique de mise en valeur des espaces montagnards (annexe).

B. Le désenclavement des Arbailles et l'accentuation des déséquilibres

Le développement de la montagne pour une économie ouverte exigeait la création de chemins carrossables, condition fondamentale d'une meilleure valorisation

agricole et forestière de la région. Ces voies étaient nécessaires pour remplacer les sentiers escarpés utilisés jusqu'aux années 1950/1960 par les bergers [Julien, 1994]. Il fallait compter avec la disparition rapide de toute main d'oeuvre disposée à travailler dans un cadre trop archaïque.

La construction des routes et de pistes depuis plus de 30 ans constitue un nouveau point de départ pour la mise en valeur des Arbailles tout en accentuant les déséquilibres dans l'exploitation des ressources (fig. 8-6).

1. Historique des travaux

Au début des années 60, le réseau des routes et la voirie agricole des Arbailles étaient en mauvais état. Quasiment aucun chemin n'était carrossable pour les véhicules motorisés. En montagne, n'existaient que les sentiers des troupeaux et chemins muletiers. En 1963, les commissions syndicales de Soule et de Cize représentaient la plus grande surface continue du territoire français dénuée de routes carrossables [Chimits, 1966].

Au milieu des années 60, les commissions syndicales prennent conscience du rôle qu'elles peuvent jouer et de la chance que représente leur structure pour réaliser un aménagement routier global et cohérent. Les travaux, effectués essentiellement par des entreprises locales, ont pu être menés rapidement, une seule autorité ayant la maîtrise de tout l'espace. Les grands axes ont eu la priorité, la desserte des cayolars et de certains massifs forestiers est intervenue ensuite.

Le réseau s'est constitué essentiellement entre 1965 et 1990. En Cize, la route allant de Mendive à la fontaine d'Otxolatzé par le sud du pic Béhorléguy est réalisée en 1966. Cette route est complétée en 1969 par un tronçon descendant jusqu'à Béhorléguy par le col de Landerre. L'ensemble goudronné en 1972 forme la route départementale 117. Les différentes bretelles réalisées entre 1976 et 1980 et le plus souvent empierrées desservent une dizaine de cayolars. La route de Lécumberry à Hosta, réalisée par les communes d'Hosta et de Lécumberry, est le seul axe méridien des Arbailles.

En Soule l'axe majeur, représenté par la route Aussurucq-Ahusquy qui rejoint le tronçon cizain, est ouvert entre 1965 et 1968, goudronné en 1969. Sur ce dernier se greffent des bretelles empierrées qui desservent les cayolars, des voies pénétrantes pour l'exploitation de la forêt (Tartassu, 1985-88, Pré lapitz, Zouhourtia) et des routes de liaison (Burdin Olatzé - Irati par le col d'Arhansus, Potcho - Alçay par le col d'Arangaitz).

La route vers les pâturages de Bosmendiette, commencée en 1965, est poursuivie de 1967 à 1971. A partir d'elle une longue piste dessert les bois de Mayrulle et de Zouhoure.

En Ostabarret, les travaux ont pris au départ quelques retards : en 1989, il n'existe encore que deux chemins qui atteignent le col de Zuharry et Kumbo, auxquels s'ajoute la route forestière de la Bidouze. Depuis les travaux ont permis de desservir tous les cayolars et le secteur de Belchou est traversé par les pistes Bihurria-Zuharry et Hosta-Zuharry, inaugurées en 1994.

Les travaux actuels consistent surtout en des réfections.

Photographie 8-9 : La construction de la route du col d'Ibarburia au col Burdin Olatzé a fragilisé le versant très raide de la vallée d'Azaléguy. Les glissements de terrain interviennent à la fonte des neiges ou durant les fortes pluies. Ces phénomènes sont fréquents sur le tronçon Ibarburia-Inharpu.

2. Conséquence sur l'environnement

a. Les impacts paysagers

Les assises des routes sont en général assez larges (6 ou 8 m) et trois mètres au moins pour les chaussées les plus petites. Pour éviter les fortes pentes et les ouvrages d'art les déroulements sont longs à flanc de montagne. Les saignées fraîches défigurent le paysage et leurs talus qui rompent la pente naturelle sont propices aux éboulements alors que la végétation ne regagne pas sur les sols stériles ou instables. Les glissements de terrain générés par la coupure de la route dans des terrains très pentus menace périodiquement la route du col d'Inbarburia au col Inharpu notamment pour le tronçon situé en dessous d'Ahusquy (photo 8-9).

b. Augmentation de la fréquentation touristique

Les grandes transversales Mendive-Aussurucq et Iraty-Ahusquy sont particulièrement fréquentées par les touristes durant l'été et par les chasseurs

en automne. Les véhicules les plus nombreux sont les voitures de tourisme. Cependant, nombreux sont les 4 x 4 et les motos tout terrain. Interdiction est faite aux véhicules tout terrain de s'aventurer dans les pâturages en raison des dégâts énormes que ces engins font subir au sol. Cette interdiction si peu respectée dans la plupart des massifs n'est pas ici outrepassée trop régulièrement du fait de la vigilence active des bergers et des gardes forestiers.

c. Impact des routes sur l'érosion et problème de protection des eaux

Le bon état des pistes des Arbailles est trompeur et ferait croire à une faible érosion. Or l'état des routes et des pistes est plutôt révélateur des travaux menés chaque année par les commissions syndicales et l'Office National des Forêts.

En effet, tous ces chemins aux pentes relativement fortes se dégradent vite d'autant que l'entretien des fossés n'est pas parfait et que de toute façon les terrassements jeunes ont besoin de l'épreuve du temps pour se stabiliser. Pour limiter l'érosion, le syndicat de Cize (Belchou) revêt ses chemins avec des marnes rouges du Trias. En Cize et Soule, les routes sont empierrées avec des cailloux de calcaire dur concassé. La présence d'un liant (terre argileuse) est favorable pour une meilleure tenue dans le temps [G. Rivet, comm. orale]. Un bon investissement permet de faire des économies sur l'entretien. Une route est réalisée pour environ dix ans. Après, même si l'entretien courant a été bien fait, il est souvent nécessaire de la reprendre. Les orages sont particulièrement destructeurs et provoquent d'importantes ornières (photo 8-10).

Les routes goudronnées (tricouche), si elles possèdent un empierrement suffisant et un bon assainissement, se dégradent beaucoup moins vite. C'est pourquoi, elles ont la préférence des aménageurs d'autant qu'elles constituent les investissements les mieux subventionnés.

Il est difficile de démontrer l'impact exact de la construction des routes sur la turbidité des sources en l'absence de mesures précises. Certains propriétaires se plaignent d'une augmentation de la fréquence des troubles de leur source depuis l'établissement des routes [F. Anso,

Photo 8-10 : La route qui monte au sommet du Belchou a été contruite dans les année 1980. La destruction de la couverture herbacée a permis la concentration des écoulements d'où le creusement de profondes ornières au détriment de la couverture d'altérites puis des marno-calcaires oxfordiens. Les eaux de ruissellement s'infiltrent quelques mètres en contrebas au fond d'une doline-perte impénétrable située dans les calcaires massifs du Dogger.

Photo 8-11 : Le cayolar moderne d'Héguilloré est situé au nord de la vallée d'Ibar Naba, avec un mur en parpaing, un toit en schingle et une citerne d'appoint.

Photo 8-12 : Le cayolar d'Héguilloré est équipé d'un vaste hangar pouvant accueillir jusqu'à 400 brebis. L'aire cimentée non couverte peut servir éventuellement d'aire de parquage. L'avancée du toit protège le pédiluve. Un plan incliné facilite la sortie des bêtes. Il est coloré en vert, couleur des produits sanitaires utilisés pour désinfecter les sabots des moutons.

hôtel Garaybie, comm. orale], sans qu'il soit possible de vérifier les faits en l'absence de suivi dans le temps. Cependant, les observations de terrain montrent que la concentration des écoulements dans les ornières des routes ne peuvent pas être sans conséquence sur les circulations souterraines. Les matériaux composés de cailloutis et d'argiles sont entraînés par les flots et absorbés par les nombreuses pertes qui existent en bordure des pistes comme le trou de l'Arbre dans le poljé d'Elsarré ou les pertes du ravin d'Otxolatzé. Or ces conduits sont en relation directe avec les circulations souterraines.

Maintenant, que tous les cayolars sont desservis, la construction des routes est fortement ralentie d'autant que la voirie coûte chère aux collectivités sans créer de ressources financières directes. Mais, les routes bien entretenues sont indispensables au maintien d'une activité pastorale et forestière. Par contre, les décisions d'ouverture de nouveaux axes devront prendre en considération les impacts négatifs que les travaux pourraient faire subir aux ressources en eau.

Photo 8-13 : Feu courant pour éliminer les plantes indésirables, vallon d'Eltzegagnia (avril 1996). Les feux pastoraux sont une pratique courante sur les Arbailles. En détruisant la végétation, ils favorisent le travail de l'érosion.

C. Equipements pastoraux et forestiers pour une gestion améliorée d'un massif karstique

A partir de 1960, les syndicats des Arbailles ont adopté une politique de relance des activités sylvo-pastorales afin de retenir sur place la population rurale et de perpétuer l'exploitation d'une montagne menacée d'abandon.

1. Les aménagements pastoraux

Les routes permettent la construction de nouveaux cayolars beaucoup plus confortables en facilitant l'acheminement de matériaux modernes (Héguilloré, photo 8–11). Couvrant une surface de l'ordre de 100 m^2, ils comportent une salle commune, une ou deux chambres et une salle d'eau (douche et WC). Les murs sont en parpaings, le toit en tôle ondulée ou en schingle (matière synthétique goudronnée noire). L'électricité est fournie par des panneaux photo voltaïques qui alimentent une batterie. L'eau courante (pas toujours potable) est mise à disposition par d'importants travaux d'adduction si besoin (chap. 7).

Divers aménagements permettent de faciliter le travail quotidien du berger.

Des baignoires sont aménagées pour le traitement antiparasitaire externe des brebis. Pour lutter contre les maladies du pied des ovins, des pédiluves sont construits près des bergeries (photo 8-12). Il s'agit de baignoires profondes d'une dizaine de centimètres que les bergers remplissent de désinfectant avant d'y faire passer les bêtes (chap. 7).

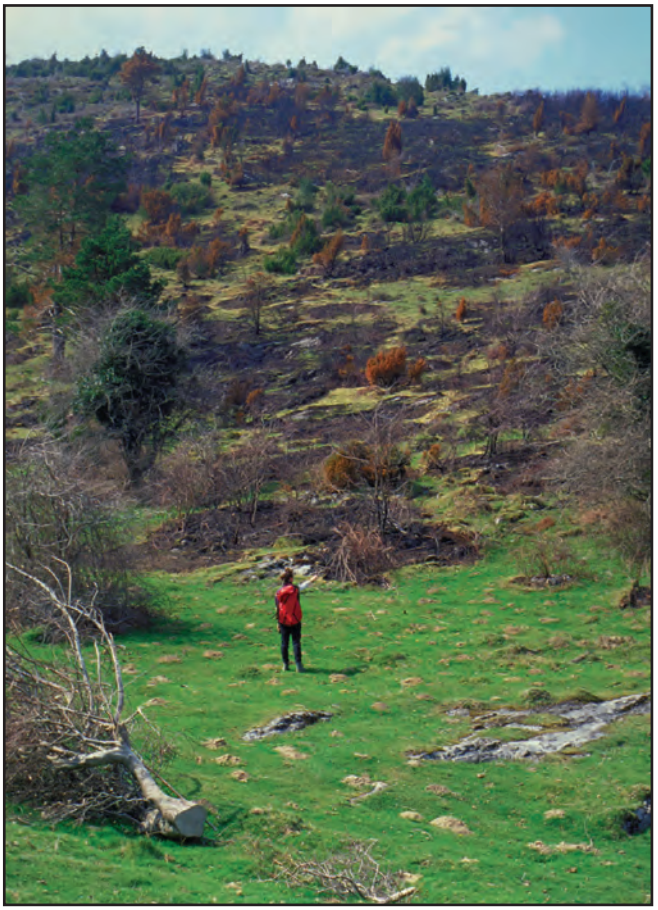


Photo 8-14 : Le vallon d'Eltzegagnia après le passage des feux pastoraux. Seuls les arbres les plus hauts ont pu résister aux flammes. C'est pourquoi, certains épineux de grande taille sont éliminés à la tronçonneuse (aubépine au premier plan).

Certains cayolars sont équipés d'une aire de traite cimentée complétée parfois par un abri (photo 8-12) : bâtiments de 150 à 200 m^2 d'architecture basse pouvant accueillir 300 à 400 brebis (cayolar Olhatzarré). La traite s'effectue toujours à la main, mais la cadence se trouve accélérée (120 à 130 brebis en une heure) grâce à l'installation d'une caisse à traire permettant de rester assis à la même place.

Dans les cayolars neufs, le saloir à fromage cimenté, construit aux normes européennes, pose souvent des problèmes. En effet, la fermentation s'y réalise mal, les fromages ayant tendance à pourrir et à devenir insipides. Le sol battu traditionnel et les murs de pierres sèches étaient bien meilleurs pour la maturation du fromage au goût bien typique. Cette difficulté n'est pas propre aux Arbailles. On la rencontre, par exemple, dans les Pyrénées orientales avec les fromageries modernisées pour le traitement du lait de chèvre.

Photo 8-15 : Enlèvement des grosses pierres et nivellement au bulldozer du patûrage du poljé d'Elsarré le 7 janvier 1996. Cet aménagement, conduit par le syndicat de Soule, fait partie d'un vaste plan d'amélioraton des estives. Ce type d'intervention pose cependant quelques problèmes : destruction de sites archéologiques (tertres 10, 11, 13 et 14) [Ebrard, 1996], fragilisation de la végétation et des sols avec risque d'augmentation des soutirages et de la turbidité aux émergences de la Petite et Grande Bidouze.

Le problème de la conservation et de l'amélioration des pâturages se pose de manière impérieuse. Plusieurs méthodes sont actuellement utilisées :
- le feu courant, la plus simple d'utilisation et la moins coûteuse. Elle permet d'enrichir le sol grâce aux cendres (acides), favorise la germination ultérieure des graminées tout en supprimant les plantes coriaces [Gény, Waechter et Yatchinovsky, 1992] (photos 8-13 et 8-14);
- le parcage nocturne qui consiste à rassembler le bétail la nuit sur une surface à améliorer. La végétation est piétinée ce qui élimine les ligneux indésirables et la terre est fumée par les déjections ;
- le desherbage sélectif qui permet d'éliminer tout ou partie des espèces indésirables (essai de destruction de la fougère et d'autres plantes vivaces à Elsarré) ;
- le broyage des ligneux sur les terrains accessibles aux engins (Otxolatzé) ;
- l'enlèvement des grosses pierres et un nivellement au bulldozer (Elsarré, photo 8–15) ;
- le semis et la mise en défens (clôtures électriques) des zones où la qualité de la végétation est médiocre, ou après le passage du girobroyeur ou du bulldozer (Elsarré). Le choix des semis est important, les graines des prairies artificielles donnent un herbage qui disparaît au bout de trois ans là où l'herbe de montagne résiste et s'étend.

Actuellement, les estives des Arbailles, comme l'ensemble des estives basques, sont parmi les mieux équipées de France. Est-ce l'assurance d'un long avenir ?

2. Historique de l'utilisation de la forêt

Sans l'intervention de l'homme, le manteau forestier recouvrirait l'ensemble du massif des Arbailles. Cependant depuis l'époque romaine où la forêt était encore trés présente dans toute la région, elle a reculé principalement sous la pression agropastorale (photo 8-16). D'après les travaux récents réalisés par les forestiers [Office National des Forêts, 1994 ; Baffalio, 1995], on peut distinguer quatre périodes intimement liées à l'histoire du Pays basque.

a. Du Moyen-Âge à 1827, une exploitation anarchique

L'élevage constitue alors la ressource essentielle des populations locales. La forêt est exploitée sans ménagements :
- à proximité des villages, elle est fortement mise à contribution : bois de chauffage et de charpente, cueillette des fruits, passage des troupeaux ;
- en montagne où le pastoralisme n'est que saisonnier, elle est juste traversée par des sentiers muletiers qui conduisent aux cayolars.

A la fin du XVII^{e} siècle, deux routes carossables seulement permettent d'approcher le massif : route de Mauléon à Aussurucq et de St-Palais à St-Just-Ibarre.

Les conséquences sont : l'élimination des conifères sensibles au feu et à l'abroutissement ; la sélection des feuillus surtout hêtres et chênes.

Les techniques culturales sont la taille en têtard (émondage périodique, à 3 ou 4 m du sol, d'arbres constituant une futaie claire), le sartage (clairières maintenues par le feu), le soutrage (enlèvement de la fougère, de la bruyère pour la litière du bétail). Les coupes principalement affouagères (satisfaction des besoins en bois de chacun) sélectionnent les arbres jeunes et vigoureux entraînant un vieillissement de la forêt.

b. 1827-1920, le Code forestier et ses conséquences

Le Code forestier promulgé en 1827 va permettre une réelle délimitation des parcelles forestières et un diagnostic. Les peuplements sont hétérogènes. Les arbres têtards et mal conformés sont abondants en bordure du massif, près des cayolars, le long des chemins. Les premières

Photo 8-16 : Nanisme et forme en «balai» de la végétation (Bosmendiette). Les arbres, soumis au broutage intensif des troupeaux, présentent des formes caractéristiques.

recommandations vont dans le sens d'un «état jardiné» et préconisent l'élimination des têtards et des vieux bois, la réalisation de coupes de régénération et d'éclaircies dans les peuplements les plus parcourus. Mais, la population locale qui se sent privée de ses libertés de jouissance de la forêt entre alors en conflit avec l'administration. Finalement, les communautés obtiennent la mise hors plan forestier des forêts proches des villages et le droit de parcourir les forêts éloignées pour accéder aux estives.

Dès le XVIII[e] siècle, la forêt va connaître des changements consécutifs à la production de charbon de bois pour l'industrie. Plus de 50 ouvriers travaillent avec l'assistance d'une quinzaine de mulets pour les transports. Des activités artisanales se développent pour s'éteindre vers 1930 : fabrication de sabots et de quilles à jouer, de cercles à tamis, de bardeaux (fig. 8-3).

c. 1920-1960, l'emprise de l'administration forestière et le règne du cable

La gestion des forêts des collectivités publiques est mieux prise en main par l'administration en raison d'une pression moins forte exercée par les populations consécutivement à :
- la fragilisation du système pastoral (exode rural et guerre de 1914-18) ;
- la diminution de la demande en coupes affouagères, le feu de bois étant remplacé par la houille, au moins pour les applications industrielles ;
- l'intérêt financier escompté de la production de bois d'oeuvre.

Le cable commence à être utilisé dans les années 1920 et va être employé par les sociétés d'exploitation de façon plus ou moins intense en fonction du relief. Il conduit aussi bien à la régularisation des peuplements que parfois à leur pillage.

d. 1960-1997, développement du réseau routier

La forêt domaniale est dorénavant gérée par l'Office National des Forêts qui pèse aussi sur les domaines communaux et privés par sa compétence et par pression administrative du fait de son rôle dans l'attribution des aides. Les forêts sont découpées en parcelles et les coupes se font selon des plans d'aménagement de longue durée. Tous les ans, l'Office National des Forêts dresse une liste des prévisions des coupes et des travaux. Les commissions syndicales acceptent ou refusent. Grâce en partie au Fonds Forestier National, les communes et syndicats propriétaires s'engagent dans des programmes importants d'infrastructure routière. Les dessertes forestières sont développées principalement dans le secteur nord moins lapiazé. Les forêts d'Ordiarp, d'Aussurucq dans sa partie nord et le canton d'Oihanbeltza (forêt syndicale de l'Ostabarret) sont bien desservis.

Ainsi, le passé continue de peser lourdement sur l'état de la forêt des Arbailles, soit qu'elle ait été maltraitée au profit du pastoralisme, de l'artisanat, de l'industrie charbonnière, des coupes rases (cable), soit qu'elle ait été négligée par manque de desserte comme à Hasgagnia, d'où ont résulté un clairièrage désordonné, un vieillissement des peuplements, un appauvrissement assez général. Actuellement les 4 535 ha relevant du Régime Forestier sont constitués de :
- peuplements productifs (22 %) ;
- peuplements productifs potentiels (28%), les difficultés d'accès empêchant leur exploitation ;
- peuplements dégradés (5 %) abandonnés à la nature ;
- peuplements non productifs (45 %) à vocation de protection (friches, landes…) [Office National des Forêts, 1995].

III. Conséquences de la mise en valeur sur les équilibres en montagne

Au cours du XXème siècle, avec le développement des routes et des pistes, l'exploitation plus sélective de la forêt et du pastoralisme a accentué les déséquilibres. L'exploitation forestière privilégie désormais les secteurs les plus faciles d'accès alors que les forêts sur lapiés, difficilement exploitables, sont désormais laissés à la régénération naturelle.

Les estives mal desservies sont à l'abandon, d'où un embroussaillement progressif. A l'inverse, les activités pastorales se concentrent désormais dans les zones proches des pistes provoquant des problèmes de surpâturage et d'érosion des sols. L'études des sols prouvent l'impact des feux courants dans la dynamique récente des versants.

A. La gestion actuelle de la forêt

1. Rôle de la forêt dans la protection des espaces fragiles du karst

L'histoire de la gestion forestière depuis au moins un siècle s'est traduite par une succession d'à-coups avec des alternances de périodes de capitalisation de peuplements et de périodes de purge en corrélation avec l'apparition de techniques nouvelles d'exploitation et de débardage (cables, pistes, machinisme). Selon les secteurs, l'hétérogénéité, que l'on peut qualifier de naturelle due à la diversité des sols, a été maintenue ou même accentuée et la forêt présente aujourd'hui une grande diversité de flore et de faune.

La protection de l'environnement devient une préoccupation aussi nouvelle qu'impérative, prioritaire vis-à-vis des objectifs antérieurs, ce qui s'explique par plusieurs constatations.

Après un effondrement total avec une mévente persistante entre 1980 et 1992, le marché du bois est redevenu dynamique à partir de 1994. Mais déjà à nouveau les coupes se vendent mal. La neige de l'hiver 1997 par exemple a mis à mal beaucoup de peuplements entre les altitudes de 500 et 600 m en versant nord (zone de neige lourde) et les forestiers ne trouvent pas d'acquéreurs pour les coupes imposées par les intempéries. Les prix pratiqués sont bas [G. Rivet, comm. orale].

Les revenus offerts aux propriétaires par la filière bois restent incertains.

Le bois de chauffage trouve difficilement acquéreur s'il est offert un peu loin des villages malgré un prix au stère attractif. En raison de la douceur du climat, les maisons sont peu chauffées et le bois récupéré sur les parcelles privées suffit souvent aux habitants.

Au cours des vingt dernières années, les réseaux de routes et de pistes forestières ont été considérablement développés. Leur densité paraît avoir atteint un niveau suffisant et à ne pas dépasser notamment sur les secteurs les plus lapiézés. La seule grande infrastructure réalisée depuis 1985, la piste forestière de Thartassu, a montré la difficulté des travaux : quatre fois plus d'explosifs nécessaires que prévu, dépassement massif du budget alloué… La sortie de bois dans ce milieu de calcaires massifs très fissurés reste pour le moins difficile et non rentable.

Les secteurs dont on pourrait encore envisager l'ouverture exigent de plus en plus d'aménagements techniques du fait des pentes fortes, des accidents des reliefs, des terrains instables et/ou rocheux, des risques d'éboulement alors que le revenu, escompté à long terme, diminue, les peuplements d'altitude étant clairsemés et plus lents à se développer.

Outre la non-rentabilité, deux circonstances nouvelles vont à l'encontre d'une organisation rationnelle totale de la forêt pour la production de bois.

Les crédits alloués pour l'aménagement forestier des montagnes sont réduits au profit de la reconversion vers la forêt des terres de plaines délaissées désormais par l'agriculture (plan européen). Ces terres sont parfaitement desservies et la production de bois exploitable y est prometteuse ;

Une opposition est de plus en plus marquée à une extension des travaux, aux motivations diverses dont l'écologie sincère ou l'écologie prétexte. Les arguments non dénués de justes fondements fleurissent :

- l'ouverture même des pistes se fait au détriment du boisement et nuit à l'intégrité de la forêt ;
- chaque ouverture entraîne un accroissement incontrôlable de la fréquentation humaine : promeneurs, chasseurs, ramasseurs de champignons, sportifs… tous ces amis de la nature généralement motorisés ;
- dangers de dégradation de milieux originaux tels les lapiés, la faune et la flore, les vestiges préhistoriques et les circulations d'eau souterraine [Butler, 1987 ; Ebrard, 1995] ;
- toute coupe fragilise la forêt vis-à-vis des troupeaux. Au XIX^{e} siècle, ceux-ci ne pénétraient pas sous la hêtraie où il n'y a rien à brouter. Par contre, les éclaircies où apparaissent l'herbe, les ronces, les rejets attirent le bétail qui lui-même empêche la régénération naturelle des arbres. Les remèdes restent les clôtures et la protection par tube des arbres plantés (le tuteurage est coûteux, plus de dix fois celui du plan à protéger).

Les bergers s'opposent naturellement à toute progression de la forêt. Au printemps 1997, la zone de régénération forestière du versant sud d'Ascune a été détruite par l'incendie.

Peut-on envisager des méthodes d'exploitation de la forêt moins agressives ? L'exploitation classique par tracteurs forestiers a atteint a peu près ses limites en regard de la difficulté du terrain, sauf peut-être ponctuellement aux limites sud du massif en prolongeant les tires existantes et à l'ouest du secteur de Zabozé. Le treuillage, 100 m environ de portée de part et d'autre de la piste, est difficile à cause des obstacles rocheux. Le débardage par câble a connu ses heures de gloire au siècle dernier et au début du XX^{e} siècle, mais sur des sites spécifiques. L'hélicoptère est pour l'instant trop coûteux.

Ainsi, l'avenir de l'importante forêt du massif des Arbailles n'est pas évident à gérer. Le problème serait à peu près similaire dans toute la forêt pyrénéenne si on n'avait dans les Arbailles une imbrication particulière des zones de pâturage et des zones boisées dont certaines sont particulièrement difficiles d'accès en raison du modelé karstique (chap. 2).

2. Espaces forestiers et lapiés naturels

La gestion des espaces forestiers dépend étroitement des conditions du milieu, en particulier de la nature lithologique du substrat qui détermine l'existence ou non de lapiés «naturels» indésirables pour le développement des pâturages et l'exploitation du bois.

a. Types d'espaces forestiers

La prise en compte des nouveaux critères (*supra*) bouleversent les orientations données aux exploitations des richesses forestières des Arbailles.

Actuellement, plus de 50 % des peuplements sont déclarés «de protection». On les trouve essentiellement dans les secteurs où les facteurs physiques du sol sont défavorables et l'accès difficile pour les hommes et leurs machines. Le but est la seule conservation de l'état boisé.

36 % entrent dans la catégorie dite de «production», avec pour objectif une production de bois d'oeuvre (hêtre).

14 % sont en «régénération», amélioration des peuplements médiocres vers une structure jardinée.

Les peuplements productifs actuels et les peuplements productifs potentiels sont proches d'aspect. Ils ne diffèrent réellement que par la densité de leur infrastructure routière.

Les peuplements productifs actuels, bien desservis et exploités sont situés :

- au nord du massif en forêts communales d'Aussurucq et d'Ordiarp (cantons d'Olhaberriette, Zouhourtia…), en forêt syndicale d'Ostabarret (canton d'Oyhanbeltza et Olhatzarré) sur les terrains jurassiques de l'anticlinal d'Hosta ou de la Haute Bidouze. Les peuplements de hêtres sont de belle venue (bois d'oeuvre de qualité).
- au sud du massif, en forêt syndicale de Soule (Bois de Zouhoure, synclinal d'Apanicé).

b. Paysages forestiers et lapiés

— Zones inaccessibles et forêts subnaturelles

Dans le secteur des calcaires massifs de l'Urgo-Aptien, l'affleurement des roches sous forme d'importants lapiés est «naturel» et ne résulte pas d'une érosion due à des défrichements intempestifs. En effet, quelques secteurs dans les Arbailles n'ont jamais vraiment été exploités. On trouve ces forêts «subnaturelles» dans la zone des roches d'Ascune (forêt communale d'Aussurucq), le secteur de Zabozé, sur le versant ouest et la haute surface (forêt syndicale d'Ostabarret) et ponctuellement dans quelques secteurs des lapiés de la forêt syndicale de Soule et de la forêt communale d'Aussurucq (Hasgagnia). Les lapiés couvrent d'importantes surfaces et seules les dépressions retiennent les alluvions, ce qui ne gêne guère la pousse des arbres qui profitent des moindres fissures de la roche pour y développer des racines contribuant ainsi au démantèlement progressif des lapiés. Les arbres se développent particulièrement bien au fond des dolines, mais aussi sur le rebord des gouffres qui procurent à l'arbre l'humidité nécessaire à sa croissance. Le couvert est constitué en quasi-totalité de hêtres communs (*fagus sylvatica*) d'un âge supérieur à 100 ans (peuplements productifs potentiels). Les chablis, ponctuels, permettent la régénération de la forêt. Une demi-heure de marche d'approche est nécessaire pour atteindre ces peuplements. Aucune exploitation, aucun entretien n'ont été faits depuis 50 ans au moins, 200 ans pour certaines zones.

Sans pouvoir parler de forêt primaire, on peut dire que les Arbailles possèdent des espaces forestiers revenus à un état naturel, c'est-à-dire d'équilibre concurrentiel des végétaux. Ce fait, dû aux particularités morphologiques du terrain, est assez rare en France pour être souligné.

— Espaces forestiers de la zone centrale

Les lapiés de la zone centrale du massif concernent donc des reliefs divers : versants, replats, dolines, barres rocheuses, failles, champs de rochers…. Le calcaire rend difficile la création de routes et exige une plus grande densité de pistes d'exploitation pour le débardage. Les peuplements y sont hétérogènes. Leur nature dépend de l'exposition et de la position topographique. Les arbres peuvent être bien venants en exposition nord où la fraîcheur maintient une humidité suffisante et dans les cuvettes où les débris végétaux et les colluvions s'accumulent. Sur les hautes surfaces, les crêtes et en versant exposé au sud, les sols sont très superficiels voire quasi inexistants et les peuplements sont clairsemés, composés d'arbres rabougris mélangés d'espèces plus ou moins rupestres. La régénération du hêtre est très difficile dans les secteurs les plus rocheux.

— Espaces forestiers des bordures

L'anticlinal d'Hosta et le synclinal des Arbailles, constitués essentiellement de

versants, sont techniquement plus simples à desservir et à exploiter que la zone des lapiés. La création d'une route forestière, bien que parfois rendue difficile par la présence de calcaires durs, est techniquement réalisable. De plus le débardage des bois ne nécessite qu'une densité normale de pistes d'exploitation ; une piste tous les 150 à 200 m est suffisante sur versant. Sur ces deux unités géologiques, les peuplements sont donc généralement exploités. La seule exception notable est la présence de quelques peuplements non exploités bien que potentiellement productifs sur l'anticlinal d'Hosta comme la forêt syndicale de Soule, canton d'Issitery ; la très forte pente ainsi que les difficultés de sortie par la vallée étroite de la Bidouze ont fait renoncer à la création d'une route.

Il existe une réelle difficulté technique et économique à la pratique d'une exploitation classique, par routes et par pistes, sur les lapiés des Arbailles. Quelques îlots productifs potentiels restent inexploités au milieu des lapiés qui en gènent l'accès. L'exploitation de la forêt a donc atteint ses limites dans la plupart des secteurs des Arbailles. Vouloir étendre l'exploitation pour des résultats économiques hypothétiques risque de destabiliser des écosystèmes restés préservés en raison de la difficulté des reliefs : escarpements (Haspia), lapiés (Guilembero).

B. Le pastoralisme

Les années 1950 et encore plus 60 marquent le début d'une évolution agricole et pastorale sans précédent. La production, tournée antérieurement vers la consommation familiale, s'ouvre vers l'extérieur. Pour devenir concurrentielle la production a dû se spécialiser, transformation délicate en raison des conditions difficiles créées par le relief karstique prononcé. Les méthodes de production évoluent insuffisamment pour faire face à l'économie ouverte actuelle, marquée par l'européanisation. Les exploitations se trouvent confrontées à un dilemme : d'avantage de travail (augmentation du cheptel et des surfaces cultivées) et moins de personnel (évolution démographique défavorable).

1. Baisse de la main d'oeuvre et conséquences sur les rythmes pastoraux

Le système de la transhumance nécessite une main d'oeuvre nombreuse : un berger isolé qui s'occupe du troupeau et en bas le reste de la famille pour s'occupper de la ferme et notamment rentrer les foins.

Les communes des Arbailles sont caractérisées par une faible densité, le vieillissement, le nombre important de célibataires, le faible taux de natalité (annexe 8-1). La dépopulation est continue et lente (fig. 8-8) ; Aussurucq a perdu 30 % de sa population depuis 1936. Mais il convient de relativiser ces constatations car les villages des Arbailles sont encore vivants alors que d'autres montagnes françaises sont complètement vidées de leur population ou de leur population active traditionnelle avec une relève par le tourisme ou les retraités.

Le maintien de la vie rurale est dû au succès prolongé de l'élevage ovin laitier, aux investissements importants réalisés dans l'aménagement des pâturages et à l'attachement des paysans basques à leur terroir.

Actuellement, le peuplement rural est stabilisé. Jusqu'en 1962, la natalité l'emporte sur la mortalité et la dépopulation résulte uniquement de l'émigration notamment vers l'Amérique du sud. L'exode du pire quinquennat, celui de 1851-1856, peut être estimé à 2 500 personnes pour le pays de Soule entier. Les montagnards des Arbailles, comme ceux de toutes les Pyrénées, vivaient alors dans un état voisin de la misère. Le pays était victime du surpeuplement et toutes les couches de la population ont été concernées par le mouvement d'expatriation, les artisans comme les agriculteurs, mais les plus nombreux à partir sont les hommes jeunes de sorte que le sexe-ratio s'est trouvé déséquilibré. Il en est résulté une baisse précoce de la natalité, étonnante pour une population réputée pour sa fécondité.

Au XX^{e} siècle, la situation se modifie. Depuis les années 1950/60, le bilan naturel est devenu déficitaire, la mortalité l'emportant sur la natalité : vieillissement de la population par suite de la baisse de la nuptialité, beaucoup de jeunes filles quittant les petites exploitations et se mariant hors du canton. Beaucoup d'hommes jeunes restent célibataires par impératif statistique et aussi par célibat de tradition. Celui-ci touche les deux sexes. Il est important au Pays basque puisque quatre fois plus élevé que dans les milieux agricoles de la France entière. Le sexe-ratio du siècle précédent est complétement inversé.

La perte par dénatalité est à comparer à la perte par émigration. Entre 1982 et 90, le solde naturel (naissances-décès) est de –647

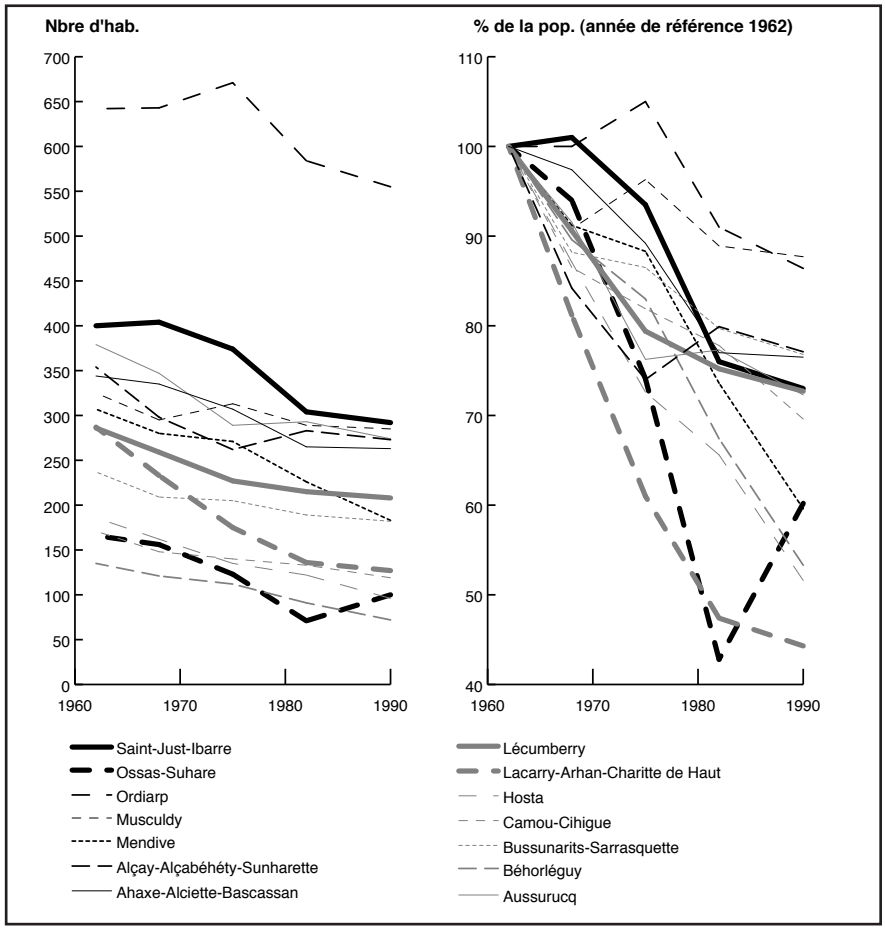


Figure 8-8 : Evolution de la population des communes du massif des Arbailles. Toutes les communes ont perdu des habitants. Cependant, la dépopulation de la moyenne montagne basque reste modérée par rapport à celle observée dans d'autres communes françaises de moyennes montagnes.

et le solde migratoire (arrivées-départs) de -512. C'est donc la structure par âge et par sexes qui a l'effet le plus négatif sur le dépeuplement (l'exode antérieur est le responsable du déficit actuel des naissances). L'exode rural fléchit en Haute Soule depuis le maximum de 1962-68 jusqu'à s'inverser en 1982-90.

Si le bilan migratoire s'est un peu amélioré dans la dernière décennie, les possibilités de redressement du solde naturel (fermeture des écoles) paraissent très faibles en raison de l'important vieillissement de la population.

Les conséquences de l'évolution démographique sont importantes pour l'avenir des montagnes. Peu à peu moins de personnes vivent sur les exploitations agricoles d'où des problèmes de main d'oeuvre sur les estives pour la garde des troupeaux, la traite, le fromage. Alors qu'une exploitation agricole groupait au moins trois générations de personnel agricole avec une tâche bien définie pour chacun, aujourd'hui bon nombre d'agriculteurs sont seuls à mener l'exploitation, sans aide familiale si ce n'est celle occasionnelle et incertaine d'une parenté occupée ailleurs (enfants scolarisés, double activité…). Donc, carence de main d'oeuvre au cayolar et aussi à la ferme.

On constate un écart important au niveau des résultats techniques entre les éleveurs «traditionnels» et ceux dits «productivistes» qui adoptent un schéma d'organisation avec racourcissement de l'estive, voire sa disparition. Convient-il donc de rechercher une modernisation des équipements existants en maintenant la transhumance ?

2. Adaptation de la transhumance aux nouveaux impératifs économiques

a. Les nouvelles donnes

En fait, l'effectif des bêtes et la production animale sont en augmentation dans les Arbailles. Les améliorations à faire ne sont pas quantitatives mais qualitatives avec une utilisation différente des estives. L'évolution est maintenant sensiblement amorcée comme le montre les indicateurs suivants :

— Agrandissement des exploitations

La surface agricole utile moyenne augmente par effet de la réduction du nombre des exploitations avec les pré-retraites et les retraites sans succession. Certains agriculteurs défrichent des terrains inutilisés ou transforment en prairies des labours afin de nourrir plus de bêtes sur l'exploitation même et de moins dépendre des estives.

— Sélection plus rigoureuse et organisation différente du calendrier estival

Selon la méthode traditionnelle les brebis sont luttées en montagne sur la période juin-août et les agnelages débutent en novembre (agneau de Noël et agneau Pascal). Deux ou trois béliers pour 40 brebis. Avec la lutte contrôlée ou l'insémination artificielle on peut améliorer la sélection et aussi diminuer la période des estives, départ plus tardif, retour plus précoce, par contrôle de la période d'agnelage. Ce rythme paraît une meilleure adaptation des disponibilités herbagères aux besoins des brebis en fin de gestation, tout en donnant à l'herbe des répits favorables aux rendements. L'agnelage précoce, en octobre, est favorable sur le plan des prix (offre inférieure à la demande à cette époque).

— Changement au niveau du gardiennage des troupeaux

Les derniers bergers transhumants, agés en majorité de plus de 50 ans, disparaissent progressivement. Les jeunes agriculteurs n'acceptent plus les conditions de vie de leurs parents. Les routes et la motorisation mettent beaucoup d'estives à une demi-heure de la ferme. Il devient possible de redescendre pour aider à l'exploitation, notamment pour la récolte des foins, mais beaucoup de jeunes ne cachent pas que c'est l'ennui qui les pousse à redescendre. Souvent, la transhumance ne concerne plus le troupeau en entier : les agnelles de renouvellement sont gardées sur l'exploitation pour leur donner une alimentation plus riche en vue de la lutte dès la première année, ce qui suppose que les exploitations aient une superficie suffisante.

Les soucis économiques demeurent tenaces. Le lait de brebis se vend à bas prix. Le marché de la viande bovine s'est effondré (vache folle). Les normes européennes imposent des investissements lourds dans les fromageries. Les éleveurs ne pourraient subsister sans les primes (prime compensatrice ovine, indemnité spéciale montagne, prime à l'herbe). Si les

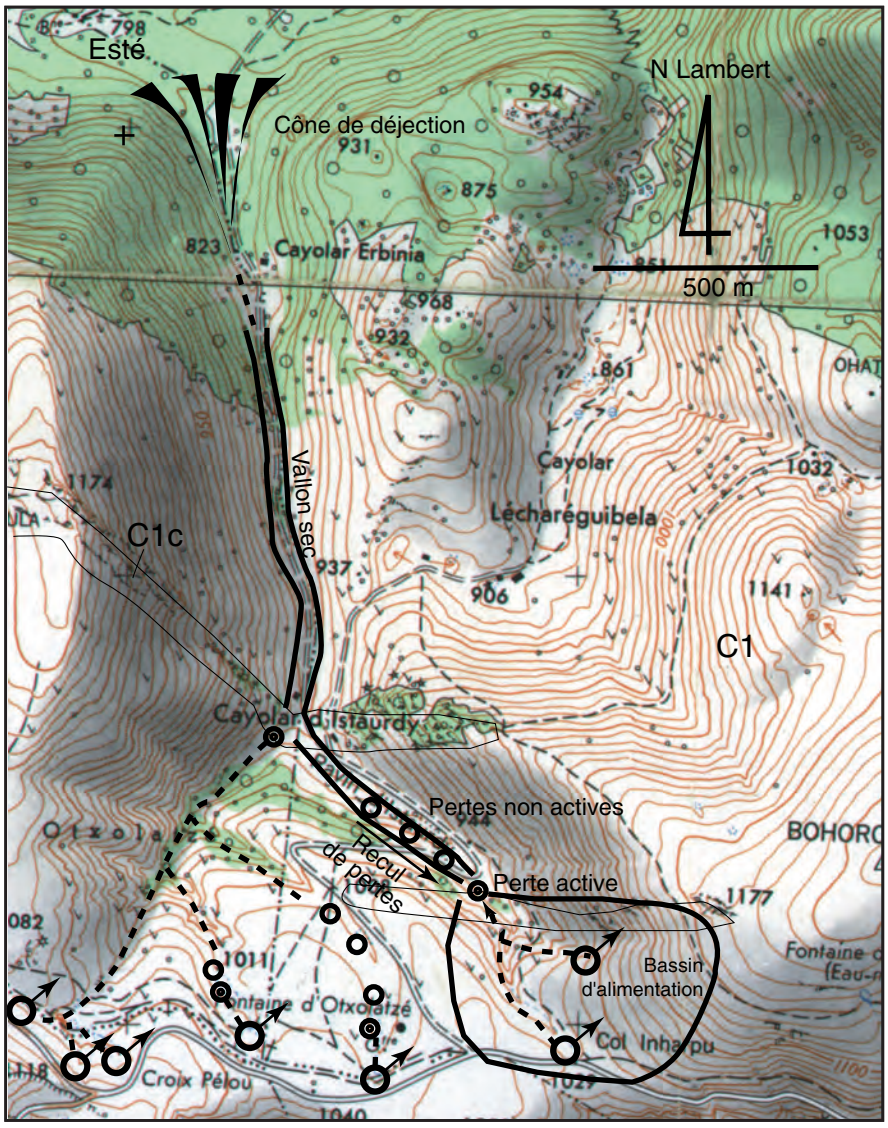


Figure 8-9: Contexte géomorphologique de la perte d'Istaurdy.

aides étaient supprimées, 90 % des exploitations disparaîtraient [M. Courgues, Centre Départemental de l'élevage ovin, comm. orale]. On est en situation d'une agriculture et d'un élevage assistés. Pour beaucoup de travail, le revenu agricole (vrai) est inférieur au S.M.I.C. En complément du revenu agro-pastoral et des aides diverses qui s'y ajoutent, l'exploitant recherche des ressources extra-agricoles : pluriactivité, retraites…

b. Une exploitation de la montagne en mutation

La pratique de la transhumance en Soule a répondu pendant plusieurs siècles à une organisation collective qui n'a plus de réalité.

Notons comme caractères du système ancien :
- la composition collective des troupeaux par regroupement de petits effectifs de Basco-béarnaises et de Manechs Tête Noire ;
- une durée d'estive maximale, rythmée par les conditions climatiques (neige) et homogène pour tous les troupeaux ;
-la traite et la fabrication fromagère dispersées en altitude, pour dégager les petites exploitations agricoles ;
- une acceptation fataliste de rudes conditions de travail : isolement, intempéries.

Déjà beaucoup d'élevages fonctionnent sur d'autres bases :
- réduction de la main d'oeuvre et des postes de travail pénibles ;
- introduction de la race Manech Tête Rousse, originaire des coteaux pyrénéens, meilleure laitière mais plus sensible aux intempéries. Sa présence dans un élevage est le signe d'un effort de rentabilisation laitière. L'agneau et la brebis Tête Rousse se vendent aussi mieux que la Basco-béarnaise dont la carcasse est plus développée ;
- reproduction et sélection suivies par chaque éleveur sur ses terres pour l'obtention d'agnelles de race pure ;
- traite «en bas» pendant toute la saison avec vente du lait aux laiteries. Après collecte et première élaboration en Soule, le fromage devient Roquefort par affinage dans les Causses aveyronnais ou fromage à pâte sèche dans la fromagerie des Chaumes à Mauléon. Le développement du «tourisme du fromage» permet le placement sur les marchés locaux et le commerce de fromages fermiers traditionnels ;
- durée de la transhumance réduite, parfois jusqu'à un seul mois d'estive ;
- regroupement des activités sur l'exploitation, ce qui incite aux agrandissements, terres et bâtiments.

Les deux systèmes décrits ci-dessus sont les cas extrêmes. Actuellement, on se situe à un stade intermédiaire et les cayolars restent encore en activité.

3. Espaces sous-pâturés et surpâturées : les déséquilibres de la montagne

L'augmentation du cheptel et l'abandon des pâturages non desservis par les pistes entraînent des problèmes de surpâturages. Il existe des conflits entre les bergers et les éleveurs dont les troupeaux ne sont pas gardés (divagation des bêtes hors de leur parcours). Souvent la même catégorie d'animaux pâture toujours aux mêmes endroits, ce qui entraîne une sélection des plantes et à terme des déséquilibres et un appauvrissement des herbages. Actuellement, ces déséquilibres entre espaces surpâturés et sous-pâturés se créent et s'accentuent (fig. 8-4 et 5). Des espaces partagés entre les vaches, les moutons et les chevaux seraient moins éprouvants pour les herbages.

a. Abandon des espaces non desservis

De plus en plus livrés à eux-mêmes, les troupeaux pâturent les endroits les plus savoureux laissant épineux et ligneux gagner insensiblement du terrain. Sans intervention les pâturages se trouvent repris par la forêt. Les bergers interviennent périodiquement pour le maintien des espaces ouverts avec leurs tronçonneuses et par beau temps le feu courant permet, au moindre effort, la destruction des plantes tenaces mais non sans inconvénient car la pluie vient nécessairement lessiver les cendres fertilisantes avant qu'un tapis d'herbe ne soit reformé.

L'abandon des zones éloignées des pistes s'amplifie de lui-même, la progression devenant difficile du fait des ronces, des épineux et des rejets pléthoriques. Les éleveurs ne reconnaissent plus les terrains qu'ils fréquentaient il y a une vingtaine d'années. Des abris tombent en ruine.

Les voies nouvelles accaparent le trafic. Les chasseurs eux-mêmes n'entretiennent plus les sentiers. Ils utilisent des 4 x 4 et opèrent par larges battues.

Les communes ont organisé des réseaux de sentiers pour la randonnée pédestre, activité sportive prisée sur le massif. Mais l'entretien en est insuffisant. Pourtant les anciens chemins pastoraux pourraient permettre de dynamiser le tourisme qui est actuellement concentré sur certains sites et certaines curiosités très (trop ?) fréquentés : auberge d'Ahusquy et N. 117, sentier des sources de la Bidouze à partir d'Ur Belcha (aire de pique nique). Quelques professionnels spéléologues offrent leurs services pour la visite de cavités.

Les commissions syndicales considèrent que les utilisateurs prioritaires sont les éleveurs et hésitent à une véritable promotion touristique. D'autant que les éleveurs se plaignent d'une fréquentation déjà excessive de certaines estives cas de la vallée d'Elsarré à la suite de la réfection de la route. Les bergers déplorent l'apparition perturbante des voitures de tourisme. Ils sont pour le maintien en bon état des routes à condition qu'elles leur soient réservées. Pour le tourisme aussi, il faut une volonté et des investissements.

b. Le surpâturage

Les primes ont favorisé l'augmentation du cheptel, sensiblement depuis une dizaine d'années. La surcharge pastorale s'installe sur certaines zones avec plus de 1 Unité Gros Bétail à l'hectare là où 0,5 serait mieux adapté au potentiel fourrager.

— Les conséquences du surpâturage

La concurrence existe entre les différentes espèces animales. Les chevaux, souvent propriété de vétérinaires ou de maquignons ont ici plutôt mauvaise réputation. Les bergers les accusent de pâturer plus ras que les brebis et les vaches et de déraciner les herbes qui mettront 4 à 5 mois pour se refaire. De plus, ils restent en montagne toute l'année, ignorant les règles de la transhumance et rasant l'herbe avant l'arrivée des brebis. A Ibar Naba les bergers rabattent les chevaux au fond de la vallée sèche. Concurrence aussi pour le partage des espaces : pose en 1997 de clôtures séparant Soule et Cize. Antérieurement, le gros bétail de Soule était autorisé à pâturer en Cize du lever au coucher du soleil, la Soule étant surpâturée par rapport à la Cize.

Les pâturages sont dégarnis de légumineuses et appauvris en graminées en cas de fort chargement. La pâture sélective des brebis amène certaines espèces délaissées à se développer comme le nard, plante aromatique dure et coupante, alors que le gros bétail moins difficile élimine une partie de ces plantes moins appétentes. En fait les différentes espèces permettraient une complémentarité de broutage… à condition de pouvoir contrôler leur déplacement. Le gros bétail ne se déplace pas sur les terrains très pentus et accidentés avec l'aisance des brebis.

Les parasites des animaux sont favorisés par la surpopulation, notamment autour des abreuvoirs où le sol est piétiné et humide.

La conséquence est un amaigrissement des animaux dont pâtissent les bovins bien avant les brebis. Les besoins de celles-ci ne

sont pas toujours couverts. Il peut leur manquer jusqu'à 5 kg (10 % de leur poids) au retour des estives. Ahusquy est particulièrement concerné car les parcours ont de faibles surfaces (80 ha en moyenne) supportant jusqu'à 1 200 brebis et aussi chevaux et vaches en grand nombre.

— Des remèdes insuffisants

Pour lutter contre le surpâturage, les commissions syndicales ont durci leur position, mais il est difficile de contrôler le bétail en montagne et la fraude existe (bêtes non déclarées). Citons les mesures principales adoptées :

- augmentation des taxes pour les chevaux et un renforcement des contrôles. Parfois la fourrière passe pour ramasser les chevaux laissés en liberté tout l'hiver. Visiblement ce n'est pas trop dissuasif car en 1997 quelques groupes étaient visibles dans les pâturages. Les chutes de neige, les repoussent vers les vallées ;
- un marquage obligatoire. Pour les ovins une tache de couleur permet d'identifier l'élevage. Pour le gros bétail, le nom du propriétaire et de son village sont inscrits sur les colliers. Des contrôles ont lieu, mais les amendes sont rarement appliquées.
- les règlementations font une distinction entre éleveurs résidant dans une commune du syndicat et les étrangers. Elles varient d'un syndicat à l'autre. En Cize, le pâturage est autorisé, en terre commune, pour les éleveurs résidants et affiliés à la Caisse d'Assurance Maladie. La Soule réserve le bénéfice de la taxe dite souletine aux exploitants domiciliés dans une des 43 communes au titre de propriétaire, fermier ou métayer depuis plus d'un an. Les parts de cayolar (*tchotchs*) ne donnent pas droit aux privilèges souletins. Ostabarret n'a établi aucune réglementation particulière pour ses éleveurs. Cize, Soule et Ostabarret accueillent bovins et ovins étrangers moyennant une redevance plus élevée (de l'ordre de 3 à 4 fois la taxe des locaux pour la Cize). La Soule n'accepte les ovins étrangers qu'après le 1er novembre. L'Ostabarret est le seul syndicat qui permet le pâturage des chevaux étrangers ;
- des dispositions particulières. 21 maisons d'Hosta, situées à la limite Cize - Ostabarret ne peuvent être imposées en Cize de plus du double de la taxe cizaine. Les cabanes Guillembero et Ascarroby à la frontière Cize - Ostabarret, par convention de 1765 créant à cet endroit un Quint et celle d'Itaurdy à la frontière Soule - Cize, paient une taxe inférieure à la taxe étrangère. La commune d'Esquiule, bien qu'en Béarn, jouit du privilège de n'acquitter que la taxe souletine.

Pour l'instant ces mesures n'ont pas résolu les problèmes de surpâturage, notamment durant les étés secs d'où des problèmes d'érosion des sols.

— Une exploitation excessive de la montagne

La surpopulation animale entraîne le martellement des pentes, la formation de terrassettes et une érosion forte sur les espaces mis à nu, le sol étant entraîné vers les dépressions. L'érosion des sols est particulièrement visible dans la vallée d'Ibar Naba qui représente l'espace le plus parcouru par les troupeaux. En exposition sud, la roche affleure partout, le sol ne subsiste que dans les dépressions des lapiés.

Dans certaines zones très pentues (haute vallée d'Azaléguy), les déboisements sont directement responsables des glissements de terrain qui seront très longs à se cicatriser.

c. Enregistrement sédimentaire de la dynamique des pâturages : l'exemple de la coupe d'Istaurdy

Le ravin d'Istaurdy prend sa source au Col d'Inharpu à 1 029 m d'altitude. Il draine un bassin versant inférieur à 1 km^2 situé dans les calcaires marneux albiens (fig. 8-9). L'ensemble de la zone d'alimentation est déboisé et parcouru pendant toute la saison d'estive par d'abondants troupeaux d'ovins, équins et porcins. Les interventions humaines consistent en des mises à feu régulières (une à deux fois par an) afin de freiner la pousse des ligneux indésirables.

Dans le ravin, le débit du ru est irrégulier. Il s'assèche complètement en été ; par contre, lors des violents orages, des périodes pluvieuses ou de la fonte des neiges un flot d'une dizaine de l/s contribue au déblaiement et au creusement de son lit.

Actuellement, les eaux se perdent définitivement à 950 m d'altitude au-dessus de la route pastorale (C.L. : 325,78 - 3094,32). Autrefois, les eaux venaient

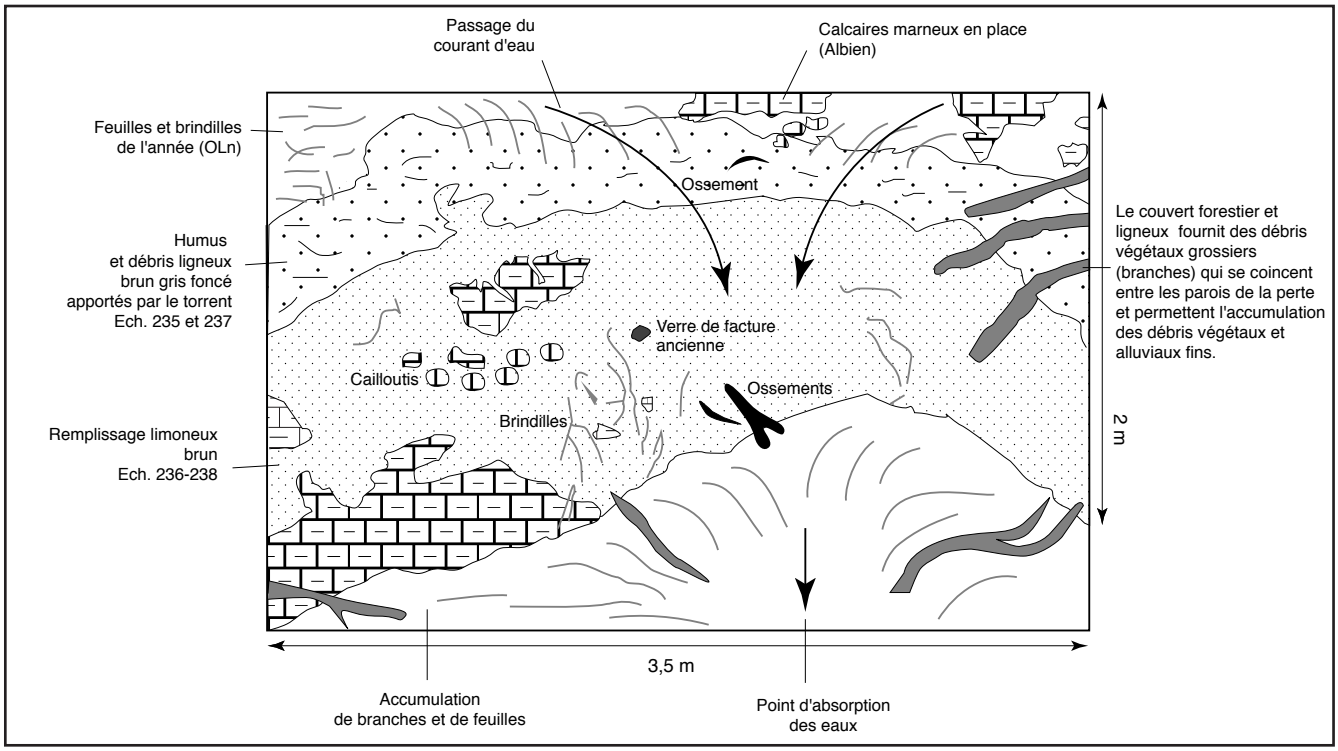


Figure 8-10 : La perte du ravin d'Istaurdy (950 m d'altitude). La perte absorbe d'importants apports hydrologiques et alluviaux du ravin temporaire d'Istaurdy (croquis d'après photographie).

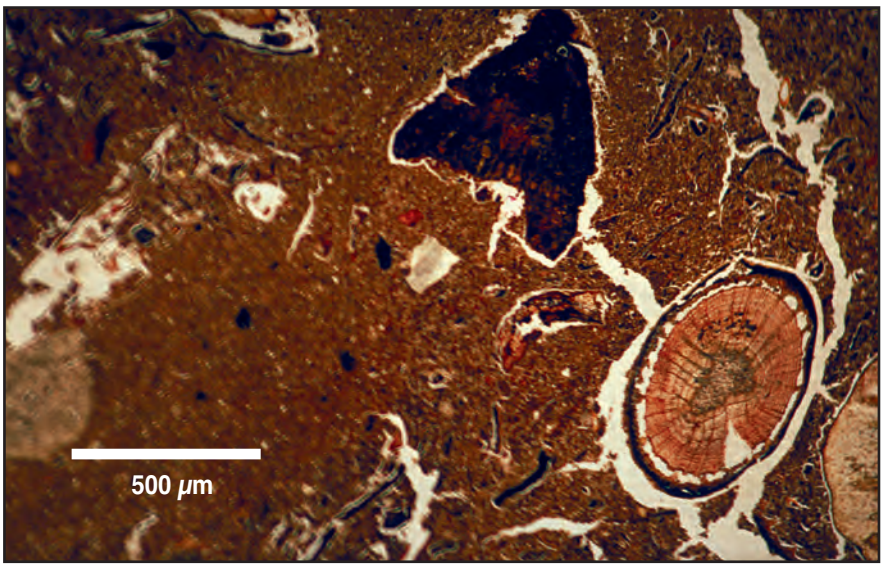


Photo 8-17 : Lame mince du dépôt argileux supérieur de la perte d'Istaurdy (éch. 235) montrant des débris ligneux plus ou moins brulés et de petits charbons de bois résultant des feux pastoraux au cours du XX^e siècle. La masse de fond est constituée par un plasma argileux contenant des microquartz sédimentaires (20 et 200 µm) issus en partie des calcaires marneux albiens (lumière polarisée non analysée).

s'infiltrer en contrebas comme le prouvent les anciennes pertes qui s'échelonnent dans le fond du vallon sec entre le cayolar d'Istaurdy et la perte actuelle (fig. 8-9).

Le point d'absorption des eaux s'est débouché récemment. La perte recoupe un remplissage épais de 2 m constitué à la base d'un dépôt limoneux brun (1,50 m) et au sommet d'une accumulation d'humus brun-gris foncé riche en débris ligneux épais de 50 cm (fig. 8-10).

— Le dépôt inférieur

Il contient des petits cailloux mal roulés, des brindilles, des ossements et du verre grossier de facture ancienne. Ce dernier élément permet de rattacher chronologiquement ce niveau à la première moitié du XX^e siècle. La fraction sableuse observée à la loupe binoculaire montre des quartz anguleux et fibreux, quelques grains ferrugineux et de rares micas.

L'étude de la lame mince de l'échantillon 236 montre un plasma argileux marron et un squelette constitué de grains de quartz (20-300 µm) et des grains de roches roulés allochtones et altérés (1–5 mm) provenant du massif de Mendibelza. On distingue également des grains de cuirasses ferrugineuses et un cortège minéral secondaire (hornblendes vertes, rares amphiboles, sphène). Les micro-charbons de bois sont présents dans l'ensemble de la lame.

— Le dépôt supérieur

Il est constitué d'un humus contenant des ossements, des brindilles et branches en abondance, ce qui permet le maintien de la cohésion de ce dépôt non consolidé. Quelques petits grains de sables constitués de grains ferrugineux roulés et de quartz anguleux ont été récupérés.

La lame mince (éch. 235) montre au centre une masse de fond constituée par un plasma argileux contenant des microquartz sédimentaires (20 et 200 µm) issus en partie des calcaires marneux albiens. Les débris plus importants sont constitués d'un fragment de roche de type quartzite (5 mm) et de quartz à extinction roulante (1,5 mm), preuve d'un remaniement des poudingues et des flyschs de Mendibelza. Les fragments végétaux mal transformés sont nombreux : charbons de bois (1 mm), brindilles à demi-calcinées, débris ligneux et filaments algo-bactériens (photo 8-17).

Les débris calcinés sont présents dans toute la lame ce qui prouve l'impact du feu courant sur l'environnement de la région. Les niveaux les plus riches en matière organique se forment vraisemblablement juste après le passage du feu.

Cette séquence montre une pédogenèse plus évoluée du bas vers le haut. Le profil inférieur montre une masse argileuse abondante, riche en microcharbons de bois. Le profil supérieur, plus récent, présente de nombreux débris végétaux non transformés. L'ensemble atteste d'une permanence des feux pastoraux au cours du XX^e siècle, ce qui favorise l'érosion des sols lors des périodes pluvieuses. L'absence de stratification nette s'explique par l'accumulation progressive de débris ligneux emballés dans des argiles et de la matière organique indifférenciée.

d. Signification générale des crypto-lapiés décapés

Différentes générations de crypto-lapiés sont observables sur les Arbailles. Les grands lapiés forestiers sur Urgo-Aptien, jusqu'à 3 m de haut, sont des crypto-lapiés particuliers caractérisés par des formes en champignon, de petits pinacles et des tables (chap. 2). Les couloirs sur diaclases présentent des racines de sols riches en humus (photo 8-18). Ces lapiés «naturels», localisés dans les forêts subnaturelles, ont été décapés de leur couverture d'altérites sans doute précocement. Durant la dernière période froide (Würm), ces lapiés étaient nus et fonctionnaient sous un climat nival. A partir de l'Holocène, ils ont été colonisés par la forêt. Une épaisse couverture de mousse est responsable de l'adoucissement des formes. Par conséquent, il s'agit de lapiés qui n'ont pas été mis à l'affleurement à la suite de déstabilisations anthropiques. Ce phénomène est important car il explique que la forêt des Arbailles sur les grands lapiés urgoniens ait été une zone répulsive. Sur les bordures du massif, à plus basse

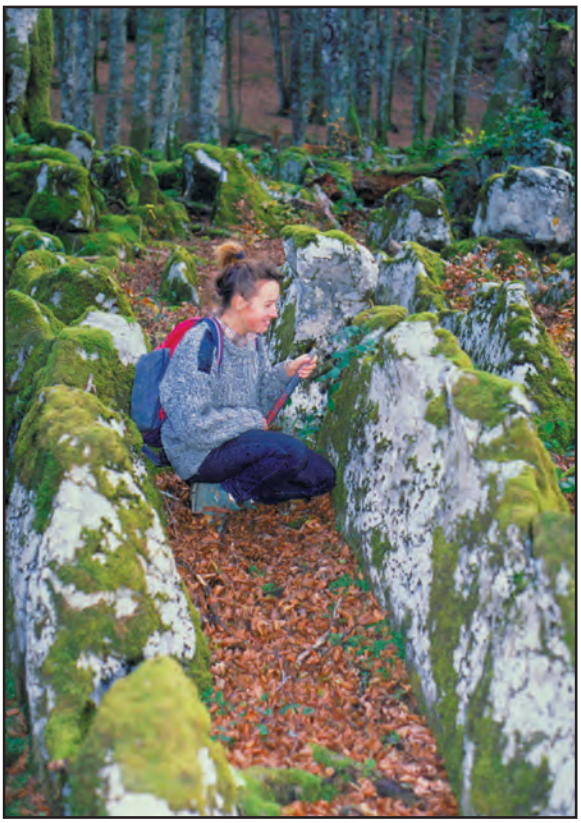


Photo 8-18 : Lapiés forestier d'Esté. Les calcaires urgo-aptiens sont recouverts d'une épaisse couche de mousse contribuant à l'adoucissement des formes. Les couloirs sur diaclases présentent des racines de sols riches en humus.

Photo 8-19 : Les crypto-lapiés décapés de Bosmendiette. Ces formes adoucies indiquent qu'ils ont été découverts au cours de la période historique à la suite de la déforestation et du pastoralisme.

altitude, on distingue cependant des lapiés qui ont été décapés au moins partiellement suite à la déforestation et à la pression pastorale au cours de la période historique (cirque de Camou et Jagui sur la bordure est).

Il en est tout autrement des lapiés sur les calcaires marneux (Oxfordien, Bédoulien, Albien). Il s'agit de crypto-lapiés décapés typiques qui émergent seulement de quelques décimètres au maximum de la couverture d'altérites (photo 8-19). Les formes adoucies et l'absence de véritables cannelures (Rillenkarren) indiquent qu'ils ont été découverts au cours de la période historique à la suite de la déforestation et du pastoralisme. Les lichens crustacés sont de bons indicateurs de l'âge du décapage de ces formes. Les lichens les plus importants peuvent atteindre plus de 20 cm de diamètre et attestent un décapage remontant à plusieurs siècles (photo 8-20).

Conclusion : bilan des actions humaines sur l'érosion des sols

Les phénomènes érosifs existent certes dans le massif des Arbailles. Ils sont la conséquence directe du déboisement des pentes et d'un emploi excessif des feux courants qui contribuent à la dénudation des sols. Ce sont dans les secteurs pentus, surpâturés et exposés au sud que les plantes indésirables sont les plus tenaces d'où un emploi excessif des feux qui ne fait qu'aggraver le phénomène à long terme : rive gauche de l'Apoura et d'Ibar Naba. D'autres secteurs, au sol plus riche et à la couverture herbeuse plus fournie, présentent des estives nettement moins dégradées : flanc sud d'Etchécortia et d'Hauscoa.

Cependant, en comparaison avec le domaine méditerranéen, l'érosion sur les Arbailles reste modérée. De plus, elle ne compromet pas la réinstallation de la végétation quand la pression pastorale se fait moins forte. L'embroussaillement des zones est rapide. Il faut de un à trois ans aux ronces et épineux pour reconquérir le sol, puis progressivement s'installent les espèces arbustives héliophiles comme les genévriers et les noisetiers. La forte pluviosité et l'existence de zones boisées toujours proches permettent une reconquête rapide de la forêt, même si celle-ci est évidemment plus difficile dans les secteurs appauvris des versants sud.

Cette reconquête par la forêt est favorisée par l'Office National des Forêts. Les actions sont directes : procès-verbaux afin de limiter les feux de forêt, clôtures pour favoriser la régénération, plantations. Certaines actions indirectes ont aussi des impacts importants. Les chêvres, espèce trop destructrice pour les arbres, ont été progressivement éliminées des troupeaux. Un seul troupeau de chèvres subsiste dans le cirque karstique de Camou.

Cependant, le surpâturage dans certaines zones des Arbailles reste important. La concentration actuelle des activités autour des secteurs les mieux desservis ne fait qu'aggraver le phénomène. Une prise de conscience de la nécessité d'une coordination se forme actuellement dans les différents milieux, mais aux partisans de la forêt s'opposent toujours les pastoraux. Les bergers se plaignent d'estives embroussaillées et la multiplication des feux courants reste la conséquence incontrôlée des initiatives individuelles. En fait, il serait souhaitable d'établir une meilleure définition des territoires et de leurs frontières : une forêt respectée par les feux et les troupeaux, des pâtures bien nettoyées et protégées contre la reforestation naturelle. Les difficultés sont l'imbrication forêts-estives et l'obtention d'un consensus suivi d'une discipline librement acceptée, les clôtures faisant l'unanimité contre elles. Grâce à leurs moyens financiers et en concertation avec les éleveurs, les commissions syndicales peuvent développer d'autres techniques tels le girobroyage sur les terrains mécanisables. Des études sont actuellement menées par le Centre Ovin pour essayer de faire un bilan de l'état des estives afin de trouver des solutions permettant une exploitation plus rationnelle de la montagne. Enfin, certains éleveurs envoient leurs troupeaux dans d'autres vallées des Pyrénées occidentales où la pression pastorale est nettement moins forte (vallée d'Ossau).

Photo 8-20 : Lichens crustacés, à pousse très lente (un demi millimètre par an), attestent un décapage des sols, suite à la mise en valeur pastorale, remontant à plusieurs siècles.

Chapitre 9
Evolution géomorphologique générale

Relations entre la surrection, la morphogenèse et les paléoclimats quaternaires, essai de chronologie générale

Résumé

Un schéma global d'évolution du massif reprenant les principaux acquis de la recherche est proposé :

1/ Au Crétacé, les premiers mouvements orogéniques sont accompagnés de diapirisme provoquant une karstification particulière par dissolution des gypses ;

2/ A l'Eocène moyen, a lieu la phase orogénique principale des Pyrénées. Elle s'accompagne d'une grande phase d'érosion et de décapage des couvertures géologiques (flyschs) qui se poursuit jusqu'au milieu du Tertiaire ;

3/ Au Miocène moyen et supérieur s'établit une période de stabilité ou de faible surrection. Les anciens spéléothèmes recoupés par l'érosion sur la haute surface sont attribués à cette phase miocène sous ambiance tropicale. Un système fluviatile, autrefois surimposé sur la couvertue des flyschs, s'imprime dans les calcaires, en relation hydrologique avec l'amont imperméable de Mendibelza ;

4/ A partir de la fin du Miocène supérieur, la chaîne pyrénéenne connaît une grande phase de surrection qui produit une première verticalisation des réseaux karstiques et l'accentuation des formes karstiques et fluvio-karstiques (hauts vallons perchés) ;

5/ Au Pléistocène inférieur, la seconde phase de surrection déconnecte définitivement les grandes vallées sèches d'Ithé et d'Elsarré avec l'amont de Mendibelza en raison de la capture des têtes de vallées par érosion régressive (Apoura, Ilhounatzé). Ce système de grandes vallées sèches évolue au Quaternaire en vallées dolinaires ;

6/ Actuellement, l'essentiel du drainage s'effectue par des systèmes souterrains qui n'ont aucune liaison avec la topographie «fossile» de surface.

Mots-clés : surrection, tectonique, paléoclimat, Néogène, Pléistocène, terrasses fluviatiles, piémont.

Chapter 9
General geomorphologic evolution

Relations between surrection, morphogenesis and quaternary paleo-climates, attempt at a global chronology

Abstract

From the results of studies, a global scheme of the massif evolution is given :

1/ during the cretaceous period, first orogenic moves come with diapirism with formation of a special karstification with gypsum dissolution ;

2/ the main Pyrenean orogenesis takes place during the mid Eocene. It comes with a long period of erosion and scouring of geologic covers (flyschs) which goes on up to the Middle Tertiary ;

3/ middle and upper Miocene was a period of stability and of feeble surrection. Ancient speleothems cut through by erosion of the upper surface are attribuated to this period under tropical climate. A fluviatile system originally traced on the flyschs cover becomes encrusted into limestones being in hydrologic relation with the help of upper water from Mendibelza impermeable area ;

4/ at the end of the upper Miocene, the pyrenean range goes through a long period of surrection which puts upright the karstic system and emphasizes karstic and fluviokarstic forms (perched upper valleys) ;

5/ during the lower Pleïstocene, a second surrection definitely isolates the large dried valleys of Ithé and Elsarré from upper Mendibelza by capture of the heads of valleys by regressive erosion (Apoura, Ilhounatze). These large dried valleys become dolinary valleys during the quaternary ;

6/ at the present time, drainage is made by new underground systems without any connection to the fossile topography.

Key-words : surrection, tectonic, paleoclimate, Neogene, Pleistocene, fluviatile terraces, piedmont.

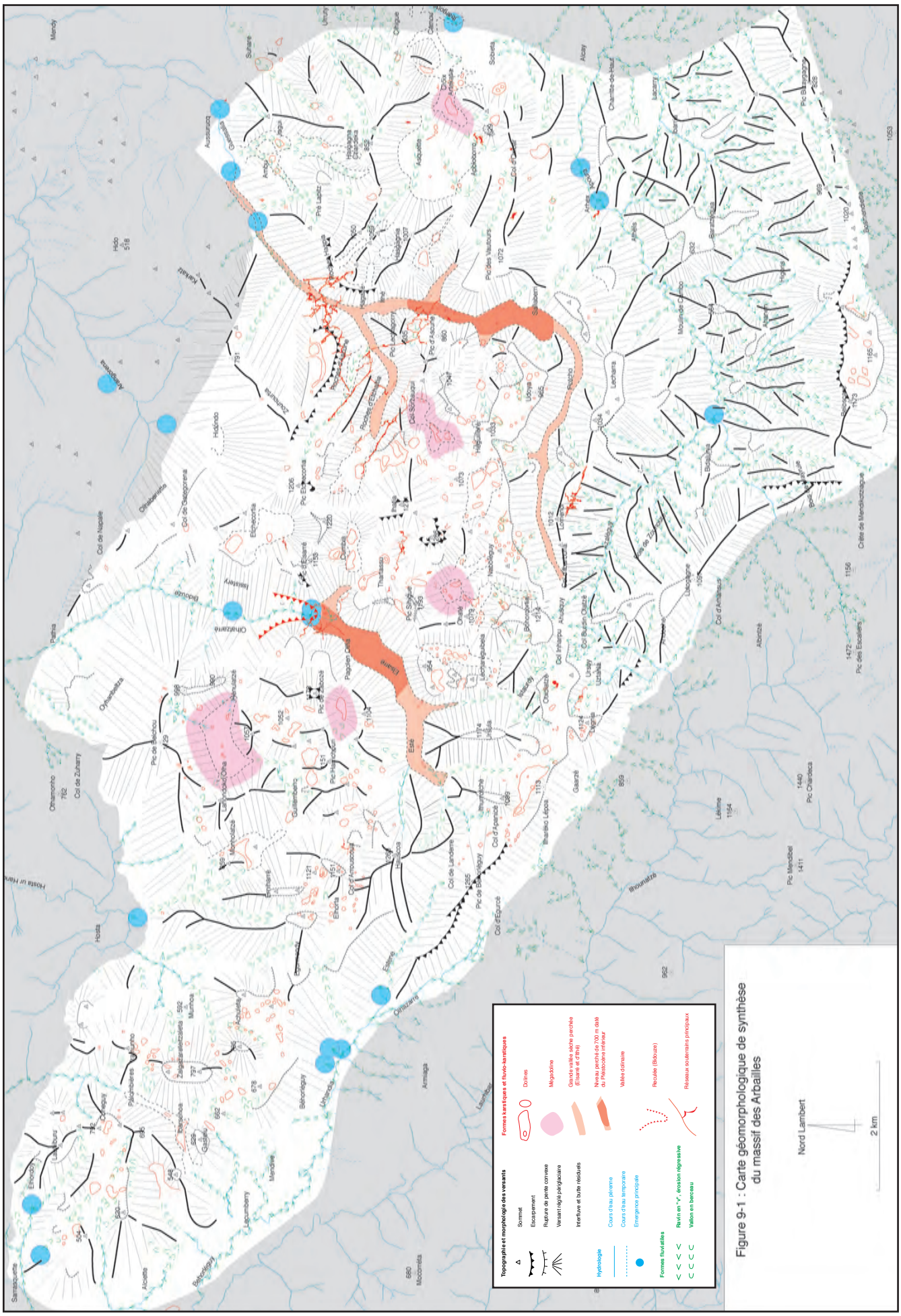


Figure 9-1 : Carte géomorphologique de synthèse du massif des Arbailles

Introduction

L'histoire géomorphologique du massif carbonaté des Arbailles depuis son origine est d'une grande complexité. Les prémices de cette histoire continentale débutent au Mésozoïque avec les premières phases continentales mises en évidence par des discordances et des dépôts associés : surface des bauxites de la limite Jurassique-Crétacé, discordance intra-aptienne (chap. 3).

Au Cénozoïque, l'histoire de la morphogenèse et de la spéléogenèse est intimement liée à la tectogenèse dans la mesure où la genèse de tout relief se résume à une compétition entre la tectonique et l'érosion.

La première partie de cette histoire, au cours du paroxysme pyrénéen, est pratiquement impossible à déchiffrer dans le paysage montagnard actuel dans la mesure où les dépôts corrélatifs ne subsistent que sur les piémonts (poudingues de Palassou et de Jurançon). Cette phase morphogénique éogène, contemporaine du plissement des Pyrénées, est responsable de l'érosion de l'épaisse couverture détritique des flyschs qui recouvrait l'ensemble de la zone avant son plissement et sa surrection. Il est possible que l'érosion des flyschs se soit poursuivie au cours du Miocène, mais il n'existe aucun témoin actuel sur le massif, à l'exception peut-être d'un cortège minéral présent dans les altérites et les sédiments karstiques.

Dans ce chapitre, nous présentons d'abord une reconstitution des grandes étapes de la surrection mio-plio-quaternaire, principal moteur de l'évolution. Nous nous intéressons ensuite aux relations complexes entre la surrection et les dépôts de terrasses sur les bordures du massif et sur le piémont nord. Nous précisons enfin les héritages climatiques du Néogène et du Quaternaire et le fonctionnement actuel de la dissolution.

I. La tectonique, un des principaux moteurs de la morphogénèse

Pour générer un karst, il faut un principe moteur : à savoir que les forces de gravité puissent entrer en jeu pour que l'énergie potentielle de l'eau puisse se transformer en énergie cinétique : il s'agit de l'énergie hydrodynamique symbolisée par la dénivellation entre le niveau de base et l'altitude maximum du massif [Mangin, 1974 ; Quinif, 1983]. C'est cette énergie hydrodynamique qui commande spatialement l'énergie hydrochimique en fonction des paramètres géologiques et bio-climatiques.

Dans les karsts de montagne, le contrôle tectonique est donc capital dans la morphogenèse et la spéléogenèse. Cet aspect a été souvent traité dans les études karstiques, en particulier le contrôle de la fracturation sur l'organisation des systèmes karstiques. En revanche, l'étude précise des corrélations entre la surrection et les phases de karstification doit être privilégiée à la lumière des nouvelles observations et mesures faites dans les réseaux souterrains (niveaux karstiques, niveaux de cavités, remplissages, datations) ; c'est désormais un point de passage privilégié de toute étude karstique [Delannoy, 1997].

A. Calcul de la composante de surrection quaternaire et âge des vallées sèches et de la haute surface

Dans le massif des Arbailles, la détermination de la vitesse de surrection plio-quaternaire se trouve compliquée du fait que les couches supérieures ont été complétement érodées (disparition probable de 200 ou 300 m de roches au moins depuis le Néogène).

La morphologie karstique et fluvio-karstique très évoluée du massif des Arbailles, notamment l'existence des grands niveaux perchés d'Elsarré et d'Ithé actuellement à 500 m au-dessus du niveau de base actuel, est un argument fort en faveur d'une importante surrection plio-quaternaire (chap. 2). Il convient donc de donner l'âge des différents niveaux étagés que nous avons décrits aux chapitres 2 et 4 (fig. 9-1).

L'âge des phases de surrection a été estimé par les arguments morphologiques et les datations U/Th et paléomagnétiques de stalagmites et autres remplissages endokarstiques.

1. Les informations apportées par les datations U/Th et paléomagnétiques de remplissages endokarstiques (tabl. 9-4)

a. La composante de surrection depuis le Pléistocène moyen (réseau du Nébélé)

Le grand niveau fossile de -100 m du réseau du Nébélé, orienté E-W, est situé à la cote 365 m, soit 165 m au-dessus du niveau de base actuel. Il est formé par un vaste réseau de galeries, long de plusieurs kilomètres dont la morphologie en «conduite forcée» indique un creusement en régime noyé. Nous partons de l'hypothèse que ce paléoniveau, creusé au sein de la masse des calcaires du Dogger, correspond à un ancien stationnement du niveau de base puisque l'essentiel de l'énergie hydrodynamique disparaît au voisinage du niveau de base. A l'époque de sa formation, l'énergie hydrodynamique s'est donc dissipée au voisinage de la zone noyée en creusant ce vaste réseau de conduites forcées (fig. 9-2).

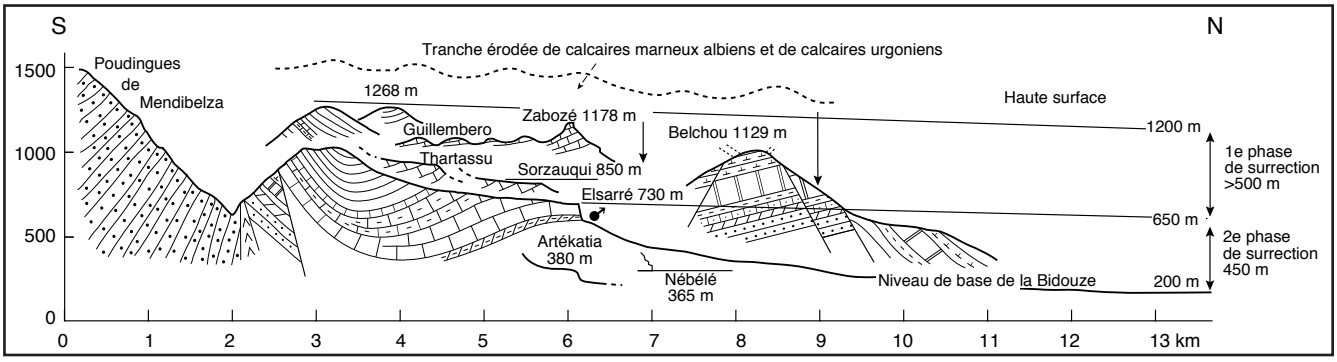


Figure 9-2 : Représentation schématique des niveaux fluvio-karstiques et endokarstiques étagés et correspondance avec les phases de surrection plio-quaternaires. L'exemple de la vallée d'Elsarré.

A la suite de l'approfondissement de la vallée consécutif à la surrection, le réseau de -100 m s'assèche et des spéléothèmes se déposent (chap. 4). Or, à l'échelle géologique, l'assèchement d'un réseau et la précipitation de la calcite due aux eaux de percolation est un phénomène quasi instantané. En datant par la méthode U/Th la calcite de la génération la plus ancienne de stalagmites du niveau de -100 m (alt. 365 m), on connaît le début de l'assèchement et par conséquent le début du stade de surrection (tabl. 9-1).

La génération de stalagmites la plus ancienne, reposant sur le plancher de la galerie et recouverte localement par des dépôts argileux, a un âge de 407 000 ans (+78 700, -46600). Une autre famille de stalagmites scellant le remplissage argileux a été datée à 95 000 ans (+3 100, -3000). Elle se situe donc dans l'interglaciaire du stade isotopique 5 (Eémien *l.s.*) (analyses C.E.R.A.K., Y. Quinif, Mons, Belgique).

A partir de ces chiffres et de l'hypothèse précédente, on peut donc estimer que le massif s'est soulevé de plus de 165 m en 400 000 ans environ, soit un taux de surrection de 0,4 mm/an. Cette valeur est indicative car le niveau de – 100 m du Nébélé ne devait pas se situer exactement à la même hauteur que le niveau de base. Toutefois cette valeur est utile à connaître car elle repose sur un faisceau d'arguments.

La composante de surrection quaternaire serait de l'ordre de 700 m en tablant sur ce taux moyen de 0,4 mm/an. Ainsi, en première hypothèse, le premier grand niveau perché de vallées sèches (Elsarré, Ithé, alt. 700 m) daterait du Pléistocène inférieur (1,3 à 1,5 Ma).

Cavités	Spéléogenèse	Datations	Age	Tectonique
Cavité sommitale du Belchou	Méga-concrétionnement ancien (climat chaud) Stationnement du niveau de base	U/Th Paléomagnétisme Palynologie	Néogène	Calme tectonique ou début de la 1ère grande phase de surrection
Puits de Bédola Landanoby Yéti (0 à - 250 m)	Remplissages détritiques anciens. Spéléothèmes anciens. Verticalisation		Pliocène	1ère grande phase de surrection
Etxanko Zola Yéti (niveau fossile) Apanicé, Otxolatzé	Stationnement du niveau de base (niveau 700 m) suivi d'une reprise de la	Paléomagnétisme verticalisation	Pléistocène inférieur	Début 2ème phase de surrection
Nébélé (niveau de - 100 m)	Stationnement du niveau de base (niveau 365 m)	U/Th	Pléistocène moyen	Poursuite de la surrection
Petite Bidouze Zarobé	Grotte-perte Grotte-émergence		Pléistocène moyen à récent	Poursuite de la surrection

Tableau 9-1 : Chronologie des cavités des Arbailles et les principales étapes de la spéléogenèse.

Dénomination et altitude des niveaux exokarstiques	Chronologie	Types de niveaux	Morphologie et dépôts corrélatifs	Phases de surrection et de morphogenèse	Représentation schématique des niveaux étagés
Belchou-Zabozé 1 100 - 1 280 m	Miocène	Sommets résiduels Niveau de la haute surface	Sommets résiduels Cavités recoupées et dépôts associés	1ère grande phase de surrection (> 500 m) en plusieurs étapes très marquées (fluviokarst étagé)	Coupe — Haute surface 1 100-1 280 m Buttes résiduelles
Guillembero 1 000 - 1 100 m	Miocène sup.	Epaulements, replats et plateaux supérieurs	Champs de dolines Cavités recoupées et dépôts associés		Coupe — Niveau de Guillembéro 1 000-1 100 m Haut plateau à dolines
Thartassu 900 - 950 m	Pliocène - Pléistocène inf.	Vallées sèches défoncées par les dépressions	Mégadolines Cavités recoupées et dépôts associés		Profil en long — Niveau de Thartassu 900-950 m
Sorzauki 800 - 850 m	Pliocène - Pléistocène inf.	Vallées sèches secondaires perchées	Grandes dolines Altérites et cuirasses remaniées		Profil en long — Niveau de Sorzauqui 800-850 m
Elsarré 650 - 750 m	Pléistocène inf.	Grandes vallées sèches perchées	Fond plat ou à dolines Nappes de colluvions	Surcreusement de 450 m des vallées bordières 2ème grande phase de surrection (reculée de la Bidouze)	Profil en long — Niveau d'Elsarré (poljé perché) 680-750 m
Artekatia 350 - 400 m	Pleistocène moyen	Petites vallées perchées de basse altitude	Dolines Colluvions		Profil en long — Niveau inférieur d'Artékatia 350-400 m
Apoura 200 m	Actuel	Niveau de base régional	Basses vallées Alluvions récentes et actuelles		Profil en long — Niveau de base régional ± 200 m, basse vallée de l'Apoura

Tableau 9-2 : Altitudes et chronologie des niveaux étagés de vallées sèches marquant d'anciens stationnements du niveau de base et relations avec les phases de surrection et de morphogenèse.

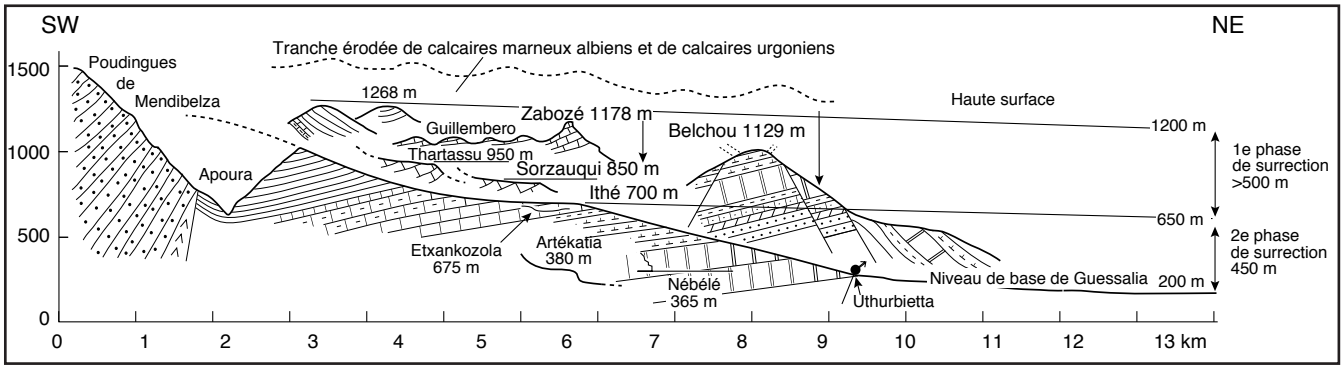


Figure 9-3 : Représentation schématique des niveaux fluvio-karstiques et endokarstiques étagés et correspondance avec les phases de surrection plio-quaternaires. L'exemple de la vallée d'Ithé.

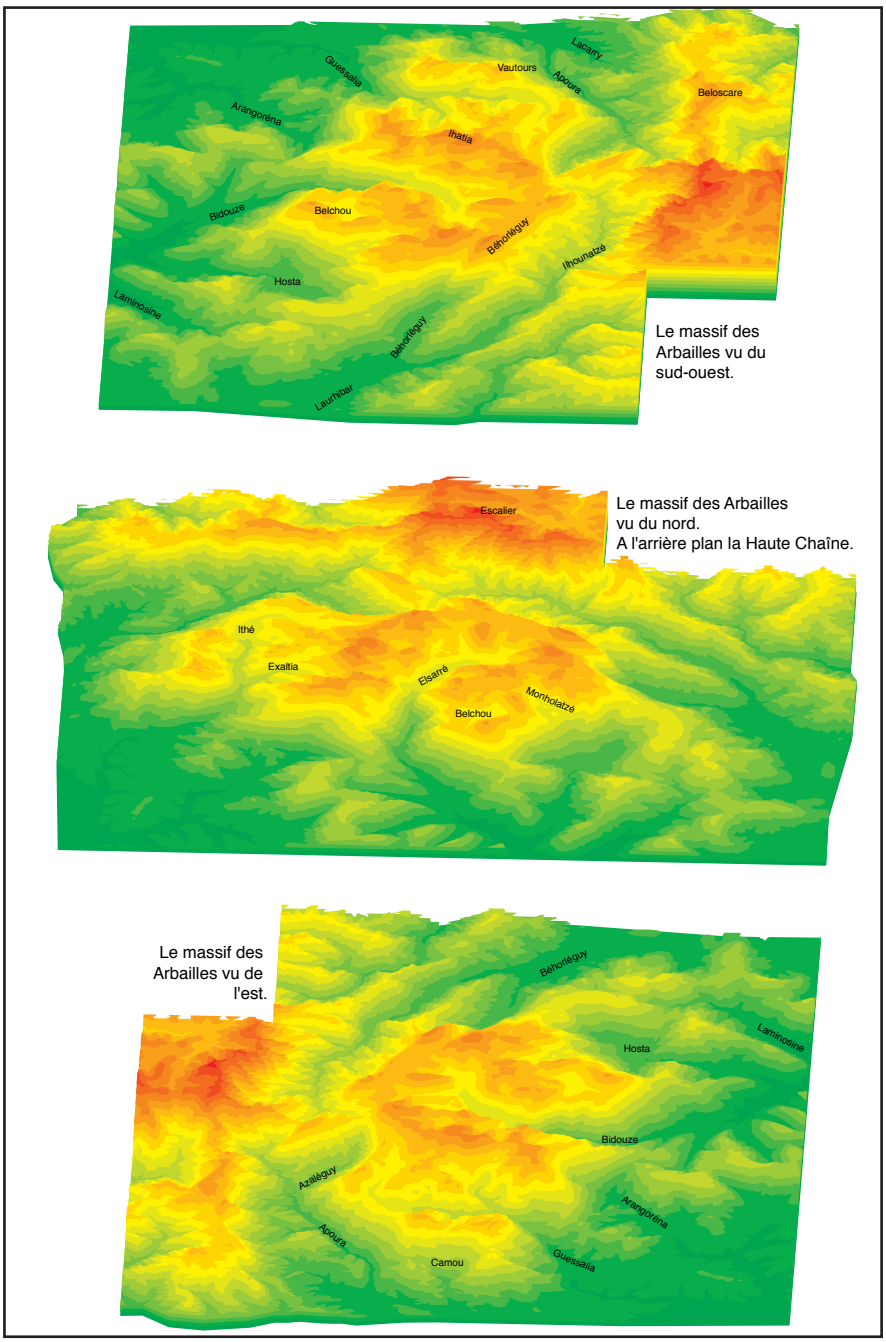


Figure 9-4 : Vues en trois dimensions du massif des Arbailles (Adobe Illustrator). Les vallées d'Azaléguy-Apoura et d'Ihounatzé-Béhorléguy isolent le massif de la Haute Chaîne. Les grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ithé, avec leur niveau perché de 700 m (Pléistocène inférieur), apparaissent nettement.

b. La composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur et la datation du niveau perché de 700 m

Pour préciser la vitesse de surrection au cours du Pléistocène et surtout dater le grand niveau de vallées sèches de 700 m (Elsarré, Ithé), nous avons procédé à des mesures paléomagnétiques dans le niveau souterrain fossile d'Etxanko Zola (galerie des Planches à Clous), situé à 675 m, qui jalonne le niveau de 700 m, présumé d'âge Pléistocène inférieur.

Or trois échantillons de la galerie des Planches à Clous (planchers stalagmitiques et dépôts détritiques indurés) présentent une inversion paléomagnétique que l'on situe dans la période inverse Matuyama (Laboratoire d'Etude Magnétique des Roches, C.E.R.E.G.E., Aix-en-Provence, P. Rochette).

L'étude des niveaux endokarstiques du Nébélé et d'Etxanko Zola, situés dans le transect de la vallée sèche d'Ithé, confirme donc l'âge Pléistocène inférieur du grand niveau perché de vallées sèches d'Ithé et d'Elsarré, situé actuellement 500 m au–dessus du niveau de base. Si l'on reconstitue l'ancien profil en long tendu de la vallée, le raccordement avec le niveau de base devait se faire vers la cote 650 m, soit par soustraction, une composante de surrection de l'ordre de 450 m depuis le Pléistocène inférieur.

La très bonne conservation morphologique du niveau perché de 700 m, uniquement défoncé par des champs d'entonnoirs, et sa situation altitudinale intermédiaire au sein du karst des Arbailles confirme l'âge Pléistocène inférieur daté par paléomagnétisme (fig. 9-3 et photo 9–1).

c. Datation des niveaux supérieurs de vallées sèches et de la haute surface

Grâce au jalon de vallée sèche de 700 m daté du Pléistocène inférieur, il est désormais possible de proposer un âge pour les niveaux supérieurs de vallées sèches, les grandes morphologies (mégadolines) et la haute surface avec ses paléocavités décapitées (fig. 9-4 et tabl. 9–2).

— Âge des niveaux supérieurs de vallées sèches

Par déduction et en fonction de leur état de conservation, les niveaux supérieurs de vallées sèches dateraient de la limite Pléistocène-Pliocène (niveau de 850 m : Lécharéguibela, Sorzauqui) et du Pliocène (niveau de 950 m : Thartassu). L'importance des mégadolines et des vallées dolinaires dans la tranche 850-1 000 m indique bien une plus longue évolution qui débute sans doute au cours du Pliocène pour cette partie du fluvio-karst des Arbailles (photo 9-2).

— Âge de la haute surface et estimation de la première phase de surrection

La datation précise de la haute surface, située entre 1 000 et 1 200 m d'altitude, est difficile. Les arguments géomorphologiques et les éléments de datation (palynologie, paléomagnétisme) ont été développés dans le chapitre 3 à propos de la grande cavité décapitée située au sommet du Belchou. Par déduction avec la datation Pléistocène inférieur du niveau intermédiaire de 700 m, on dispose ainsi d'un faisceau d'arguments qui permet de proposer une tranche d'âge Miocène supérieur-Pliocène et une composante de surrection de l'ordre de 500 m au moins pour cette phase.

On estime donc la surrection à 1 000 m au moins depuis la fin du Miocène ou le début du Pliocène. Il faut aussi tenir compte de la tranche de calcaires marneux et de calcaires disparue depuis le Néogène. Les phénomènes d'inversion de relief constatés au niveau de la haute surface confirment ainsi l'ancienneté des paléocavités démantelées qui la jalonnent ; un âge Miocène supérieur pour celles-ci est donc plausible.

La verticalisation de l'endokarst serait intervenue après, peut-être à partir du Messinien (?), et sans doute au cours du Pliocène. Des modèles d'évolution de ce type, certes dans des contextes différents, ont été proposés par J.-J. Delannoy [1997] dans les Cordillères bétiques (Andalousie) et le Vercors.

2. Caractères de la surrection plio-quaternaire

La surrection plio-quaternaire résulte de mouvements tectoniques principalement compressifs à l'échelle de la chaîne des Pyrénées.

Toutefois, cette surrection importante s'est accompagnée de phénomènes de distension, en particulier une relaxation des contraintes entraînant une ouverture des fractures, sans laquelle la karstification profonde est ralentie.

Cette surrection a été saccadée. Le niveau intermédiaire d'Ithé marque un stade d'arrêt au cours du Pléistocène inférieur qui a permis la formation sur plusieurs kilomètres d'un profil en long tendu, incliné de 1 ou 2°, interrompu à l'aval par une reculée ou une gorge dont l'âge est contemporain de la dernière phase de soulèvement. Ce type de niveau ne peut perdurer que dans une roche carbonatée dure et fissurée (Urgo-Aptien) permettant un bon drainage souterrain (fig. 9-5), d'où l'intérêt renouvelé de l'étude géomorphologique des régions karstiques.

B. L'évolution générale du massif en liaison avec la surrection néogène et quaternaire

Les témoins exokarstiques (chap. 2), la distribution spatiale des 600 cavités recensées et leurs caractéristiques morphologiques et sédimentologiques (chap. 3 et 4) permettent de suivre l'évolution karstique du massif en liaison avec la surrection néogène et quaternaire.

1. La haute surface et les informations apportées par les cavités démantelées

La haute surface située entre 1 100 et 1 250 m d'altitude est constituée par des buttes et des replats résiduels. Cette surface est défoncée par des mégadolines profondes et un réseau de grandes vallées sèches (fig. 9-6 et 9-7). Des cavités fossilisées par de puissants concrétionnements, recoupées par l'érosion, sont présentes jusqu'aux sommets des buttes (chap. 3). Ces paléocavités témoignent d'une karstogenèse ancienne puisque leur situation au sommet des buttes ou sur des replats suppose la disparition d'une tranche de roche importante.

Photo 9-1 : Le poljé d'Elsarré vu d'avion. Le niveau suspendu de 700 m est daté du Pléistocène inférieur. Il est entaillé à l'aval par la reculée de la Bidouze contemporaine de la dernière phase de surrection (+450 m). A gauche, la butte résiduelle du Zabozé culmine à 1 178 m.

En raison des arguments géomorphologiques, cette karstificion remonte à une période pré-quaternaire, probablement au Tertiaire supérieur. A cette époque le contexte climatique était de type tropical, chaud et humide. Les gros massifs stalagmitiques, constitués de calcite blanche et pure, sans contamination détritique, suggèrent un paléoenvironnement stable avec un couvert forestier et des sols épais et filtrants. On était en situation de biostasie. La présence d'une abondante matière organique amorphe, donc très évoluée, dans le remplissage situé sous le massif stalagmitique du Belchou confirme l'existence d'un climat chaud (chap. 3).

La position de la haute surface karstique tertiaire passant au niveau des plus hauts sommets vers 1 200 m indique une surrection d'au moins 1 000 m depuis le Tertiaire supérieur dans la mesure où il faut tenir compte d'un décapage important depuis cette époque.

Photo 9-2 : Morphologie fluvio-karstique et karstique des Arbailles. Au premier plan, le pic de Lechagorry culmine à 935 m ; au second plan la crête des roches d'Etchaltia (900 m) est encadrée par les vallées sèches d'Etchaltia (à gauche) et d'Ascune (à droite) datés du Pléistocène inférieur.

Certains dépôts détritiques de paléocavités, comme à Bédola et au replat de Lécharéguibela, montrent la présence d'éléments allochtones (sables, graviers de quartz, cortège minéral), qui proviennnent d'un ancien amont aujourd'hui déconnecté, en raison de l'enfoncement des vallées périphériques, consécutif à la surrection. On retrouve aussi de nombreux éléments plus ou moins remaniés de cuirasses ferrugineuses. Les faciès rencontrés sont fréquemment de type nodulaire et indiquent une genèse en zone mal drainée : anciennes dépressions avec battement de nappe dans les dépôts.

2. Le relief karstique à buttes résiduelles et la notion relative d'immunité karstique

Le «*causse miocène*» déjà évoqué par G. Viers [1960] à propos de la haute surface défoncée des Arbailles se trouve en partie confirmée par l'étude des dépôts karstiques et les datations. Toutefois il faut être prudent avec l'interprétation des formes actuelles. En effet, en 5 à 7 Ma, le relief a fortement évolué en raison de phénomènes d'inversion de relief partiels ou complets comme le prouvent les cavités décapitées situées au sommet des buttes.

Par conséquent, le relief karstique n'est pas resté figé depuis la fin du Miocène. En outre, il ne s'est pas abaissé de manière régulière. Le karst à buttes résiduelles des Arbailles mime un relief tropical à mogotes. La notion d'immunité karstique doit donc être nuancée ; elle ne se vérifie plus sur une échelle de temps de 6 Ma, dans un contexte tectonique actif de surrection. Il faut donc éviter les interprétations simplistes se fondant sur les convergences de formes et ne s'appuyant pas sur une analyse karstologique précise.

En effet, l'étude des modelés, des paléocavités et des remplissages associés, prouve simultanément que l'évolution néogène s'est effectuée sous un climat subtropical et que le relief s'est peu à peu modifié au cours du temps. Il existe ainsi deux grands types de reliefs remontant à des âges différents :

- les systèmes de vallées sèches, plus ou moins conservés, ne concernent que la partie la plus récente ; ils remontent à la fin du Pliocène et au Pléistocène et bénéficient pleinement de l'immunité karstique ;
- les reliefs plus ou moins inversés de la haute surface, plus anciens, remontent au Mio-Pliocène ; ils ne bénéficient plus de l'immunité karstique en raison de la succession de deux grandes phases de surrection (photo 9-2).

3. Les enseignements apportés par l'étagement des réseaux

Il existe deux types d'étagement des réseaux sur l'ensemble du massif des Arbailles. L'un est manifestement génétique car certaines galeries et certains réseaux sont perchés dans la masse des calcaires, à différentes altitudes. D'autres galeries perchées se développent à des niveaux lithostratigraphiques comme les marnes oxfordiennes : réseau de la Bidouze, du Landanoby…

Ces différents niveaux étagés génétiques ou lithologiques se sont formés au fur et à mesure de la surrection du massif, phénomène qui s'est poursuivi jusqu'à nos jours. Aujourd'hui, comme tout au long du Quaternaire, les pertes actives ont creusé des gouffres profonds comme Otxolatzé et Apanicé. Ces réseaux verticaux se sont développés alors que le massif avait déjà pratiquement atteint son altitude actuelle. Les dépôts varvés résiduels situés dans le méandre terminal d'Apanicé indiquent un ennoiement partiel du réseau lié à un apport d'eau important par fusion nivale lors des périodes plus humides du Quaternaire. Des séquences détritiques rythmées ont été également observées dans d'autres grands réseaux du massif comme dans le niveau fossile (galerie du Sahara) du Landanoby (fossile 2).

Lors des périodes froides du Quaternaire, les anciennes vallées sèches du fluviokarst ont refonctionné partiellement entraînant des bourrages de galets d'origine locale dans certaines pertes : le gouffre d'Itlelatzeta (ou trou des Belges) dans la vallée d'Ithé (chap. 4).

C. Rôle de la fracturation dans la structuration du karst des Arbailles

Au cours de cette étude, nous avons travaillé à l'échelle des vues directes du terrain (et même des vues aériennes) jusqu'à celle de la lame mince.

Dans le temps, la fracturation est redistribuée tout au long de l'histoire de la roche, qu'elle affecte depuis sa formation

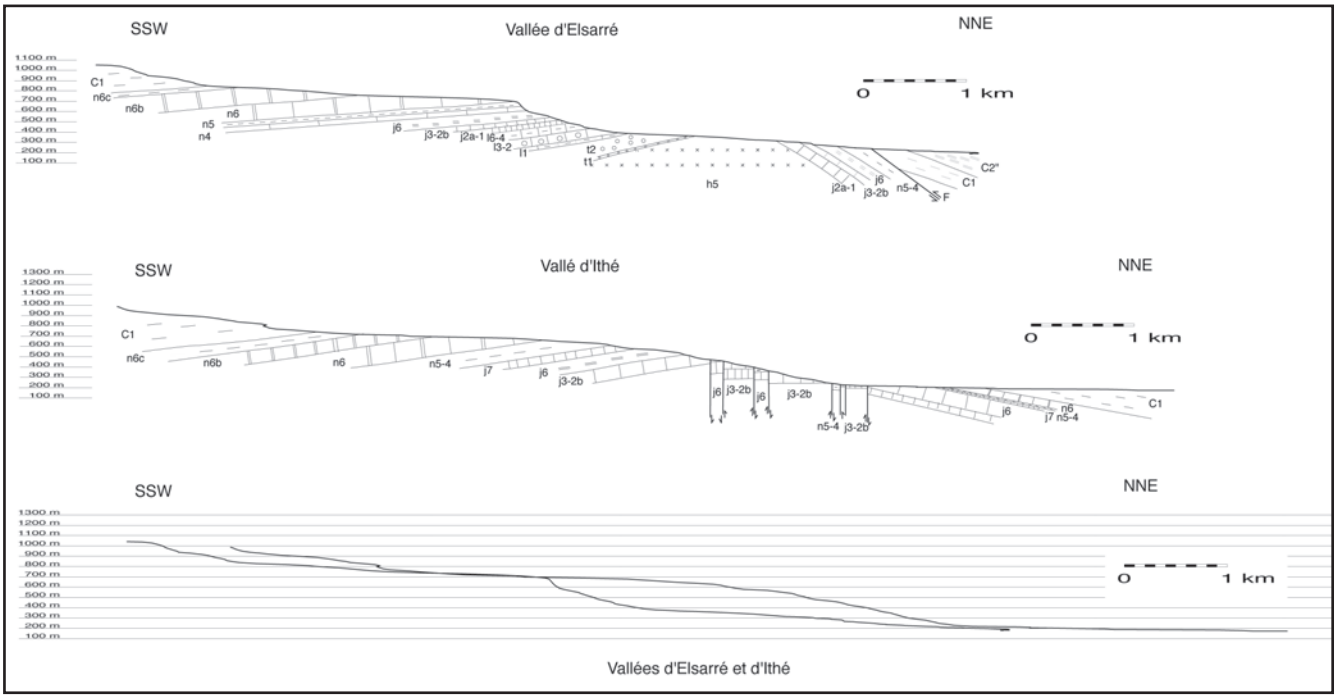


Figure 9-5 : Coupe projetée des fonds des vallées d'Ithé et d'Elsarré. Projection sur un plan vertical orienté à nord 30°. Les coupes montrent l'indépendance des tracés des vallées par rapport à la géologie. On note l'existence de deux niveaux, bien conservés dans l'Urgonien, marquant un stationnement du niveau de base local : celui maintenant perché à 700 m et celui de 200 m (niveau actuel).

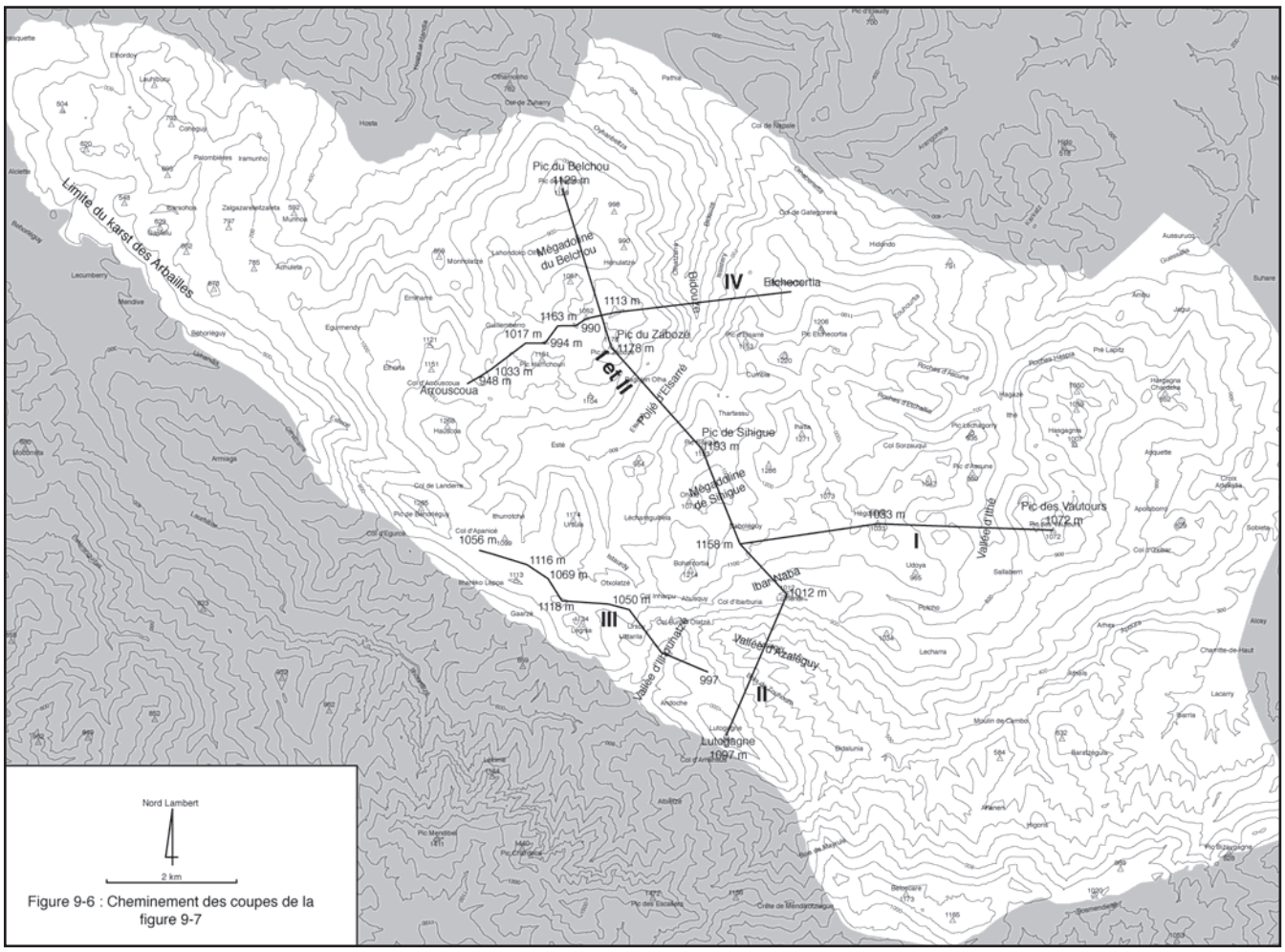


Figure 9-6 : Cheminement des coupes de la figure 9-7

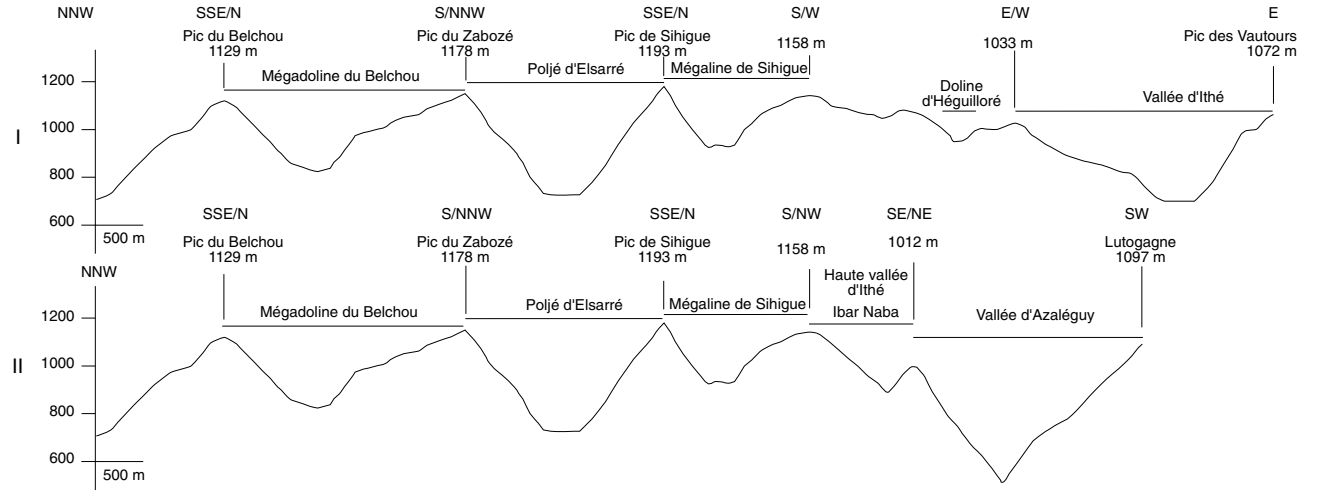


Figure 9-7 : Les anciennes surfaces du massif des Arbailles démantelées par l'érosion fluvio-karstique et karstique. Les tracés des coupes sont indiqués sur la figure 9-6 .

La coupe I : La paléosurface, aujourd'hui complétement démantelée, passe par les hauts sommets. Les dépressions qui ont permis par leur approfondissement le dégagement des interfluves sont de deux types : les grandes vallées sèches (Elsarré et Ithé) et les mégadolines (Belchou, Sihigue, Héguilloré). Les paysages constituent un karst à buttes ou karst conique qui rappelle ceux des régions tropicales.

La coupe II : Le rapide encaissement des vallées périphériques telle celle d'Azaléguy a entraîné l'assèchement progressif des vallées du massif des Arbailles.

La coupe III : La haute surface dans les calcaires marneux montre de larges croupes séparées de dolines évasées. Ce paysage est progressivement démantelé par l'érosion régressive (ruisseau d'Ilhounatzé).

La coupe IV : La haute surface caractérisée dans les calcaires purs par un champ de dolines profondes et jointives. Elle est profondemment entaillée par la reculée de la Bidouze.

(diagenèse) jusqu'aux plus récents évènements tectoniques subis. Les fractures observées aujourd'hui sont donc la somme de toutes les phases de fracturation qui se sont produites au cours de l'histoire de la roche.

Toute la difficulté réside dans l'établissement d'une chronologie de ces évènements cumulés. Lorsqu'une couche a acquis une fracturation initiale, il est plus probable qu'elle soit réactivée par la suite, plutôt que doublée par un nouveau réseau distinct de cassures. Le massif des Arbailles est une région qui a été précocement et profondement structurée dans un régime distensif (distension N-S au Crétacé inférieur) et dont l'édification résulte de la réutilisation des anciens accidents extensifs lors des serrages pyrénénens (chap. 1).

1. Rappel : les accidents majeurs structurant les Arbailles

Malgré l'irrégularité et la discontinuité locale des réseaux de fractures, la fracturation générale se résume à une direction majeure N110° en décrochement dextre (régime général compressif N020°).

Parmi les accidents majeurs, il faut retenir pour la direction N050° :
1/ le grand accident d'Hosta qui sépare en deux domaines l'ouest (le karst cizain) de la partie occidentale des Arbailles ;
2/ l'accident d'Elsarré qui se poursuit plus au nord dans la vallée de l'Arangoréna avec un décalage des terrains plus ou moins affirmé de part et d'autre de la faille (fig. 1-10) ;
3/ l'accident de Sorzauqui - basse vallée d'Ithé - Aussurucq.

La direction de compression majeure N020° correspond à la phase majeure des Pyrénées que la plupart des auteurs placent à l'Eocène (phase pyrénenne cassante orientée NNE-SSW). Elle se marque par différents types de fractures d'orientation NW-SE :
1/ failles chevauchantes vers le nord ;
2/ succession de plis anticlinaux et synclinaux : anticlinal majeur de la Haute Bidouze-Hosta, ondulation synclinale d'Haspia-Camou, anticlinal pincé d'Apoloborro, zone structuralement élevée de Thartassu, structure synclinale majeure d'Apanicé ;
3/ schistosité omniprésente dans les marnes albiennes.

Ces directions sont partout présentes dans l'organisation des vallées et des conduits souterrains : la direction N050° structure notamment les paléo-talwegs de la vallée d'Ithé et d'Exaltia-Sorzauqui alors que la direction N110° explique l'orientation principale des gouffres du Yéti, RE7, EX25…

2. L'étude de la microfracturation de surface et ses limites

Au départ, notre intérêt pour la microfracturation était justifié par une mise en évidence des mouvements de tectonique récente ayant affecté les Arbailles (en collaboration avec Y. Hervoüet, Université de Pau). Cependant, la mauvaise lisibilité des stries en raison de l'effacement par l'érosion sur des coupes déjà anciennes n'a pas permis d'apporter des réponses concernant l'aspect chronologique. Nous avons donc limité nos mesures à 32 sites, soit 2 000 mesures. Les résultats rassemblés sur les cartes synthétiques n'apportent que des informations concernant la distribution géographique (fig. 9-8 et 9-9).

Il existe des différences d'orientation de la fracturation d'un site à l'autre. Les terrains étudiés sont du Jurassique et du Crétacé inférieur. Le niveau Jurassique le plus favorable aux relevés tectoniques est constitué par les calcaires à microfilaments du Dogger. Leur nature homogène, de type mudstone et par conséquent leur pauvreté en bioclastes, en font un bon marqueur tectonique. Le Jurassique ne possède que ce bon niveau marqueur. On distingue plusieurs grandes familles de fractures :
1/ N070-080°, bien exprimées dans la zone du Thartassu (Thart, Elsup, Ihati, Landa, Sihig), avec un plongement de la fracturation orienté vers le sud ;
2/ N150-170°, orientation secondaire bien exprimée dans le site Nebel avec un plongement essentiellement sud-ouest ;
3/ N020-050°, bien représentée pour le site du Belchou (Belch).

Deux étages principaux du Crétacé inférieur ont été observés. Plusieurs directions privilégiées peuvent être déduites des mesures de microfracturation :
- N110-120°, direction présente dans toutes les rosaces (Nabaa, Chubu, Hagaz…) ;
- N030-060° (Nabaa, Burdi, Ahusq, Chaha) ;
- N140-150° (Arang, Vauto, Chaha, Apour) ;
- N090° (Ibarb, Nabaa, Arang, Elmoi, Apour, Haspi, Hagaz, Chaha) ;
- N000-010° (Elmoi, Vauto, Potch).

Ces grandes directions de fractures se retrouvent évidemment dans le tracé de détail des réseaux souterrains. Il a été démontré depuis longtemps que les directions des galeries ne sont pas quelconques, mais le plus souvent orientées en relation avec le réseau de fracturation local. Cela n'implique en rien la direction générale des écoulements. La tectonique sert simplement de canevas pour interpréter la morphologie du plan du réseau.

Certaines fractures sont fréquemment réutilisées par la dissolution comme celles orientées N110° qui correspondent à l'orientation principale des réseaux de l'EX 25 ou du RE7 ; N040-050° qui correspond à l'orientation de la galerie des Planches à Clous dans le réseau d'Etxanko Zola ; N000° bien représentée par exemple par la Grande Faille du réseau Nébélé (chap. 4).

Par contre, certaines structures géologiques constituent un guide pour la karstification et elles orientent de manière précise le creusement. C'est le cas de la gouttière synclinale d'Apanicé pour le réseau du Yéti.

D. Enregistrement des mouvements tectoniques récents dans l'endokarst

Les conduits karstiques constituent un milieu privilégié puisqu'ils conservent intacte la marque des déplacements, fussent-ils millimétriques, pour peu que le conduit ne soit plus parcouru par les écoulements. Nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux témoins d'une tectonique récente pouvant confirmer l'hypothèse d'une importante surrection plio-quaternaire. Nous étions d'autant plus attentifs à cet aspect que les travaux relatifs à la sismicité montrent que la partie ouest des Pyrénées est une région sismiquement active.

1. Les Pyrénées occidentales : une région sismique

De nombreuses secousses sismiques, parmi les plus intenses ressenties en France ces dernières années, ont provoqué des dégâts plus ou moins importants :
- séisme d'Arette, le 13 août 1967 d'une magnitude de 5,3 ;
- séisme du 29 février 1980 d'une magnitude de 5,0 (annexe 9-1) [Gvishiani *et al*., 1987].

Un réseau de huit stations sismologiques a été mis en place dans la région d'Arette à partir de 1978 pour assurer la surveillance sismique et pour mener des recherches relatives à la sismogenèse. Les résultats obtenus depuis la mise en place de ce réseau montrent que depuis la région de Lourdes à l'est, jusqu'à St-Jean-Pied-de-Port à l'ouest, la zone sismiquement active est limitée à une bande de 5 à 10 km de large, associée au bord nord du massif pyrénéen [Gagnepain *et al*., 1980 ; Gagnepain-Beyneix, Haessler et Modiano, 1982].

Géologiquement, cette zone d'activité sismique est associée à un accident chevauchant profond, de direction E-W, au niveau de la zone nord-pyrénéenne [Choukroune, 1974]. Une autre ligne orientée N-S, située sur un accident

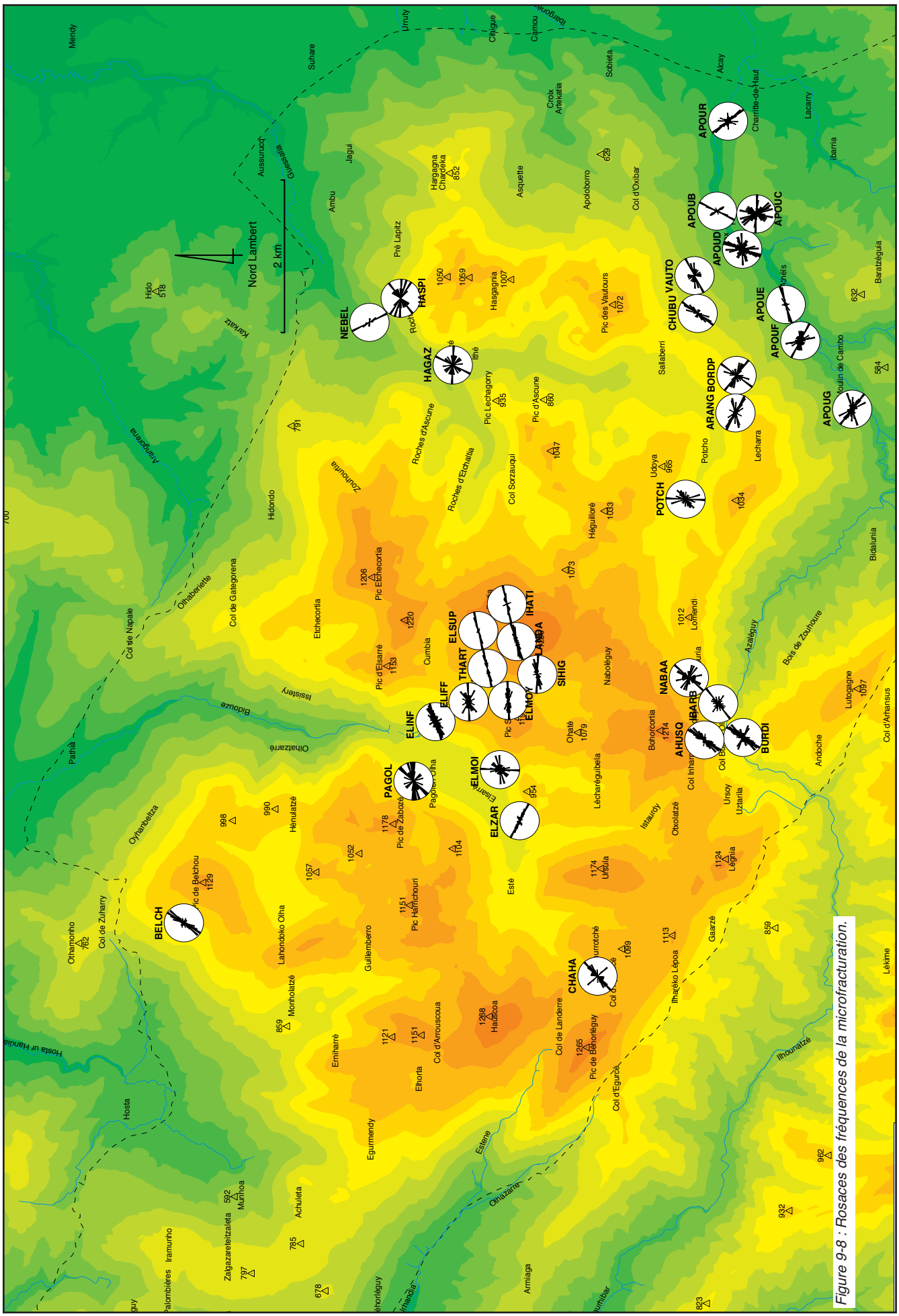
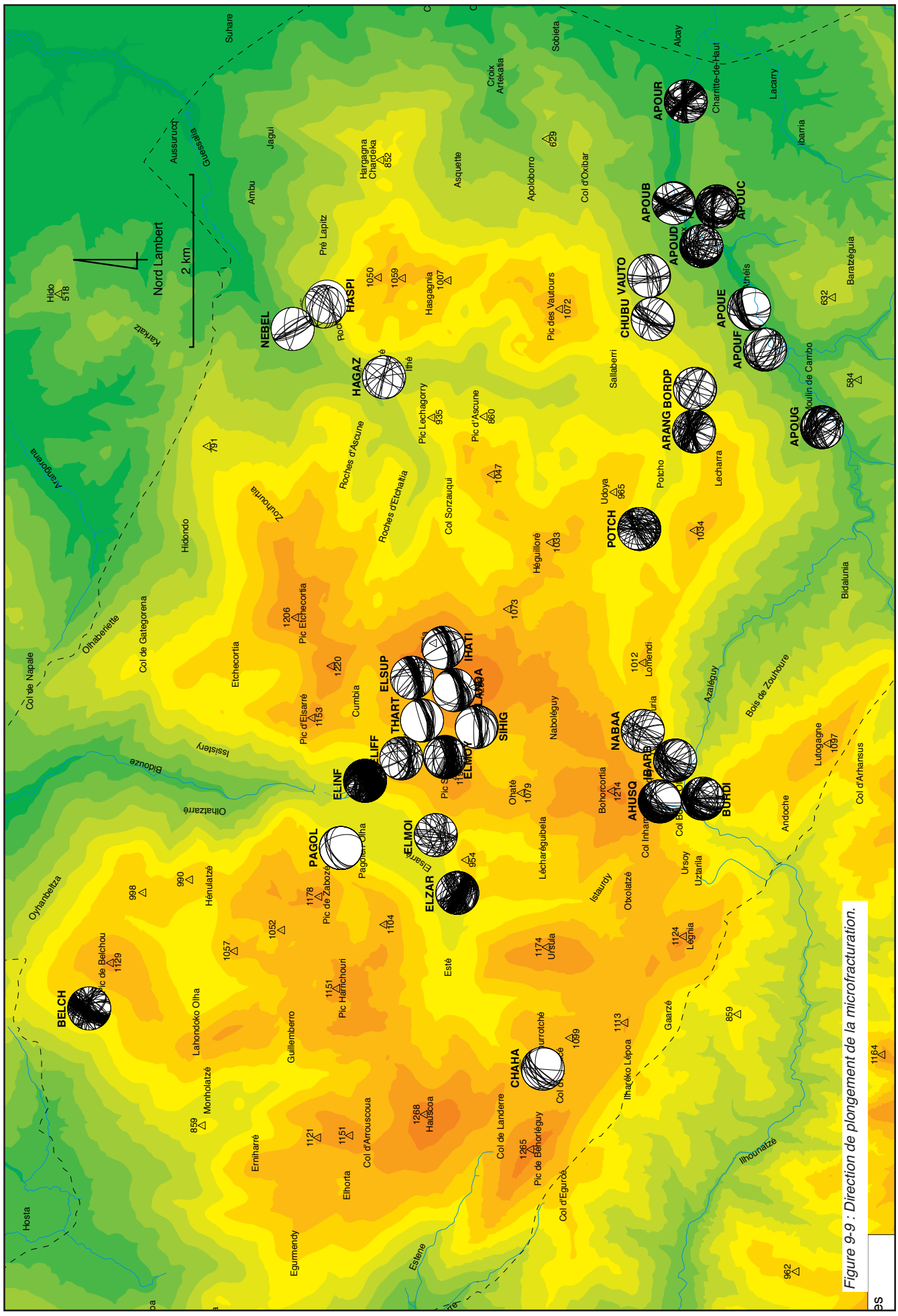


Figure 9-8 : Rosaces des fréquences de la microfracturation.


Nord Lambert
2 km
BELCH
NEBEL
HASPI
HAGAZ
ELINF
ELSUP
THART
IHATI
SIHIG
ELMOY
ELMOI
ELZAR
PAGOL
CHAHA
NABAA
AHUSQ
BURDI
POTCH
CHUBU
VAUTO
ARANG
BORDP
APOUB
APOUC
APOUD
APOUR
APOUE
APOUF
APOUG
Hido
Aussuruq
Guesalza
Suhare
Karkaz
Ambu
Jagui
Pré Lapitz
Hargagna
Chapelea
Asquette
Croix
Artekatia
Sobieta
Apoloborro
Col d'Oxibar
Pic des Vautours
Sallaberri
Alcay
Charritte-de-Haut
Lacarry
Ibarria
Baratzéguia
Moulin de Cambo
Ithéis
Arangoréna
Zohunortia
Hidondo
Col de Napale
Olhabeniette
Col de Gategorena
Etchecortia
Pic Etchecortia
Pic d'Elsarré
Cumbia
Issistary
Bidouze
Olhatzarre
Roches d'Ascune
Roches d'Etchaltia
Pic Lechagorry
Pic d'Ascune
Col Sorzauqui
Héguilloré
Udoya
Potcho
Lecharra
Oynarbeltza
Lahondoko Olha
Hénulatzé
Monholatzé
Guillemberro
Erniharré
Elhorta
Col d'Arrouscoua
Pic de Belchou
Pic de Zabozé
Pic Harrichouri
Pagolhen-Olha
Esté
Ursula
Lécharéguibela
Ohaté
Nabaléguy
Istaurdy
Obxolatzé
Bohorcortia
Loñendi
Col Inharbia
Ursoy
Uztarila
Léghia
Gaarzé
Ihargéko Lépoa
Col de Landerre
Pic de Behorléguy
Col d'Egurcé
Esterie
Ilhournatzé
Azaléguy
Bois de Zouhoure
Andoche
Lutxagagne
Col d'Arhansus
Bidalunia
Figure 9-9 : Direction de plongement de la microfracturation.

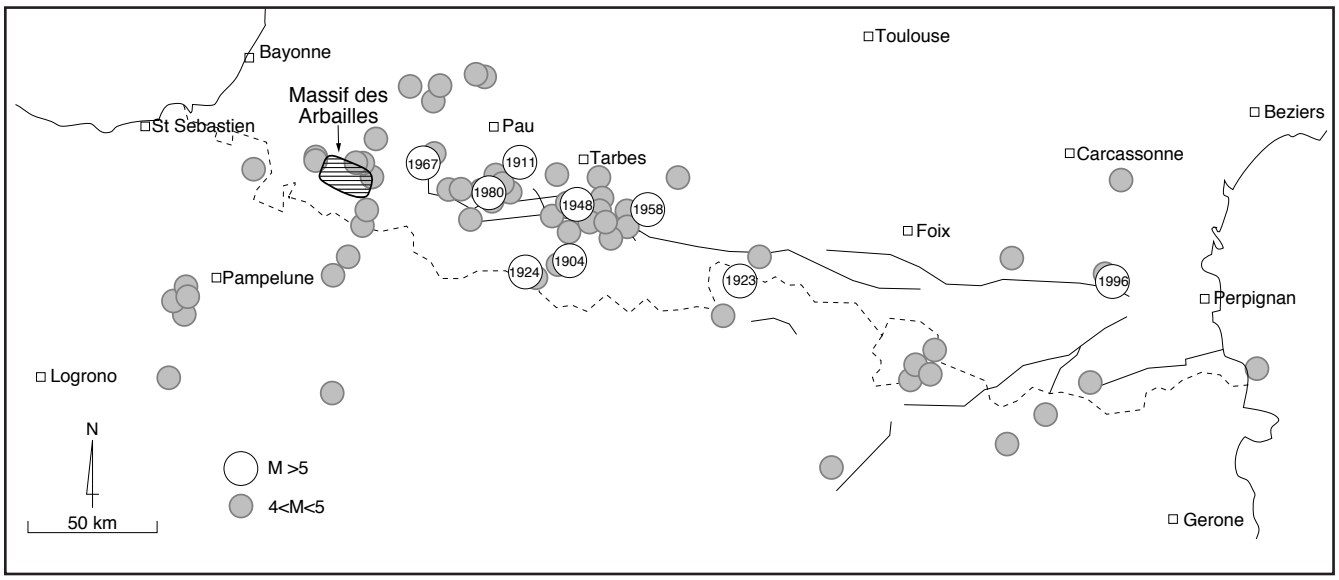


Figure 9-10 : Carte des séismes de magnitude ≥ 4 depuis 1900 dans les Pyrénées [Massinon, 1979 ; fichier de sismicité de l'Observatoire Midi-Pyrénées, 1995, synthèse A. Souriau, modifié].

transverse, va de la bordure orientale des Arbailles à la vallée de Roncal en Navarre en passant par la Haute Soule (fig. 9-10).

De plus, d'autres études confirment l'importance de l'activité tectonique dans la région. La reprise en 1982 d'un itinéraire de nivellement mis en place en 1949, a permis de mettre en évidence un soulèvement de l'ordre de 25 cm (8 mm/an) de la région du col du Jaout, situé à proximité de l'épicentre du séisme d'Arudy du 29 février 1980 (magnitude 5,0). Bien que ce séisme ne puisse être directement reponsable de l'importance des mouvements constatés, ceux-ci pourraient

Photo 9-3 : Serrage tectonique et éclatement de la roche, réseau d'Etxanko Zola. La galerie s'aligne sur un accident majeur N040°. Un serrage N110°, postérieur au creusement de la galerie datée du Pléistocène inférieur, a entrainé un broyage de la roche.

Photo 9-4 : Joint de cisaillement cicatrisé par de la calcite, salle des Grandes Concrétions, réseau d'Azaléguy. Les spéléothèmes sont les témoins privilégiés de l'activité tectonique récente d'un massif en raison de leur rigidité qui leur confère un comportement spécifique vis-à-vis des contraintes tectoniques.

résulter de l'accumulation des contraintes de la bordure nord du massif pyrénéen. L'importance du mouvement permet de le comparer à ceux mis en évidence dans d'autres régions du monde où des failles actives sont étudiées : Californie, Afar…

La comparaison des nivellements effectués ces dernières années dans les vallées avoisinantes de l'Ossau et de l'Ouzom, avec des nivellements réalisés au début du siècle, indique des mouvements dans le même sens, mais de moindre importance : 1 mm/an en moyenne [Ruegg et Kasser, 1983]. Cette valeur est à comparer à celles de mouvements analogues observés dans les massifs cristallins axiaux des Alpes [Habours, 1979].

Dans les Pyrénées-Atlantiques, P. Pailhé et G. Thomas [1984] montrent l'incidence de la néotectonique au niveau des confins basco-béarnais. Le massif des Arbailles s'inscrit donc dans un ensemble sismique actif.

Dans les cavités, on trouve différents témoins de paléoséismes majeurs qui se sont produits entre le Pléistocène inférieur, le Pléistocène moyen et aujourd'hui (*infra*).

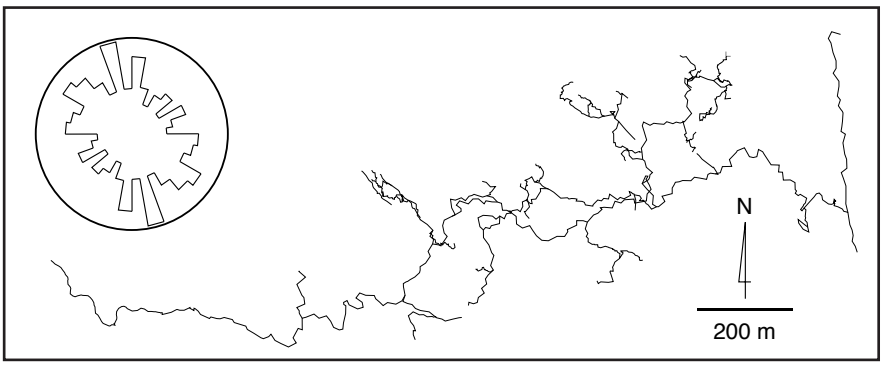


Figure 9-11 : Plan du réseau Nébélé (Toporobot, topographie Collectif Nébélé) et diagramme de direction des visées topographiques de plus de 10 m de long, réseau du Nébélé (308 valeurs).

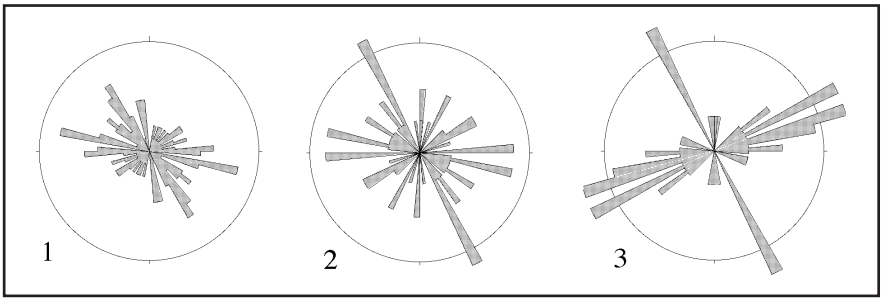


Figure 9-12 : Diagramme de fracturation du réseau Nébélé, 1- fissures de cisaillement et écailles (85 valeurs), 2- fractures (35 valeurs), 3- anciennes fractures réouvertes (32 valeurs). Intervalle : 5°, rayon 10%.

Photo 9-5 : Décalage de la roche généré par une faille majeure, Galerie 93, réseau de -100 du Nébélé. Le miroir de faille est visible à gauche du casque du spéléologue.

Photo 9-6 : Grande fracture verticale de cisaillement affectant les parois de la galerie 93, niveau -100 du Nébélé.

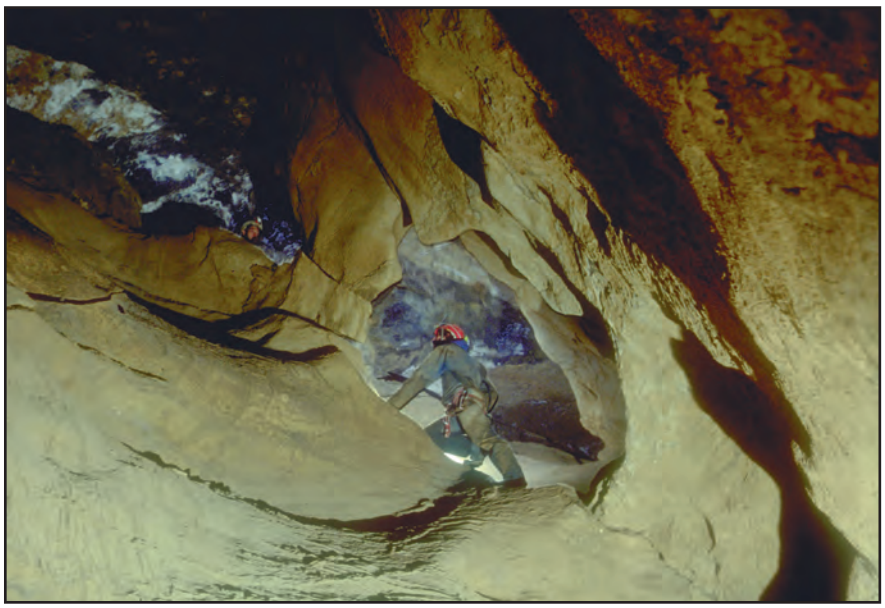


Photo 9-7 : Pilier central de la salle du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola. Le pilier, situé en face du personnage, montre un décalage de quelques centimètres entre la partie haute et la partie basse dû au passage d'une faille active N040° ayant rejoué postérieurement à la mise en place de la galerie.

2. Les indices de tectonique récente

Les observations mentionnant la néotectonique dans le karst souterrain sont maintenant fréquentes car l'endokarst s'avère un bon enregistreur d'événements sismo-tectoniques [Audra, 1994 ; Bini et Quinif, 1996 ; Vanara et Maire, 1997]. Cependant peu d'études synthétiques ont été menées à ce jour [Blanc, 1992]. Le colloque «Karst et tectonique, les relations entre tectonique, karst et séismes» (Hans-sur-Lesse, 1998) devrait permettre de faire le point sur cette question.

Les manifestations de la tectonique pléistocène sont omniprésentes dans tous les réseaux souterrains que nous avons parcourus. Les mouvements récents ont fait rejouer certaines familles de fractures, notamment en compression. Cela se traduit par une pertubation de la forme des conduits et de l'intégrité des remplissages.

a. Les phénomènes de cisaillement de la roche

Les rejeux de failles et les séismes sont à l'origine de modifications, parfois importantes, des parois et du plafond des galeries : cisaillement de la roche conduisant à son éclatement et à des chutes de blocs (chaos et trémies).

— Les cisaillements de paroi

Les failles actives jouent principalement en régime compressif et induisent une fracturation secondaire oblique et/ou perpendiculaire à la direction principale : fissures irrégulières de cisaillement, réouvertures de stylolithes, de joints de fractures calcités et de joints de stratification. Dans le réseau d'Etxanko Zola (niveau fossile de 675 m exploitant un accident N040°), on observe un serrage N110° des anciennes structures avec un éclatement de la roche postérieur au creusement de la galerie datée du Pléistocène inférieur (photo 9-3).

Des observations similaires ont été faites dans le réseau du Nébélé. Les galeries exploitent principalement les accidents N160-170°, N120-140° et N000-010° (fig. 9-11). Les mesures de fracturation dans les galeries situées à 365 m (niveau fossile de -100 m) et 415 m (galerie des Gérontes) font apparaître plusieurs directions préferentielles, en particulier N060-080° et N150-160° pour les petits joints réouverts (fig. 9-12). Les mouvements tectoniques quaternaires sont accompagnés par des cisaillements aux tracés irréguliers dont les directions sont obliques par rapport aux failles majeures. Le niveau situé à la côte 365 m montre d'importants cisaillements de paroi. Certains cicatrisés par de la calcite ont rejoué récemment puisque la calcite elle-même est fissurée (photos 9-4, 9-5 et 9-6).

Photo 9-8 : Chaos de blocs dans la galerie 93, niveau de -100 m du Nébélé. Ces écroulements sont en relation directe avec le cisaillement récent des parois et du plafond.

— Les décalages morphologiques

Les rejeux de fractures provoquent de petits décalages atteignant fréquemment 5 à 10 cm, mesurables sur les coupoles de plafond, mais pouvant atteindre 1 m dans la galerie des Planches à Clous du réseau d'Etxanko Zola. Dans la salle du Rejeu, le pilier central a subi un décalage de quelques centimètres par le même accident décrochant (photo 9–7).

Les décalages en palier des galeries très anciennes du Landanoby ont peut-être été en partie conditionnés par des rejeux de fractures postérieurement à leur creusement, mais les indices sont moins frais.

— Les chaos de blocs et les trémies

Dans les réseaux souterrains, les chaos de blocs et les trémies sont généralement interprétés par les spéléologues comme des phénomènes classiques de rupture de l'équilibre mécanique des voûtes. Dans le massif des Arbailles, on constate que de grands chaos

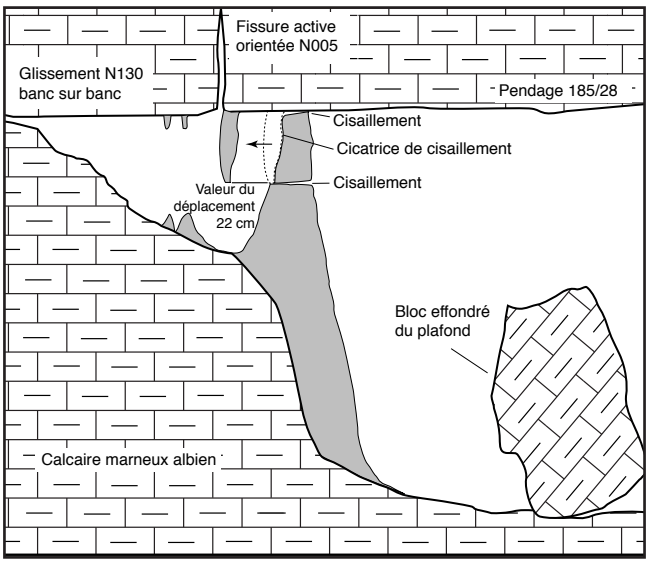


Figure 9-13: Exemple de tectonique récente dans le réseau du Yéti. Cf. figure 4-2, chap. 4 pour la localisation du site étudié.

Photo 9-10 : Stalagmite cisaillée observable dans la galerie 93, niveau de -100 m du Nébélé. Le rejeu de la fracture est intervenue postérieurement au dépôt de la concrétion.

Photo 9-9 : Concrétionnement cisaillé, réseau de Guillaminé. La fracture N050° recoupe la galerie N135°.

Photo 9-11 : Le cimetière des concrétions, galerie 93, niveau de -100 m du Nébélé. On observe d'importantes accumulations de concrétions cisaillées et détruites du fait de l'impact d'un important séisme.

de blocs sont liés à des déstabilisations néotectoniques (rejeux de failles, séismes).

Les meilleurs exemples se situent dans le réseau du Nébélé. Par exemple, dans le niveau fossile de -100 m, les grands chaos de blocs sont en relation directe avec le cisaillement récent des parois et du plafond et avec des paléoséismes (chutes de spéléothèmes) (photo 9-8). On observe le même phénomène dans la galerie dite de la Grande Faille où se situent d'importants chaos de blocs.

De grandes trémies de blocs bloquent le réseau aval du Sinhikole situé sous la vallée sèche d'Ithé. Elles résultent probablement d'un rejeu récent des fractures (broyage de la roche, séisme associé), entraînant la chute massive des blocs.

b. Les phénomènes affectant les spéléothèmes

Les spéléothèmes sont souvent des témoins essentiels de l'activité récente d'un massif. Leur rigidité leur confère un comportement spécifique vis-à-vis des contraintes tectoniques. Ainsi les spéléothèmes du massif des Arbailles sont fréquemment affectés par les mouvements tectoniques, en particulier par des paléoséismes. Cela se traduit par des cisaillements, des décalages, des chutes et des chaos.

— Les cisaillements et décalages de spéléothèmes

Les failles laissent souvent suinter l'eau d'où un dépôt préférentiel de calcite sur les joints de fracturation. En de nombreux sites, nous avons pu observer que les concrétionnements avaient été cisaillés en même temps que la paroi. Ces cisaillements affectent aussi des stalagmites comme dans la grotte de

Guillaminé sur le tracé d'une faille N°050/90 recoupant perpendiculairement une galerie N135° (photo 9-9). On observe le même phénomène dans la galerie 93 du réseau du Nébélé (niveau fosile de -100) (photo 9-10).

A la base du P 7, dans le réseau du Yéti, un glissement N130° de strate, banc sur banc, a entraîné un décalage de 22 cm, le cisaillement de la partie supérieure de la concrétion et son écaillage (fig. 9-13). Dans la galerie du Banc, toujours dans le réseau du Yéti, un serrage latéral a entraîné le cisaillement d'un plancher calcité et son redressement (fig. 4-3).

— Chutes de spéléothèmes

Dans la galerie 93 du réseau Nébélé, au lieu dit le Cimetière de concrétions, on observe une importante accumulation de concrétions qui ont été cisaillées et détruites du fait de l'impact d'un important séisme (photo 9-11). Dans le même niveau fossile de -100 m, d'autres spéléothèmes n'ont été que partiellement détruits : stalagmites basculées et couchées, stalactites plantées dans l'argile, etc.

Des observations similaires (cisaillements de parois, chaos de blocs, trémies, chutes de spéléothèmes) ont été effectuées dans les réseaux du massif de la Pierre Saint-Martin [Maire, 1990 et comm. orale]. De tels mouvements tectoniques récents ont aussi été étudiés dans les cavités des Alpes de Lombardie en zone sismique active [Bini *et al*., 1992].

II. Les relations entre la sédimentation détritique et la surrection plioquaternaire

Nous avons souligné l'importance de la surrection plio-quaternaire qui a provoqué un encaissement important des réseaux hydrographiques. Dans un second temps, nous avons donc recherché les dépôts corrélatifs du soulèvement, tout d'abord au cœur même du massif, puis sur son pourtour. Deux types de sites ont été étudiés : les terrasses de l'Apoura sur la bordure sud et les terrasses de la Bidouze sur le piémont nord.

A. Les terrasses des vallées des Arbailles : l'exemple de la vallée de l'Apoura

Les dépôts exokarstiques, témoins de l'encaissement progressif des vallées, sont peu nombreux. Les plus anciens ont été détruits par la vigueur même de l'incision : soutirage karstique et érosion linéaire. Les seuls témoins qui subsistent sont récents.

Quelques terrasses ont été mises en évidence, notamment dans la vallée de l'Apoura. Cette rivière, qui prend sa source au pic des Escaliers (1 425 m) dans les poudingues de Mendibelza, tranche les Arbailles selon une direction SSW-NNE en traversant tout d'abord le Trias et le Jurassique de la bordure sud, puis les calcaires marneux albiens du synclinal d'Apanicé et enfin les calcaires urgo-aptiens de la retombée orientale du massif. L'Apoura conflue avec le Saison au village d'Alos-Sibas-Abense, un peu en aval de Tardets Sorholus.

Deux types de dépôts sont étudiés : des poches karstiques piégeant du matériel fluviatile et les terrasses de la moyenne et basse vallée de l'Apoura.

1. Les poches karstiques recoupées de l'Apoura moyenne

Plusieurs cavités fossilisées par des sédiments fluviatiles sont recoupées par la route, dans les calcaires urgoniens, en rive gauche de la vallée moyenne de l'Apoura. La poche karstique de la ferme Atheïs est la plus caractéristique. Longue de 15 m et épaisse de 5 m, elle est située au-dessus de la ferme Atheïs (C.L. : 332,26 - 3092,78), à 350 m d'altitude, soit 40 m au-dessus du niveau actuel de la rivière. On observe une coupe de 4 m de dépôts lités sableux et limoneux surmontés par 1 m d'éboulis lité. Les dynamiques de mise en place de ces deux types de dépôts sont différentes (fig. 9-14).

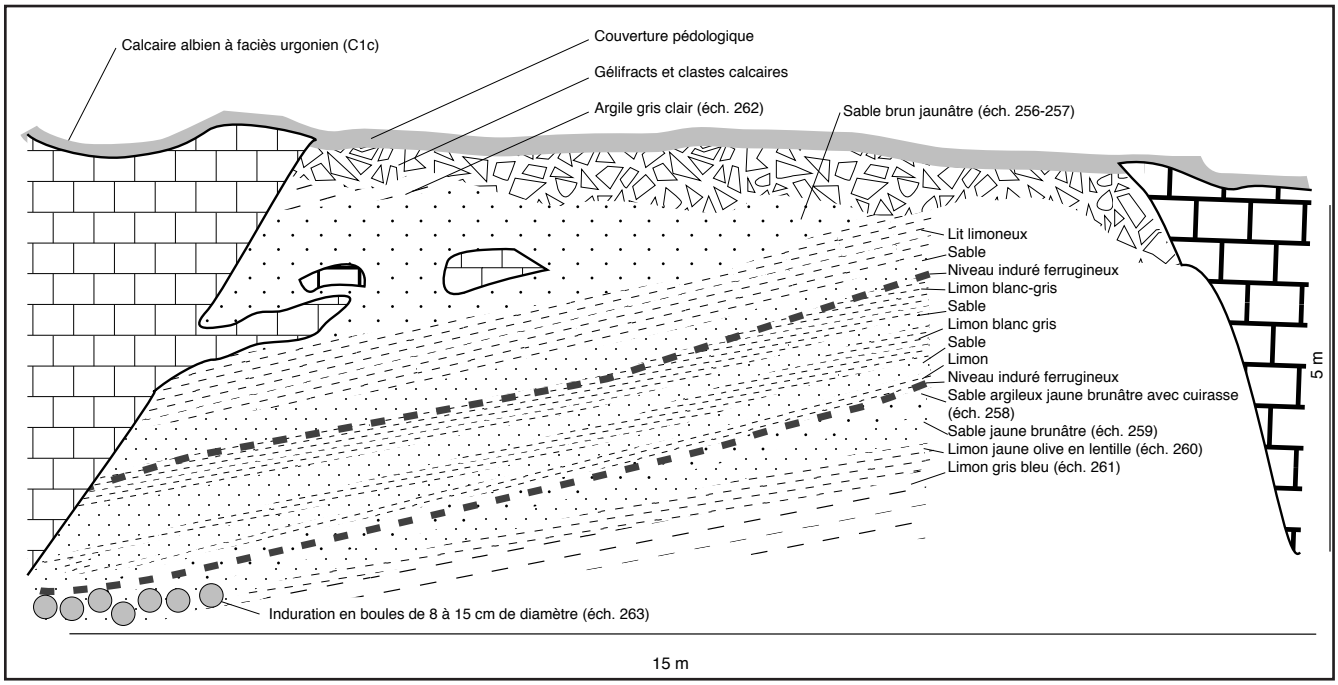


Figure 9-14 : Poche karstique de la ferme Athéïs. La coupe est observable le long de la route de la vallée de l'Apoura près de l'embranchement pour la ferme Athéïs. La poche, situé actuellement à 350 m, a piégé les sables fluviatiles de la rivière Apoura (+40 m au–dessus du lit actuel de la rivière).

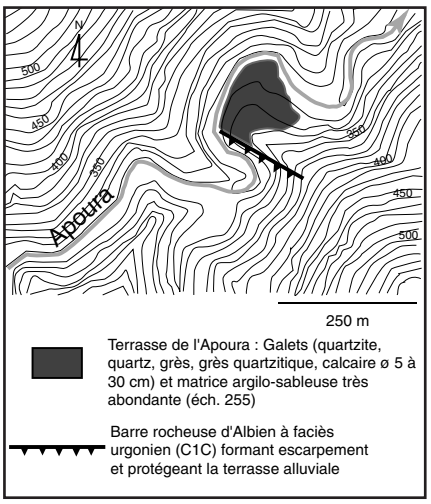


Figure 9-15 : La terrasse alluviale de l'Apoura, méandre de Quihillat

a. Description de la coupe

Plusieurs niveaux limoneux jaune clair sont visibles (2,5Y 7/4). Ils sont plus ou moins riches en sables : 32 % de sable non calcaire (éch. 260) ; 13 % de sable non calcaire (éch. 261) ; 10 % de sable calcaire (éch. 262), 0,8 % de sable non calcaire. Seul l'échantillon 261 possède une fraction sableuse grossière et quelques quartz émoussés luisants traduisant un transport fluviatile.

Les niveaux sableux ne montrent pas d'effervescence à l'acide et possèdent une proportion de limons et d'argiles inférieure à 20 % pour la fraction inférieure à 2 mm (photo 9-12). Les couleurs vont du brun-jaunâtre (10YR 5/8) au jaune-brunâtre (10YR 6/8). Ils contiennent tous une proportion notable d'émoussés plus ou moins luisants dans la fraction entre 0,3 et 0,6 mm (photo 9-13).

Photo 9-12 : Niveaux sableux lités de la poche karstique de la ferme Athéïs (éch. 256). Ces sédiments sableux plus ou moins riches en argile ont été charriés par les eaux de l'Apoura.

A la base de la coupe, des boules indurées, de 8 à 15 cm de diamètre (éch. 263), sont prises dans une gangue sableuse. Ces boules présentent une stratification horizontale ou inclinée (passées brunes 10YR 5/3) qui se poursuit dans la matrice. Ces formes arrondies résultent de l'induration du dépôt par battement de la nappe, puis d'une altération en boule au sein du dépôt (fig. 9-14).

b. Signification du remplissage et dynamique de mise en place

La poche karstique de la ferme Atheïs est une ancienne perte fossilisée et éventrée par l'encaissement de la vallée au cours de la surrection. Elle a capturé des sédiments sableux et limoneux charriés par les eaux de l'Apoura quand la rivière était située à son niveau. Il s'agit bien d'un dépôt fluviatile comme le prouvent les nombreux grains émoussés luisants. La minéralogie du remplissage s'explique aisément par la nature du bassin d'alimentation de la rivière : quartz à extinction roulante, issus des poudingues de Mendibelza et quartz sédimentaires et bipyramidés, provenant des calcaires marneux albiens. En raison de la situation de cette poche, 40 m au-dessus du talweg, il est probable que le remplissage date du Quaternaire récent ou de la fin du Quaternaire moyen.

2. Les terrasses récentes de la basse et moyenne vallée de l'Apoura

a. La terrasse du méandre de Quihillat

La terrasse est située dans la partie convexe d'un des méandres les plus marqués de l'Apoura (fig. 9-15). Les dépôts situés de 5 à 30 m au-dessus du lit actuel de la rivière sont protégés de l'érosion par un escarpement rocheux de calcaires à mélobésiés (Albien, C1c).

Les galets (quartzite, quartz, grès), de diamètre compris entre 5 à 30 cm, sont pris dans une matrice (éch. 255) sablo-limoneuse (16 % de sable non calcaire uniquement) jaune (2,5Y 7/8). La fraction grossière contient des quartz, fragments de cuirasse et quartzite à micas.

b. La terrasse du château de Çaro

La terrasse du château de Çaro est située en rive gauche de la basse vallée de l'Apoura, à 310 m d'altitude (commune de Alçay), soit 30 m au-dessus du lit actuel de la rivière. La terrasse, haute de 3 m, occupe un vide karstique qui a permis sa conservation. Le niveau à galets est encadré par deux niveaux limoneux sableux (fig. 9-16).

Les galets, d'un diamètre de 2 à 15 cm, sont directement issus de la zone de Mendibelza : grès, grès quartzitique, quartzite, quartz et ophite altérée. Les niveaux limono-argileux (éch. 264), de teinte jaune-brunâtre (10YR 6/6), sont pauvres en sables (moins de 3 % de sables non calcaires). Comme pour les autres terrasses, la fraction sableuse contient des quartz émoussés plus ou moins luisants.

3. Dépôts et terrasses de la basse vallée de l'Apoura

Les terrasses de la basse vallée de l'Apoura ont enregistré une partie de l'évolution quaternaire (érosion régressive dans les calcaires marneux albiens)sur la bordure orientale du massif, en fonction de la surrection (fig. 9-17).

a. Description des dépôts

— Les hautes terrasses

Les témoins les plus élevés (> 50 m) sont ceux de Sibas en rive droite de l'Apoura. Sous l'église du village, une importante terrasse alluviale, épaisse d'au moins 3 m, montre des grès, des quartzites et des grès quartzitiques. Le long de la crête Sibas (sommet 372 m), on ne trouve plus que des galets épars qui constituent vraisemblablement un témoignage d'épandages anciens. En rive gauche, les témoins les plus élevés sont situés au-dessus du village d'Alçabéhéty, près du sommet 340 m.

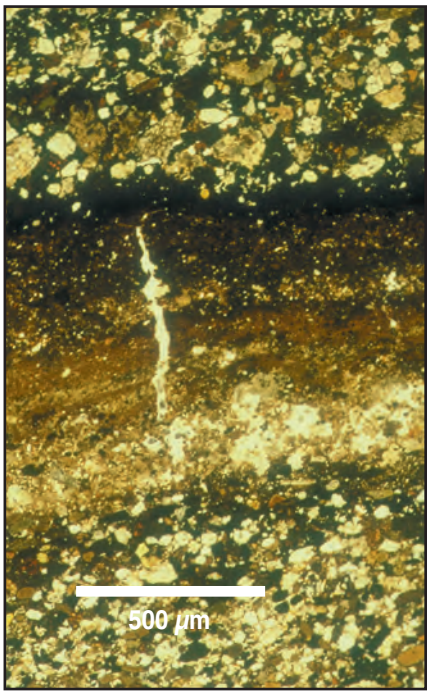


Photo 9-13 : Lame mince du niveau sableux de la poche karstique de la ferme Athéïs. On observe, au centre, une couche d'argile de couleur claire surmontée par un niveau sombre très riche en fer, encadrés par des niveaux riches en grains de cuirasses (50 %), de quartz et de quartzites, de roches en provenance du massif de Mendibleza.

— Les terrasses moyennes

Les terrasses moyennes de l'Apoura se situent actuellement entre 15 et 40 m au–dessus de la rivière. Deux d'entre elles ont été étudiées plus précisément.

La terrasse d'Alçay, épaisse de 4 m, est bien visible à la sortie du village, le long de la route de l'Apoura. Des niveaux plus ou moins riches en galets (grès, grès quartzitique) se superposent. L'ensemble est emballé dans une matrice (éch. 34) limoneuse (15 % de sable non calcaire) brun-jaunâtre clair (2,5Y 6/4). La compétence de la rivière était importante (galets de 25 cm).

La terrasse d'Ibarria est identique à celle d'Alçay. Les galets, d'un diamètre de 20 cm environ, sont composés essentiellement de grès et de quartzites. Certains présentent un important cortex d'altération.

b. Signification des terrasses et du grand replat de Baratzéguia (632 m)

La basse et moyenne vallée de l'Apoura offre un ensemble de terrasses étagées qui marquent les stades d'encaissement successifs de la rivière. Toute la difficulté réside dans la datation des différents niveaux. En première approximation, les différentes terrasses étudiées datent sans doute du Pléistocène supérieur et du Pléistocène moyen pour les plus anciennes (galets altérés des hautes terrasses).

Le grand replat de Baratzéguia, situé à l'altitude de 632 m en rive droite de l'Apoura moyenne, n'est sans doute pas seulement d'origine structurale (armature de calcaires à mélobésiés). Il correspond probablement au niveau de 700 m d'Ithé et d'Elsarré datant du Pléistocène inférieur. Son altitude un peu plus basse provient sans doute de sa position moins protégée vis-à-vis de l'érosion (fig. 2-7 et 9-1). Cela confirmerait que le creusement de la vallée de l'Apoura s'est effectué en deux phases distinctes en fonction des deux grands stades de surrection mis en évidence dans le centre du massif : le premier au Néogène (Miocène supérieur-Pliocène), le second au Pléistocène.

Le dernier encaissement de l'Apoura, depuis le Pléistocène inférieur, est de plusieurs centaines de mètres. L'érosion régressive, au niveau de son affluent de rive gauche (Azaléguy), a donc permis la capture de la tête de la vallée d'Ithé et son assèchement (chap. 2).

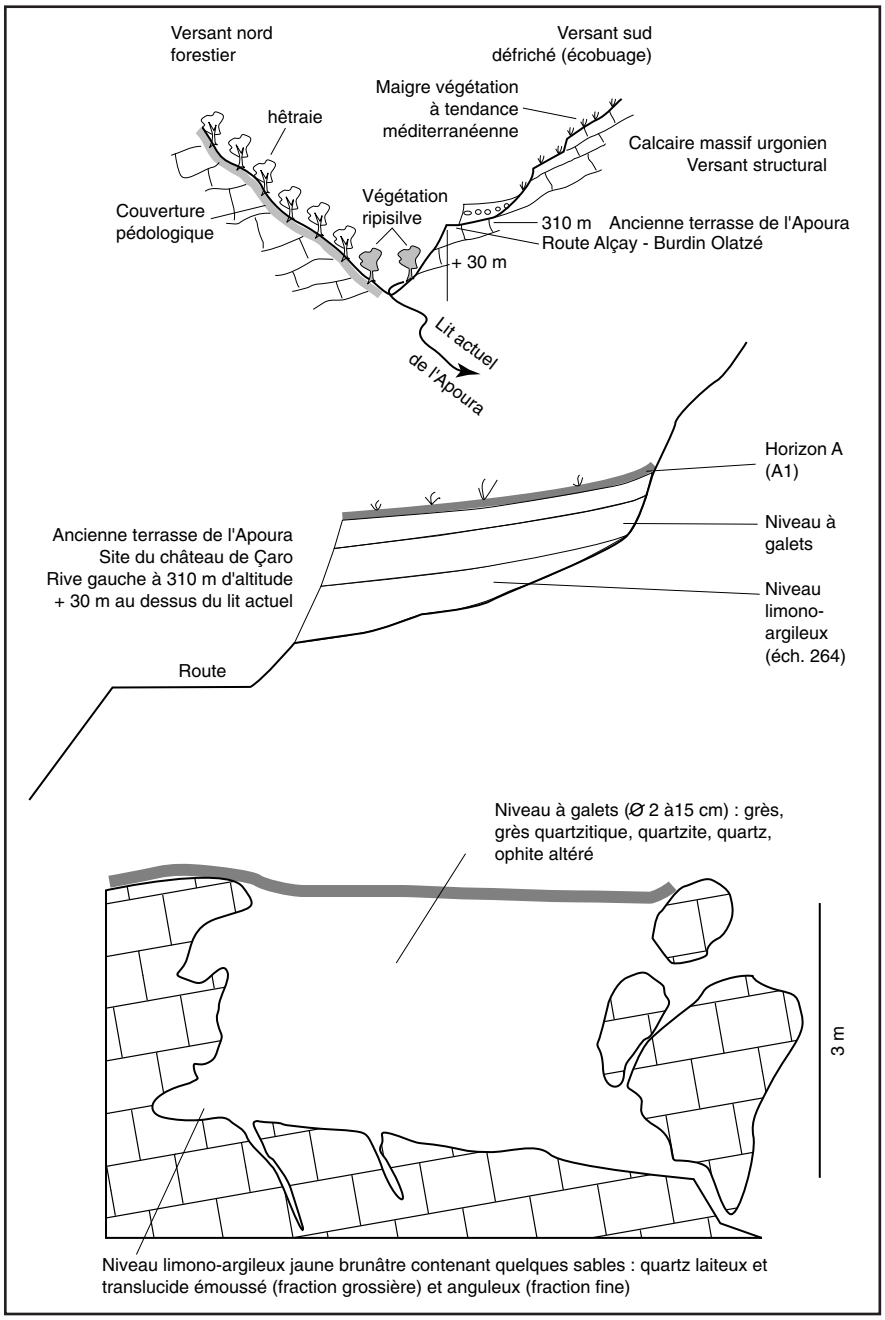


Figure 9-16 : Terrasse fluviatile du château de Çaro, vallée de l'Apoura. Les remplissages sont représentatifs de la zone d'alimentation des poudingues de Mendibelza.

B. Les sédimentations détritiques du piémont pyrénéen

Les relations entre la sédimentation détritique de piémont et la surrection plio-quaternaire sont complexes. En outre, en raison de la proximité de l'océan, une partie des dépôts se situe probablement sous le niveau marin actuel.

1. Originalité des épandages du piémont des Pyrénées basques

A la fin du Crétacé inférieur (Albien), les mouvements orogéniques en régime de distension (rift crétacé pyrénéen) sont accompagnés du dépôt des poudingues de Mendibelza [Boirie et Souquet, 1982]. Au Lutétien moyen a lieu la phase orogénique principale des Pyrénées avec plissement et charriage vers le nord des unités nord-pyrénéennes [Razin, 1989]. Elle s'accompagne d'une grande phase érosive qui se poursuit jusqu'à l'Oligocène moyen avec notamment le dépôt des poudingues de Palassou.

A l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur, la région est caractérisée par une période de stabilité ou de faible surrection, comme l'atteste la phase de transgression marine qui a lieu au même moment au niveau du Bassin Aquitain.

Au sud et à l'ouest de Pau, les poudingues de Jurançon, autrefois attribués au Miocène, doivent être rattachés à la formation de Palassou datée du Lutétien supérieur-Oligocène inférieur en raison de la découverte d'une malacofaune éocène [Hourdebaigt, Villatte et Crochet, 1986].

Au débouché de la vallée d'Aspe et d'Ossau, on observe des dépôts d'argiles à blocs, de faciès «mortier» qui peuvent être corrélés avec les grands cônes de Ger, Cieutat, Bagnères et Lannemezan situés

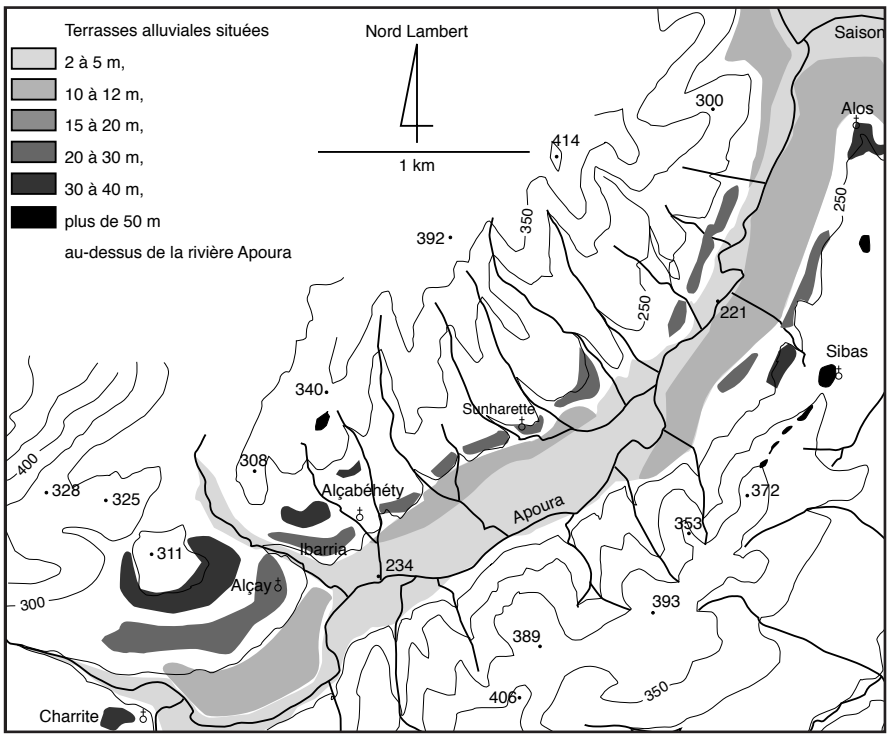


Figure 9-17 : Les terrasses étagées de la basse vallée de l'Apoura.

plus à l'est [Alimen, 1964]. Ces cônes détritiques de type «Lannemezan», que l'on attribue actuellement au Plio-Pléistocène inférieur, surmontent des dépôts à lignite datés de la fin du Miocène à Capvern [Bugnicourt, Claracq et Dupéron, 1988].

Le paléocône situé au débouché de la vallée d'Ossau (secteur de Belair) est décrit comme un till du Pléistocène inférieur dont le substratum rocheux présente un poli glaciaire strié et cannelé [Hetu et Gangloff, 1989].

Les dépôts du piémont pyrénéen témoignent donc d'une intense activité érosive depuis la fin du Miocène. Cette érosion est en relation avec les phases de surrection mises en évidence dans le massif des Arbailles. D'après les arguments géomorphologiques (chap. 3 et 4) et hydrochimiques (chap. 5), le volume enlevé depuis 5 à 6 Ma serait au minimum de 0,2 à 0,3 km^3/km^2 en terrain carbonaté, mais il est supérieur dans les marnes et calcaires marneux qui favorisent l'érosion linéaire.

2. Rareté des épandages sur le piémont des Pyrénées basques

Le piémont des Pyrénées basques diffère de celui des Pyrénées centrales ; en effet il ne porte une couverture alluviale qu'en de rares endroits alors que les serres et les plateaux béarnais ou gascons, au nord du Gave d'Oloron et du Bas Adour, sont coiffés par des nappes détritiques plus ou moins grossières [Taillefert, 1951 ; Viers, 1960] (fig. 9-18).

a. Les épandages du Saison et de la Nive

En dehors des plateaux de Biarritz, les cailloutis contemporains de la formation de Lannemezan sont rares à la surface du piémont basque.

Dans le secteur du Saison, deux gisements ont été étudiés par G. Viers [1960]. Le plus important, celui de Moncayolle, est situé au nord-est de Cheraute. Il coiffe deux collines voisines (cote 303 m). De l'autre côté du Saison, des cailloutis semblables s'observent à l'ouest-sud-ouest de Charitte-de-Bas, vers 200 m d'altitude.

Au bassin de la Nive se rattache un plus grand nombre de témoins alluviaux [Passemard, 1924, *in* Viers, 1960]. Le témoin le plus élevé en amont est celui de la Bergerie près de Cambo, à 157 m d'altitude. Il montre une masse imposante de galets quartziteux exploités depuis longtemps. Le long de la Nive, en aval, E. Passemard [1924] a repéré d'autres placages à Saint-Sauveur (99 m), Faldarakon (89 m) et à Berrogain (82 m). A l'aval, l'essentiel des alluvions pliocènes de la Nive recouvre, en position culminante, les plateaux compris dans le triangle Bassussary - Bidart - Biarritz. Ce sont des cailloux quartzeux bien arrondis à stratifications entrecroisées, où les rares galets de roches cristallines, très altérés, se coupent au couteau.

b. Conditions de dépôts

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer la rareté des témoins alluviaux, preuves recherchées sur

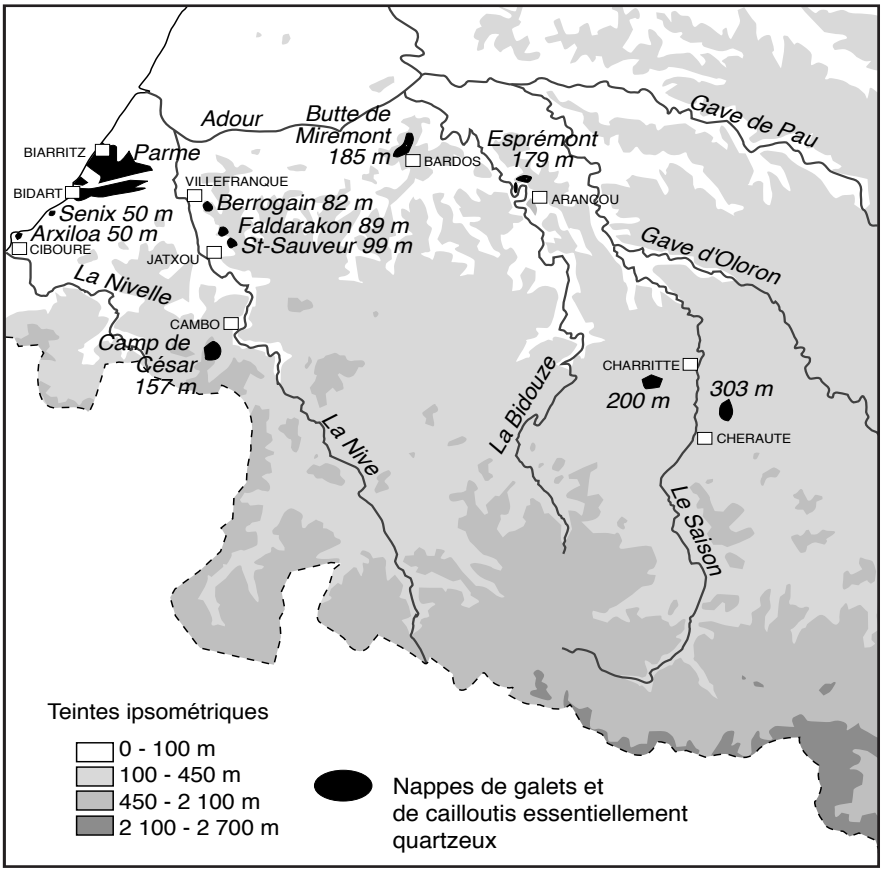


Figure 9-18 : Localisation des nappes de galets et de cailloutis essentiellement quartzeux de l'avant-pays [d'après Viers, 1960].

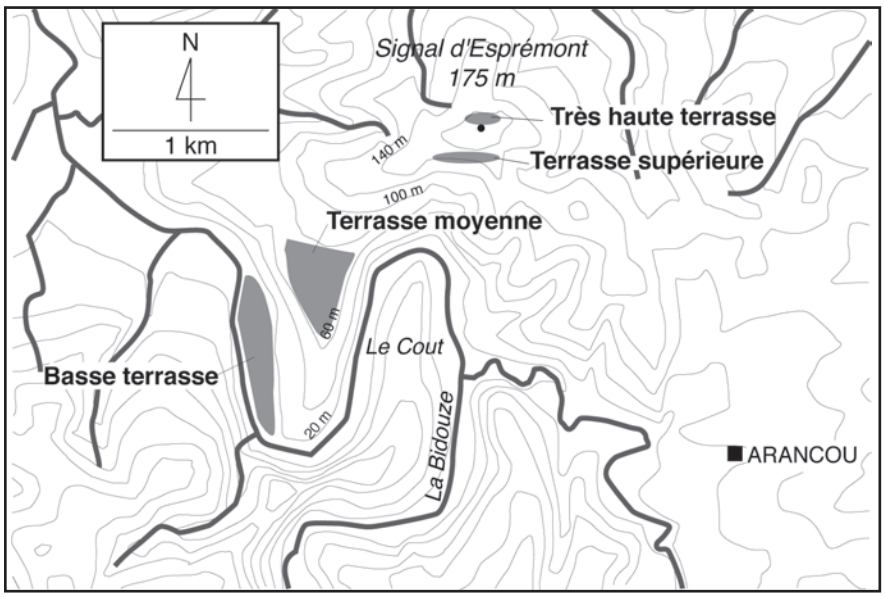


Figure 9-19 : Localisation des terrasses étagées de la Bidouze au Signal d'Esprémont, au nord-ouest du village d'Arancou.

le piémont de l'importante surrection au Plio-quaternaire.

Les nappes alluviales pliocènes sont toujours très altérées et complétement décalcifiées [Taillefer, 1951]. Les galets calcaires ont dû disparaître les premiers dans les nappes alluviales du piémont. On peut même se demander si ces galets étaient nombreux dans les nappes des Pyrénées occidentales où les phénomènes d'érosion chimique sont prédominants.

L'absence de cônes de déjections au débouché du gave d'Aspe, du Saison et de la Bidouze peut donc s'expliquer, entre autres causes, par le fait que ces rivières drainaient des reliefs où les roches susceptibles de donner des galets étaient surtout des calcaires (Dévonien, Dinantien, Jurassique, Aptien, Sénonien). Seule la Nive pouvait faire provision de quartzites dans l'Ordovicien des massifs des Aldudes et de Baygoura, d'où, les dépôts de type Lannemezan qui réapparaissent près de l'océan, en avant de ces montagnes aux altitudes modestes.

3. Les enseignements apportés par les terrasses de la Bidouze

a. Les quatre terrasses étagées du Signal d'Esprémont

D'anciens dépôts alluviaux sont situés sur la colline du Signal d'Esprémont au nord-ouest du village d'Arancou [Viers, 1960]. Ils dominent en rive droite concave le méandre très marqué de la Bidouze (fig. 9-18). Quatre terrasses s'échelonnent entre 10 m et 175 m (fig. 9-19). La composition pétrographique évolue en fonction de l'ancienneté des dépôts étudiés (tabl. 9-3).

La très haute terrasse se situe au sommet de la colline du Signal à 175 m. Une coupe de piste a dégagé au moins 2 m d'épaisseur de galets (éch. 464) bien roulés essentiellement constitués de grès quartzitiques (47 %), grès (30 %), quartz et grès altérés (18 %). Une matrice argileuse de couleur marron, légèrement jaunâtre, (2,5YR 6/4) sert de liant (éch. 455).

La terrasse supérieure (150 m), épaisse d'au-moins un mètre, est visible à 150 m le long de la piste qui recoupe la colline au sud du Signal. La matrice (éch. 457) est peu abondante (10YR 6/4) ; la composition pétrographique des galets (éch. 456), sensiblement identique à celle de la très haute terrasse, montre : quartz et grès quartzitiques (48 %), grès (27 %) et grès quartzitiques altérés et grès altérés rouges (25 %).

Les galets de la terrasse moyenne (50-70 m) s'éparpillent dans les champs labourés (terre argileuse, 10YR 6/4, éch. 462) du replat sud du signal d'Esprémont (éch. 460). Les grès sont les plus abondants (56 %) avec les quartz et des grès altérés (34 %). Quelques rares galets calcaires subsistent (1 %).

La basse vallée domine de 2-3 m le lit de la rivière. Les galets ont été éliminés des champs de terre argilo-limoneuse de couleur marron pâle (10YR 6/3) qui bordent la rivière. Les calcaires deviennent dominants (45 %).

Le lit actuel de la rivière montre de nombreuses plages de sables et de galets. Les grès (42 %), les calcaires roulés (33 %) et les quartz sont abondants (19 %).

Après lavage, l'observation au microscope de la fraction sableuse fine des terrasses (basse, moyenne, supérieure et très haute) montre l'existence d'un cortège monospécifique de quartz.

b. Le problème posé par les terrasses du Signal d'Espremont

Pour G. Viers [1960], «*les cailloux quartzeux… ne peuvent appartenir qu'aux nappes alluviales des Pyrénées centrales et non à un cône ancien de la Bidouze qu'ils dominent car elle ne draine aucune montagne susceptible de fournir un type de matériel de ce type*». L'auteur envisage aussi de rattacher ces terrasses à une nappe détritique provenant des massifs de Baygoura et d'Ourzouya et qui se serait étendue, en direction du nord-est, vers la confluence de Peyrehorade.

Cependant, une autre explication pourrait être envisagée. Les galets de la très haute terrasse et de la terrasse supérieure, essentiellement gréseux et quartzeux, seraient bien des alluvions de la Bidouze, mais ils dateraient de l'époque où cette rivière était alimentée par la Haute Chaîne, via les Arbailles, donc avant que l'érosion régressive des rivières de l'Apoura-Azaléguy et d'Ilhounatzé capture à leur profit les écoulements de Mendibelza et sépare le massif de ces alimentations

Nature des galets	Ech. 454 (%) 107 galets		Ech. 459 (%) 20 galets		Ech. 460 (%) 87 galets		Ech. 456 (%) 81 galets		ch. 464 (%) 17 galets	
Calcaire à pâte fine (Jurassique)	22		—		—		—		—	
Calcaire bioclastique	5	33	—	45	1	1	—	0	—	0
Calcaire grossier (Crétacé)	5		45		—		—		—	
Marnes	1		—		—		—		—	
Quartz	—		5		—		12		—	
Quartz altéré	—		—		14		—		6	
Quartzite	6	19	—	45	1	23	—	57	—	53
Microquartzite	2		—		1		—		—	
Grès quartzitique	11		25		7		36		47	
Grès quartzitique altéré	—		20		—		9		—	
Grès vert	2		—		—		1		—	
Grès altéré rouge	5		5		20		16		12	
Grès grossier sableux	8	42	—	5	21	76	25	43	18	42
Grès fin sableux	13		—		31		—		—	
Grès micacé	3		—		—		1		12	
Grès pélitique	11		—		2		—		—	
Chaille	5	5	—	0	2		—	0	5	5
Pélite rouge (Trias)	1	1	—	0	—	0	—	0	0	0

Tableau 9-3 : Nature pétrographique des galets des terrasses étagées de la Bidouze, signal d'Esprémont au nord-ouest du village d'Arancou. 454 : terrasse actuelle (lit de la Bidouze à Mariette ; 459 : basse terrasse à 10 m d'alt. (Esprémont) ; 460 : terrasse moyenne à 50 m d'alt. (Esprémont) ; 456 : terrasse supérieure à 150 m d'alt. (au nord du sgnal d'Esprémont) ; 464 : très haute terrasse à 175 m d'alt (signal d'Esprémont).

venant de l'amont. Il existe cependant une objection importante : on n'a jamais retrouvé de galets de cette nature sur le karst des Arbailles, mais seulement des graviers de quartz et des minéraux allochtones. Les galets des terrasses moyenne et basse ont pu être alimentés par le relief triasique et paléozoïque d'Hosta mis à l'affleurement

Des études complémentaires s'imposent afin de comparer les provinces d'origine (cortèges pétrographiques).

III. Le rôle du refroidissement quaternaire sur la morphogénèse des Arbailles

Le contexte climatique et celui du paléoenvironnement des Pyrénées occidentales est relativement peu connu, surtout en ce qui concerne le Néogène. L'appréhension de ce contexte néogène repose essentiellement sur l'interprétation des formations géologiques et de l'agencement du relief. C'est dans cet environnement bio-climatique subtropical à faible énergie gravitaire que nous rapportons l'agencement du karst sommital (chap. 2). Les cavités contemporaines de cette première structuration endokarstique sont aujourd'hui perchées en altitude et recoupées par la surface topographique (chap. 3).

Les Arbailles disposent d'informations paléoclimatiques fragmentaires concernant le Néogène et le Pléistocène. Bien que la morphogenèse pléistocène ait remodelé les paysages, seules les empreintes laissées par les épisodes les plus récents restent visibles.

A. Les conditions climatiques au Quaternaire et l'historique des recherches

L'absence dans les Pyrénées de dépôts glaciaires antérieurs au Würm a longtemps plaidé en faveur de la théorie monoglacialiste. Des traces furtives de glaciers pré-würmiens peuvent néanmoins subsister sous les nappes alluviales, au contact du substratum rocheux. A 16 km de Pau, la formation de Lannemezan comporte, à sa base un till recouvrant un plancher de roche polie et striée. Cet affleurement atteste l'existence d'une glaciation pyrénénne dès le Pléistocène inférieur [Hétu et Gangloff, 1989].

Au débouché de la vallée d'Aspe, à une quinzaine de kilomètres à l'ouest du site précédent, une lentille de till subsiste sous les cailloutis de la terrasse moyenne d'Agnos. Le glacier pré-würmien occupait le bassin montagneux de la vallée d'Aspe. Son front se localisait en aval d'Agnos, soit plus de 14 km au-devant des moraines würmiennes reconnues jusqu'ici [Barrère, 1963 ; Taillefer, 1967]. La langue avait débordé de plus de 3 km sur le piémont pyrénéen [Gangloff, Hétu et Courchesne, 1991].

Au cours du dernier épisode glaciaire, le versant nord des Pyrénées a vu le développement d'importants glaciers dont certains ont débordé sur le piémont lors de leur phase d'expansion maximum. Les recherches sédimentologiques et palynologiques sur les bassins glacio-lacustres nord-pyrénéens (Barbazan, Biscaye, Estarrès) situent l'englacement maximum avant 38 000 ans BP. Vers 20 000 - 18 000 BP, les glaciers sont devenus intra-montagnards en raison d'une phase de sécheresse qui dure jusqu'au début du Tardiglaciaire [Andrieu, 1987 ; Jalut, 1990]. La situation est donc différente de celle du Nord de l'Europe ou des Alpes où le maximum glaciaire se situe vers 18 000 BP.

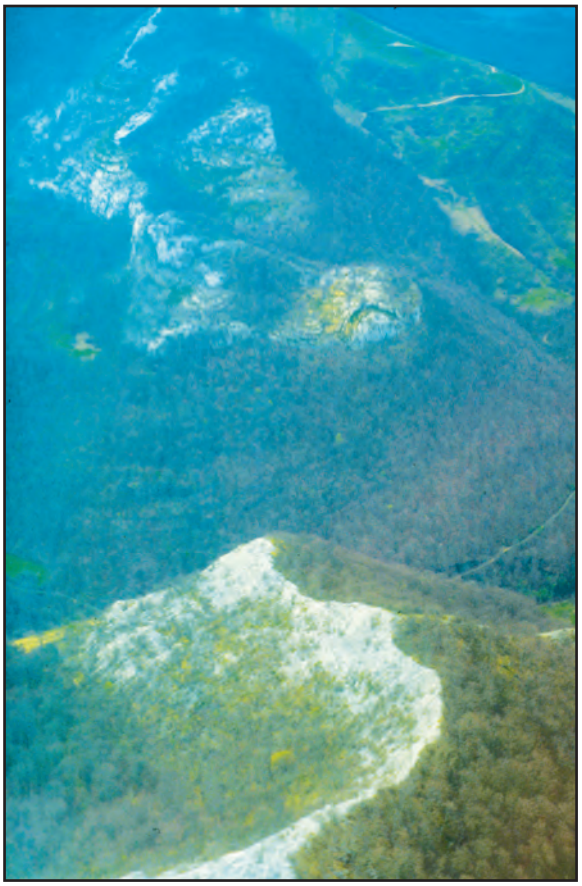


Photo 9-14: Karst en vague vu d'avion, crête d'Hasgagnia (1 007 m). On note la dissymétrie des versants de part et d'autre de la crête orientée NW-SE dû vraisemblablement à un héritage des dernières périodes froides.

B. Les empreintes morpho-climatiques des épisodes froids pléistocènes

Durant les dernières périodes froides, le massif des Arbailles n'a pas été englacé. Par contre, les précipitations neigeuses ont été abondantes. Par conséquent, seule l'action de la neige et du gel a modelé les reliefs.

Le modelé n'a pas conservé de traces accusées des dernières périodes froides. Il est fort probable que le climat doux et humide qui règne depuis la dernière péjoration climatique a gommé beaucoup de traces d'autant que le substrat carbonaté n'est pas favorable à la bonne conservation des actions périglaciaires : dissolution sur place des gélifracts notamment.

1. Le modelé nivo-karstique

S'il n'existe pas de modelé périglaciaire net (rares éboulis, Béhorléguy), en revanche la morphologie karstique quaternaire est très accusée. La couverture neigeuse a dû jouer un rôle important dans l'approfondissement des dépressions (congères).

a. Approfondissement des dolines et mégadolines

Les travaux sur les vitesses de dissolution indiquent que la corrosion est quatre fois supérieure dans les dépressions du fait de l'accumulation de la neige chassée par le vent [Kunaver, 1979]. Les mégadolines, comme celles de Sihigue ou du Belchou, devaient jouer le rôle d'immense réceptacle à neige, sortes de cirques-dolines de nivation équivalents en dimensions aux cirques-dolines d'origine glacio-karstique. Des exemples identiques sont connus, par exemple en Slovénie ou en Croatie (Vélébit).

Photo 9-15 : Le versant ouest d'Hasgagnia présente des lapiés en dalles peu propices à l'installation de la végétation.

b. Dissymétrie des versants et karst en vague

Dans cette zone de montagne, l'insolation et l'exposition ainsi que les micro-climats qui en résultent jouent un rôle primordial.

La dissymétrie des versants de la haute vallée d'Ithé (Ibar Naba) a été décrite au chapitre 2. Le versant exposé au sud présente des sols maigres qui laissent partout percer les calcaires. Au contraire en versant nord, les sols montrent une épaisseur importante de 5 m environ. Une part importante de cette dissymétrie doit revenir aux impacts anthropiques : déboisement précoce du versant le mieux exposé (chap. 8). Cependant, il n'est pas impossible que cette dissymétrie soit aussi un héritage de la dernière période froide. La couverture de neige plus importante et plus continue de l'ubac protégeait le sol des alternances gel-dégel. Au contraire en position d'adret, la meilleure exposition favorisait la fonte, d'où une couverture neigeuse plus mince et des alternances gel/dégel fréquentes fragilisant la couverture d'altérites (pipkrakes).

Le karst en vague d'Hasgagnia, qui domine à l'est la basse vallé d'Ithé, montre une dissymétrie notoire des versants de part et d'autre des crêtes orientées NW-SE. Cette dissymétrie est très visible sur les photographies aériennes (photo 9-14). Les versants exposés à l'ouest présentent des lapiés en dalles interdisant la colonisation par la végétation (photo 9-15). Ils sont identiques par leur développement à ceux que l'on peut observer en Haute Soule à la Pierre-St-Martin. Les lapiés orientaux sont discontinus, moussus et recouverts par la hêtraie. La zone étant difficilement accessible, les actions anthropiques ont toujours été très faibles dans cette partie des Arbailles. D'après nos observations sur le terrain, il ne semble pas que nous puissions incriminer le pendage des couches. On peut donc voir dans cette dissymétrie un héritage des périodes froides, les versants exposés à l'ouest faisant face aux vents venus du nord-ouest. Nous avons appelé cette forme «karst en vague» par analogie avec les formes étudiées par G. Couvreur [1988] et L. Perritaz [1995] dans le plateau des Aït Abdi, Haut Atlas Central, Maroc.

c. Empâtement des vallons et cônes de déjections

Les débouchés des petits vallons localisés dans les calcaires marneux albiens (Ibar Naba) présentent des petits cônes de déjections. Certains sont encore actifs comme ceux du Belchou ou du ravin de Chahaski-Esté.

Par contre, d'autres ne sont plus fonctionnels et constituent des héritages des périodes plus froides et humides : exemple du cône de déjections du vallon d'Eltzegagnia. L'eau de fonte, en contribuant au décapage des versants, favorisait l'empâtement des fonds des dépressions.

d. Observations réalisées dans l'endokarst

Dans la zone vadose de l'endokarst, les écoulements de fonte de neige ont dû provoquer des crues à l'origine de montées d'eau importantes et de dépôts argileux.

Les dépôts varvés résiduels du méandre terminal d'Apanicé prouvent l'existence d'un ennoiement des parties basses du réseau, dû vraisemblablement à des apports d'eau importants par fusion nivale lors des périodes humides du Quaternaire.

De même, une séquence détritique varvée, épaisse de plusieurs mètres, a été observée à la base du puits de 70 m de Bédola. Il s'agit d'un dépôt rythmé marron, avec des couples de lamines sombres et claires de 0,2 à 0,4 mm d'épaisseur (éch. 309). Il est partiellement carbonaté (effervescence à l'acide) Cette cavité ancienne et recoupée par l'érosion, située pratiquement au fond de la mégadoline de Sihigue, a dû absorber des écoulements de fusion nivale importants au cours du Pléistocène.

Les mégadolines et les anciennes vallées sèches du fluvio-karst ont donc refonctionné partiellement au cours du Quaternaire, entraînant des bourrages de galets d'origine autochtone dans les drains souterrains. La galerie des Pros, dans le réseau du Landanoby, montre d'importantes

Photo 9-16 : Puits recoupé de la source de Chahaski, vallée de Monholatzé. Cette cavité est entièrement colmatée par des brèches climatiques datant de la dernière période froide.

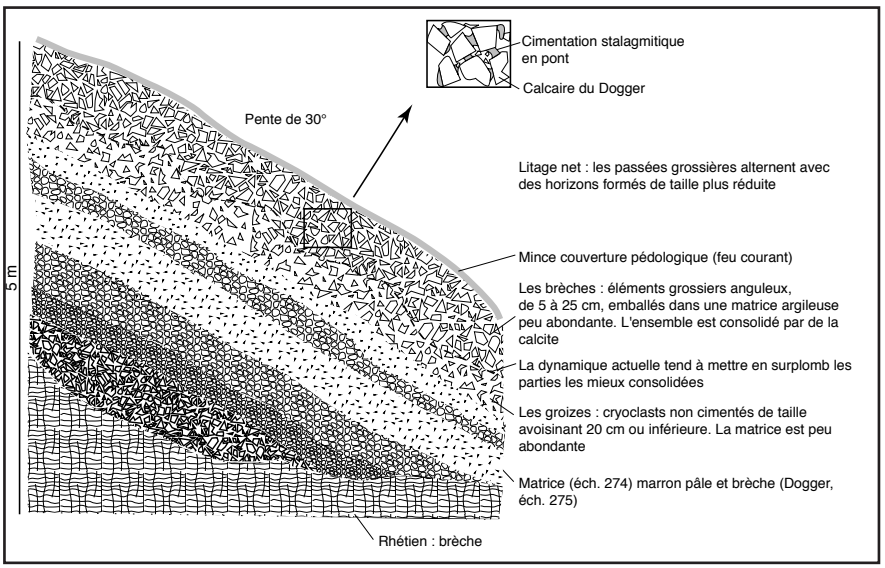


Figure 9-20 : Les éboulis lités d'Idoya, vallée du Béhorléguy. Coupe observable le long de la route Béhorléguy-Etcheberriborda. Evolution du versant datant de la dernière période froide. Actuellement, brèches et groizes sont des formations héritées et elles sont colonisées par la végétation.

accumulations de galets de calcaires du Dogger, preuve d'une reprise des écoulements au moins partiels dans le vallon de Thartassu.

L'ancien gouffre d'Ithelatzéta (ou trou des Belges), qui a fonctionné comme perte de la vallée d'Ithé, a été partiellement colmaté par des dépôts alluviaux : galets calcaires pris dans une gangue argilo-limoneuse. Les datations U/Th effectuées sur le plancher scellant les galets permettent de dire que le dépôt alluvial est antérieur à 78 000 ans (chap. 4).

Enfin, les fontes brutales et/ou des vidanges brutales de dolines-lacs sont à l'origine de phénomènes catastrophiques telle la coulée de débris datée de l'Eémien dans le gouffre d'Azaléguy (chap. 4).

2. La gélifraction et la rareté des dépôts périglaciaires de surface

Il ne faut pas négliger l'action du froid et de la neige dans le remodelage d'un relief néogène autrefois façonné dans des conditions subtropicales. Il faut nuancer l'influence des différents agents d'érosion. Le rôle du gel se manifeste sous plusieurs formes : démantèlement de lapiés, versants réglés, éboulis.

Certains lapiés, tels ceux du pic Escouareguibelgagna présentent des chicots et des dalles démantelées par le gel. La gélifraction devait être particulièrement forte sur de tels sommets exposés au réchauffement diurne et au refroidissement nocturne, d'autant plus que la couverture neigeuse, étant balayée par le vent, n'offrait que peu de protection. L'action du froid se poursuit aujourd'hui, mais de manière ralentie.

De nombreux versants d'interfluves résiduels présentent des versants en partie réglés. Le plus bel exemple est celui de Zabozé. Une corniche résiduelle subsiste seulement à son sommet (fig. 2-10). La régularisation des versants au Pléistocène a sans doute été importante.

Les fonds des vallons sont accidentés par d'importants blocs calcaires provenant des corniches supérieures comme à la roche d'Haspia. Mais il s'agit là d'un phénomène essentiellement gravitaire. Les chutes se poursuivent encore actuellement [G. Rivet et A. Erreçarret, comm. orale].

Les éboulis visibles sur le versant méridional du pic de Béhorléguy appellent une explication toute différente. Ces dépôts sont hérités comme l'indique la colonisation par une végétation qui ne pourrait pas se développer aussi bien si le phénomène était encore actif.

L'action du froid est surtout visible dans les dépôts lités de pente toujours

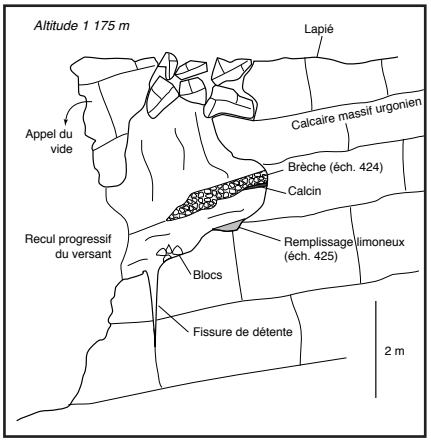


Figure 9-21 : Coupe schématique de la cavité recoupée du sommet oriental d'Etchécortia (1 180 m).

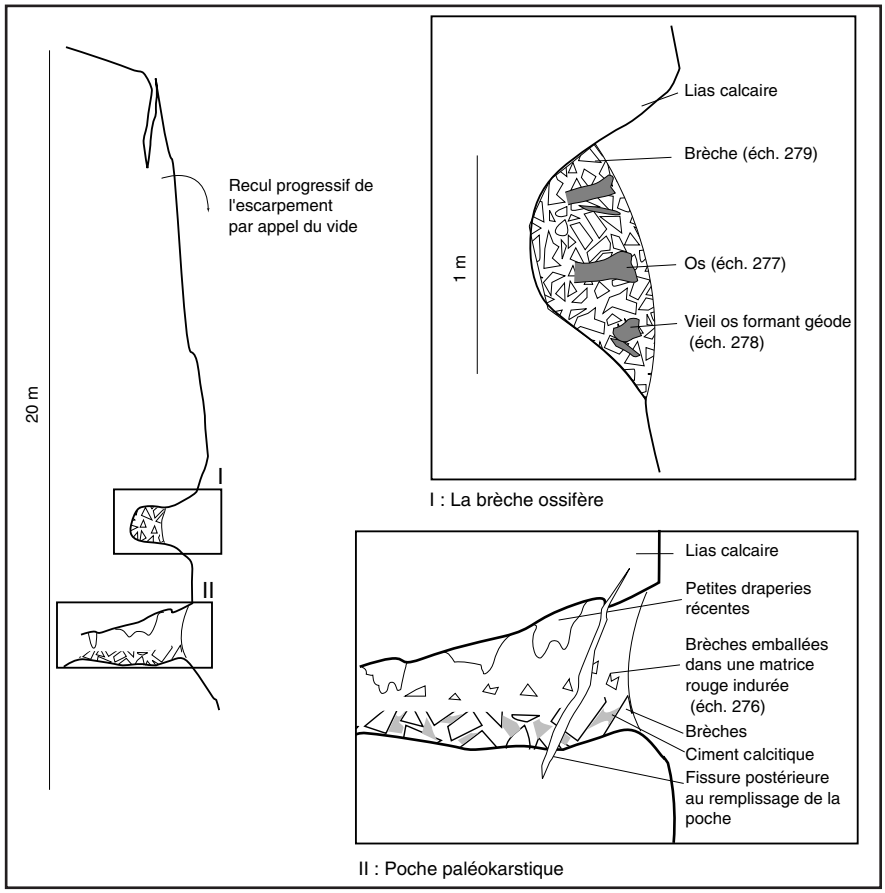


Figure 9-22 : La poche paléokarstique et la brèche ossifère de l'escarpement de Mendive (vallée de Béhorléguy). L'éboulement récent (1995) de l'escarpement (20 m de haut) a mis en évidence : une poche paléokarstique vraisemblablement ancienne (vieux dépôt rouge) ; une brèche ossifère datant vraisemblablement de la dernière période froide.

recouverts d'une abondante végétation. On ne peut donc les observer qu'à la faveur des coupes de route comme à Idoya (vallée de Béhorléguy), ou le long de la route D 117 en contrebas des roches d'Haspia. Celle d'Ihidoya montre des éboulis lités bien marqués. Ces dépôts de pente résultent de l'action du gel (délitage) et de l'intervention de la neige (mise en place du dépôt de pente). L'aspect des brèches, dans la partie supérieure du dépôt, montre l'existence de percolations incrustantes en liaison avec une amélioration climatique de type interglaciaire (fig. 9-20).

3. Les dépôts périglaciaires piégés dans des cavités

L'indigence des dépôts périglaciaires s'explique certainement par la dissolution in situ des gélifracts et par le soutirage des dépôts dans l'endokarst. Ainsi, le puits de la source de Chahaski, situé dans la vallée de Monholatzé (ouest du Belchou), est entièrement colmaté par des brèches climatiques alors qu'aucun dépôt lité n'est observable sur les pentes (photo 9-16). On peut faire la même remarque pour la cavité recoupée du sommet est d'Etchécortia qui contient encore quelques dépôts de brèches (fig. 9-21) et pour la poche à brèches ossifères de Mendive (fig. 9-22).

En conclusion, il est important de souligner la relative rareté des témoins périglaciaires sur le massif des Arbailles. L'ambiance humide qui s'est perpétuée a vraisemblablement limité l'action du gel en période froide en raison d'une importante couverture nivale. En revanche, la dissolution liée à la fusion nivale a dû jouer un rôle très important dans l'approfondissement des dépressions, d'où l'existence de mégadolines exceptionnelles par leurs dimensions.

IV. Estimation de la tranche de calcaire dissoute

Quand on observe le modelé karstique et fluvio-karstique très évolué du massif des Arbailles, on se pose la question classique de l'âge de ce relief et des modalités géomorphologiques. C'est le cas des dépôts endokarstiques anciens mis au jour par l'érosion sur les buttes résiduelles ; ils indiquent manifestement la disparition d'une tranche de calcaire importante depuis la fin du Tertiaire (chap. 3).

Il est tentant de vouloir appliquer la vitesse de dissolution actuelle (dissolution spécifique) pour l'ensemble du Quaternaire ou du Plio-Quaternaire. Seul un ordre de grandeur peut être donné à titre d'hypothèse, sous le contrôle des arguments tectoniques, géomorphologiques et spéléologiques.

A. Modalités de la dénudation karstique en fonction du temps court et du temps long

1. Le cavernement en profondeur

La porosité karstique diminue en profondeur pour deux raisons : moindre ouverture des joints et des fractures, concentration des écoulements et potentiel d'agressivité réduit. Cependant la concentration des écoulements, par le transit d'un volume d'eau important, permet le creusement de grandes galeries qui s'organisent en quelques collecteurs principaux [Vanara, 1997].

Sur le plan de la dissolution spécifique, cela signifie que 80 à 85 % de la dissolution concerne la zone proche de la surface. Sur le temps long, par exemple un million d'années, la dissolution spécifique finit par se confondre avec la tranche de calcaire dissoute. Ce constat est fondamental car il montre que la dissolution spécifique correspond, sur le temps long, à une vraie dénudation karstique. Il faut donc nuancer le concept d'immunité karstique.

2. Réflexion sur le concept d'immunité karstique

L'expression immunité karstique ne signifie pas que le relief est figé, mais que celui-ci tend à «fondre sur place» tout en conservant sa physionomie générale. Mais l'immunité karstique fluctue en fonction de l'échelle de temps. En effet, l'étude du relief montre l'existence de multiples paléocavités décapitées par l'érosion et sur

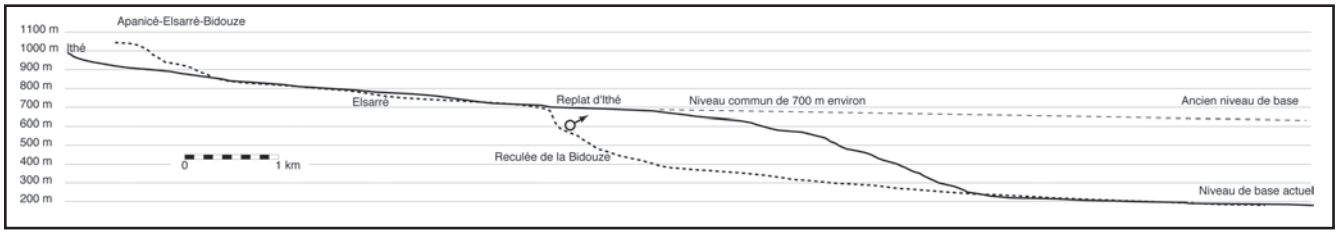


Figure 9-23 : Profils des vallées d'Elsarré et d'Ithé. Le grand niveau de 700 m indique l'existence d'un ancien niveau de base actuellement perché 500 m au-dessus du niveau de base actuel (200 m); Ce niveau perché daterait du Pléistocène inférieur. Les deux vallées ont évolué différemment : en reculée pour la vallée d'Elsarré, en profil concave pour la vallée d'Ithé. Le profil est réalisé par traitement informatique de la carte I.G.N. au 1/25 000.

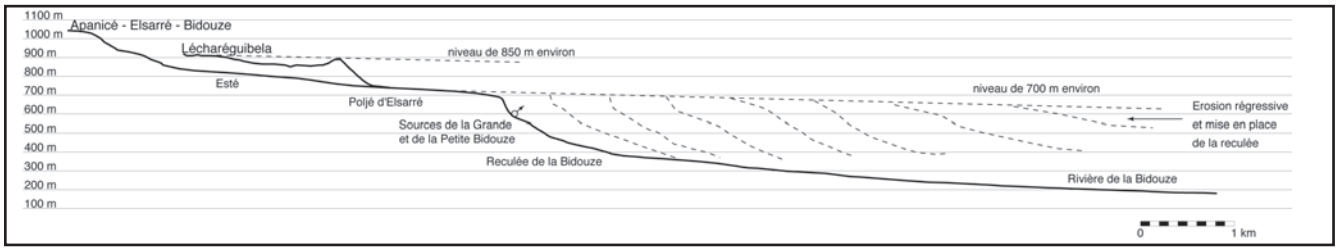


Figure 9- 24 : Profil en long des vallées d'Apanicé-Elsarré-Bidouze et de Lécharéguibela. Le niveau d'Elsarré marque un arrêt au cours du Pléistocène qui a permis l'élaboration d'un profil en long tendu de plusieurs kilomètres, incliné à 1 ou 2°, interrompu à l'aval par une reculée dont l'âge est contemporain de la dernière phase de soulèvement.

le flanc des buttes avec des coulées stalagmitiques actuellement à l'affleurement. Les phénomènes d'inversion de relief (partielle ou totale) existent donc en milieu karstique, mais ils concernent le temps long, à savoir plusieurs millions d'années [Delannoy, 1997].

C'est pour cette raison que la paléocavité du sommet du Belchou, qui a perdu tout bassin d'alimentation, a une forte probabilité de dater par exemple du Miocène supérieur ou du début du Pliocène par les seuls arguments géomorphologiques et hydrochimiques. Seuls plusieurs phases de surrection et un temps de l'ordre de 5 à 7 Ma par exemple sont susceptibles d'expliquer une telle évolution morphologique.

En revanche, il semble que le concept d'immunité karstique conserve toute sa valeur pour une période de quelques centaines de millénaires, et une partie de sa valeur pour une période ne dépassant pas un ou deux millions d'années.

C'est le cas du problème morphologique posé par les grandes vallées sèches d'Ithé et d'Elsarré, fort bien conservées, qui datent effectivement du Quaternaire ancien d'après les différents arguments, en particulier les datations paléomagnétiques qui situe la dernière grande phase de surrection au cours du Quaternaire. L'excellente conservation de ces vallées est une preuve en retour de leur cessation de fonctionnement au Pléistocène inférieur, il y a au moins 0,8 à 1 Ma, voire un peu plus. En aucun cas, ces vallées ne peuvent remonter au début du Pliocène ou au Miocène (fig 9-23 et 9-24).

B. Estimation de la dénudation karstique au Plio-Quaternaire

Il est difficile de calculer la tranche de calcaire dissoute pour le temps long. La dissolution spécifique actuelle, de l'ordre de 94 $m^3/km^2/an$ ou mm/millénaire, donne simplement un ordre de grandeur. Elle est un peu inférieure à celle mesurée dans le Vercors (120 $m^3/km^2/an$) [Delannoy, 1984].

En fonction des arguments géomorphologiques, il est possible de proposer des hypothèses. Par exemple, pour le Pléistocène qui est la période la plus proche de nous et que nous connaissons le mieux, l'estimation de la tranche de calcaire dissoute doit tenir compte des changements climatiques et de la présence ou non d'une couverture végétale. Pendant la moitié du temps, on peut considérer que le massif était dépourvu de couverture forestière (périodes froides) et fonctionnait comme un karst haut-alpin. Avec des précipitations égales à celles d'aujourd'hui et une dissolution endokarstique variable selon le système climatique (85 et 65 % de dissolution totale entre 0 et 100 m en système forestier et système supraforestier), la tranche de calcaire dissoute serait de l'ordre de 140 m, répartie inégalement entre les dépressions et les interfluves.

Les mesures expérimentales comparatives sur les vitesses de dissolution dans les dépressions nivales et les lapiés indiquent que la corrosion est quatre fois supérieure dans les dépressions à cause de l'accumulation de la neige par congère [Kunaver, 1979]. Sur le temps long et en fonction de la dimension des mégadolines, il est possible que le rapport de dissolution ne soit plus que de 1 à 2.

Au total, la valeur de 140 m pour l'ensemble du Pléistocène est discutable, mais elle a au moins le mérite de donner un ordre de grandeur peut-être à ±50 m près en raison des variations climatiques.

Pour l'ensemble du Plio-Quaternaire (5 Ma), la tranche dissoute doit atteindre près du double. En effet, seule une tranche importante de calcaire érodée et un temps long peuvent expliquer l'existence de multiples massifs stalagmitiques à l'affleurement sur le flanc et surtout le sommet des buttes. Mais avec le temps long (conjonction des phases tectoniques, décapage des couvertures de flyschs et de marnes, érosion linéaire en relation avec les amonts imperméables), l'estimation de l'érosion globale (érosion chimique et mécanique) devient extrêmement difficile.

En raison de leur taille hectométrique, les mégadolines de Sihigue et du Belchou profondes au minimum de 110 à 130 m dateraient au moins de la fin du Pliocène ou du début du Pléistocène inférieur.

V. Essai de chronologie générale

Au terme de cette étude, il nous semble important de rappeler les étapes essentielles de la morphogenèse. Grâce aux indicateurs géomorphologiques et spéléologiques, nous avons pu établir une chronologie de l'évolution du massif des Arbailles. On peut distinguer deux grandes périodes : l'une anté-miocène supérieur, l'autre postérieure (tabl. 9-4).

A. La période anté-miocène supérieur

1/ Au Crétacé (Barrémien-Albien), les premiers mouvements orogéniques sont accompagnés de diapirisme provoquant une karstification particulière par dissolution des gypses [Canérot et Lenoble, 1991].

2/ A l'Eocène moyen (Lutétien moyen) a lieu la phase orogénique principale des Pyrénées. Elle s'accompagne d'une grande phase d'érosion et de décapage des couvertures géologiques (flyschs) qui se poursuit jusqu'au milieu du Tertiaire.

3/ Au Miocène moyen et supérieur, le massif des Arbailles n'est pas encore individualisé comme aujourd'hui. On est dans une période de stabilité ou de faible surrection comme semble l'attester la phase de transgression marine qui a lieu au même moment au niveau du Bassin Aquitain. Les anciens spéléothèmes recoupés par l'érosion sur la haute surface pourraient être attribués, du fait de leur position, à cette phase miocène sous ambiance tropicale.

B. La période plio-quaternaire

1/ A partir de la fin du Miocène supérieur, comme dans l'ensemble des chaînes alpines, la chaîne pyrénéenne connaît une grande phase de surrection (épirogenèse) qui déconnecte peu à peu le système de vallées de son amont imperméable (poudingues de Mendibelza). Cette déconnexion est intervenue tardivement, au Pléistocène inférieur, comme l'ont montré les datations paléomagnétiques sur les remplissages karstiques d'Etxanko Zola en relation avec le niveau de 700 m d'Ithé.

2/ A partir du Pléistocène inférieur, le système des grandes vallées sèches s'assèche à la suite de la deuxième phase de surrection et évolue en vallées dolinaires par défoncement karstique (chapelets de dépressions, mégadolines).

3/ Actuellement, l'essentiel du drainage s'effectue par des systèmes souterrains qui n'ont aucune liaison avec la topographie «fossile» de surface comme l'indiquent l'exploration des rivières souterraines et les expériences de traçages. Par exemple, la rivière souterraine d'Etxanko Zola située dans la vallée sèche d'Ithé alimente les Cent Sources, émergence de la vallée de l'Apoura. Or le contexte topographique laisserait imaginer qu'elle rejoigne l'émergence d'Uthurbietta, située au débouché de la vallée d'Ithé (chap. 4).

Périodes et âges	Niveaux étagés (endo et exokarstiques)	Composante de surrection depuis l'Actuel	Morphogenèse	Dépôts corrélatifs du piémont nord
Actuel	Niveau de base régional (200 m)	Surrection en cours (zone sismique active)	Karstification active Dissol. spéc. 92 m3/km^2/an	Basses terrasses
Pléistocène moyen	Niveau de 365 m du Nébélé 0,4 Ma (U/Th)	>160 m (0,4 mm/an)	Surcreusement des vallées	Moyennes terrasses
Pléistocène inférieur	Niveau d'Elsarré-Ithé 730 m ≈ 1,3-1,5 Ma	>450 m (dernière grande phase de surrection)	Déconnexion du syst. fluviatile avec l'amont de Mendibelza	Hautes terrasses
Pléistocène inf. -Pliocène sup.	Niveau Sorzauqui-Thartassu 850-950 m ≈ 1,8-2 Ma	>700 m	Déconnexion des vallées affluentes autochtones	Cône de Ger, Cieutat
Pliocène	Haute surface Arbailles Sommet buttes 1100-1250 m	>1000 m	Formation du karst à buttes et des mégadolines	Bagnères, Lannemezan
Fin Miocène	Début épirogenèse	>1300 m environ	Début de creusement du réseau hydrographique et de l'érosion des altérites	Dépôts à lignite sous la formation de Lannemezan
Oligo. sup.- Miocène	Phase de stabilité et d'altération	-	Altér. de la couverture, cryptokarstification	Dépôts argileux dominants
Lutétien moyen- Oligocène inf.	Compression, charriage, Plissement pyrénéen princip.	-	Grande phase d'érosion Décapage des flyschs	Poud. de Jurançon et de Palassou
Barrémien- Albien-Cénom.	Distension, rifting et diapirisme	-	Dissolution des gypses, brèches	Poud. Mendibelza Sillon du flysch

Tableau 9-4 : Chronologie générale des évènements morpho-tectoniques sur le massif des Arbailles.

Le suivi hydrochimique des sources a permis de bien caractériser le mode de fonctionnement actuel du massif (chap. 5, 6 et 7). Par ailleurs, la prise en compte des formes et formations karstiques ainsi que leur relation a permis de mettre en avant des dynamiques morphologiques et de souligner la fonction «mémoire» de l'environnement carbonaté (chap. 2, 3 et 4). Cet enregistrement karstique est capital pour les études géomorphologiques :

- reconnaissance de plusieurs phases d'enfoncement du réseau hydrographique depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Holocène grâce à l'étagement des paléo-talwegs et des paléo-systèmes de drainage endokarstique ;
- définition du rôle des mouvements tectoniques dans l'évolution géomorphologique par l'intermédiaire de l'organisation successive des vallées et de l'évolution des conduits souterrains ;
- définition des contextes bio-climatiques et des impacts plus récents d'origine anthropique (chap. 8) à partir de l'étude des modelés de surface, des dépôts endokarstiques et des informations contenues dans les concrétionnements.

C. Chronologie générale des cavités des Arbailles

Les cavités des Arbailles présentent plusieurs générations dont certaines ont été datées ; elles constituent des jalons commodes pour préciser l'évolution de la spéléogenèse et de la morphogenèse (tabl. 9-4). Les âges vont du Néogène au Pléistocène supérieur.

Rappelons que les cavités tertiaires sont représentées par les grottes situées sur la haute surface. Les cavités présumées miocènes sont celles qui sont décapitées sur le sommet des buttes résiduelles et présentent de puissants massifs stalagmitiques apparemment néogènes d'après les indices palynologiques, micromorphologiques et l'analyse paléomagnétique (Belchou).

Les cavités supposées pliocènes sont celles qui sont recoupées par l'érosion sur le flanc des interfluves (Bedola), certaines pouvant se poursuivre assez loin en profondeur comme le réseau de Landanoby qui s'ouvre à 1 100 m d'altitude ; elles traduisent une verticalisation de l'endokarst qui a dû débuter à la fin du Miocène supérieur, peut-être au Messinien. Ce processus de verticalisation est bien mis en évidence dans d'autres massifs karstiques [Delannoy, 1997].

Les cavités ou niveaux de cavités du Pléistocène inférieur sont représentées par le réseau d'Etxanko Zola (niveau de 675 m des Planches à Clous) qui jalonne le niveau de 700 m d'Ithé et probablement par le trou des Belges situé juste sous le replat d'Ithé. Les grottes attribuées au Pléistocène moyen sont symbolisées par le réseau du Nébélé, notamment le niveau fossile de 365 m daté de 400 000 ans par U/Th.

Les cavités du Pléistocène supérieur correspondent aux pertes récentes comme celle de la Petite Bidouze située en aval du poljé fossile d'Elsarré, ou aux émergences récentes comme celle du Zarobé.

Rappelons enfin que les réseaux souterrains peuvent présenter des emboitements chronologiques. Par exemple, une galerie pré-quaternaire peut être à nouveau parcourue par un écoulement récent, comme c'est sans doute le cas pour le réseau du Landanoby et le trou des Belges. Cet aspect a été souligné dans d'autres massifs, par exemple dans les Alpes de Lombardie par A. Bini [1994].

Conclusion

Il ressort que la formation du relief des Arbailles sur le temps long résulte d'une combinaison de facteurs passifs et actifs :

1/ les facteurs passifs sont représentés par les données litho-stratigraphiques ;

2/ les facteurs actifs sont représentés par les mouvements tectoniques (plissement, surrection) et les changements climatiques (précipitations, températures).

C'est la combinaison de ces grands groupes de facteurs qui commandent le ou les types de systèmes morphogéniques. Le système karstogénique, dominé par les processus chimiques (dissolution du calcaire), se situe au bout d'une chaîne qui a débuté par le système fluviatile (érosion linéaire ou normale), dominé par les processus mécaniques, et le système d'aplanissement chimique dominé par les processus d'altération chimique des roches silicatées et détritiques.

Le massif actuel des Arbailles est donc un relief polygénique associant système karstogénique, système fluviatile et système d'aplanissement chimique régulé par les phases tectoniques, d'où la notion ancienne de cycle d'érosion qui doit être revue à la lumière des données actuelles.

Depuis la fin du Mésozoïque, la zone des Arbailles a ainsi été soumise à plusieurs cycles morphogéniques. Au cours de cette étude, nous avons privilégié l'étude du dernier cycle qui a débuté au Miocène supérieur avec la surrection de l'ensemble de la chaîne pyrénéenne.

Conclusion générale

L'étude historique et fonctionnelle du karst des Arbailles a permis une prise en compte globale des modelés et dépôts exo et endokarstiques, à partir de l'étude des indicateurs morphologiques et sédimentaires de l'évolution (chap. 1, 2, 3, 4). Cette approche a été complétée par l'étude du fonctionnement actuel : hydrochimie, hydrologie et rôle de l'homme dans l'utilisation des eaux et la morphogenèse récente (chap. 5, 6, 7, 8).

La méthodologie de terrain, reposant sur la recherche des bons indicateurs, a bénéficié de l'outil informatique pour l'exploitation des bases de données spéléologiques et des résultats analytiques, notamment pour la confection de cartes de synthèse (Adobe Illustrator) géologique, spéléologique, hydrogéologique et géomorphologique, modifiables à tout moment en fonction des nouvelles découvertes

Principaux résultats

Les problèmes développés dans cette thèse montrent une intime adéquation entre les problèmes géologiques et géomorphologiques, notamment à propos de la tectonique de surrection, et souligne la nécessité de recherches pluridisciplinaires, d'où un travail en collaboration.

Des résultats géologiques, géomorphologiques et spéléologiques étroitement liés

1/ La mise en évidence d'une structure plicative faillée N110° prouve un grand cisaillement senestre (tectonique de *pull-apart*), à l'origine d'une trame structurale jouant un rôle important dans l'organisation des écoulements souterrains.

2/ La découverte d'une discordance d'érosion karstique intra-aptienne, visible dans le puits de 330 m d'Apanicé, relance l'étude de la sédimentation et du fonctionnement de la plate-forme carbonatée au cours de l'Aptien.

3/ Les deux importantes phases de surrection (500 m et 450 m) sont mises en évidence par le grand niveau perché intermédiaire de 700 m d'Ithé-Elsarré qui correspond à un stationnement du niveau de base.

4/ La composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur, de 450 m au moins, a pu être datée par paléomagnétisme dans le réseau d'Etxanko Zola. Ce rythme de surrection est globalement confirmé par l'âge U/Th du niveau de 365 m du Nébélé (400 000 ans) situé 165 m au-dessus du niveau de base actuel.

5/ Le taux de surrection au Pléistocène moyen-inférieur serait donc de l'ordre de 0,3 à 0,4 mm/an, d'après les âges U/Th et paléomagnétiques.

6/ La phase de surrection pliocène (qui a dû débuter à la fin du Miocène) serait de l'ordre de 500 m au moins d'après les critères géomorphologiques et l'âge présumé des paléocavités démantelées situées au sommet des buttes résiduelles (Belchou).

7/ Les paléocavités démantelées sommitales (Belchou), en situation d'inversion de relief, attestent d'une importante tranche de calcaire érodée, estimée à 300 m environ pour le Plio-Quaternaire d'après les critères morphologiques et ceux de la dissolution. Cela signifie que la morphologie actuelle à buttes résiduelles ne correspond pas fidèlement à la morphologie karstique tropicale de la fin du Miocène, ce qui oblige à revoir la notion d'immunité karstique en fonction du temps et du régime de surrection.

8/ La déconnexion définitive des grandes vallées d'Ithé et d'Elsarré avec l'amont imperméable adossé au massif de Mendibelza est intervenue tardivement au Pléistocène inférieur, à la suite de la deuxième grande phase de surrection qui a permis la capture des têtes de vallées par érosion régressive (Apoura-Azaléguy et Ilhounatzé).

9/ L'étude des remplissages karstiques et des altérites (plus de 300 échantillons) montre l'absence de galets allochtones en provenance de l'amont imperméable, mais prouve seulement la présence de graviers de quartz, d'un cortège minéral allochtone et de rares grains de roches (type flysch ou schistes cristallins). Cela suggère que l'amont imperméable concernait surtout les flyschs de Mendibelza.

10/ L'étude de la répartition des 600 cavités connues et de l'organisation des conduits (niveaux perchés) montre que la karstification souterraine a enregistré les grandes phases de surrection du massif : verticalisation lors de la surrection (Apanicé, Oxtxolatzé), niveaux phréatiques subhorizontaux lors des stades de rémission : niveau de 675 m des Planches à Clous du réseau d'Etxanko Zola daté du Pléistocène inférieur, niveau de 365 m du Nébélé daté du Pléistocène moyen.

11/ L'étude de la morphologie des conduits souterrains (Nébélé, Etxanko Zola), des spéléothèmes brisés et de la localisation des chaos souterrains montre l'incidence importante des évènements sismo-tectoniques quaternaires et la réalité de la tectonique compressive (rejeu de failles jouant en compression, cisaillements conjugués, séismes) à l'origine d'un cisaillement des parois et d'amoncellements de blocs.

Les résultats hydrogéologiques et l'exploitation des aquifères

12/ La dissolution karstique actuelle est forte (94 $m^3/km^2/an$). Le bilan chimique des sources et les mesures faites dans l'endokarst indiquent que 80 à 85 % de la dissolution ont lieu dans l'épikarst (contexte forestier) et 15 à 20 % dans l'endokarst (y compris la zone noyée). 90 % de la dissolution se produisent dans la tranche 0 à 100 m, ce qui signifie que la dissolution spécifique se confond avec la dénudation karstique sur le temps long.

13/ La synthèse des résultats géologiques, des traçages chimiques, des recherches spéléologiques et des études hydrochimiques permet de proposer une carte hydrogéologique et une carte provisoire des bassins hydrokarstiques des Arbailles. On met en évidence une organisation hydrogéologique complexe avec parfois des aquifères superposés (aquifère jurassique de Tarthassu passant sous le bassin-versant des sources de la Bidouze), des phénomènes de diffluence (Grande Bidouze / Petite Bidouze) ou d'emboitement (système d'Arhanzéta alimentant le système des Cent Sources).

14/ Les ressources en eau des Arbailles sont importantes et localisées sur la périphérie du massif, d'où la présence de multiples captages (Cent Sources, Ur Belcha…), dont un est souterrain (Etxanko Zola). Les traçages et les suivis bactériologiques soulignent la vulnérabilité de ces aquifères et la nécessité d'une politique cohérente de protection.

L'impact anthropique sur la morphogenèse

15/ La turbidité des sources en crue (parfois même à l'étiage) et le décapage des crypto-lapiés prouvent le rôle actuel et ancien de la déforestation. L'enregistrement des feux pastoraux et de l'érosion des sols, notamment sur les calcaires marneux albiens, est attesté dans les remplissages de vallons (Istaurdy). Il s'agit de phénomènes récurrents, se produisant depuis des siècles.

Perspectives de recherches

L'étude géologique, géomorphologique et hydrogéologique du massif des Arbailles a permis de mettre en évidence et de quantifier partiellement le rôle capital de la surrection tectonique dans la morphogenèse et la spéléogenèse. Cela souligne l'intérêt renouvelé des études karstiques et endokarstiques en raison de l'utilisation des concepts d'enregistreurs (pièges karstiques joués par les cavités) et d'indicateurs (remplissages souterrains) de l'évolution géomorphologique.

Surrection tectonique et karstogenèse

Cette voie de recherche, très prometteuse en géologie et géomorphologie, prouve l'utilité d'une réflexion globale sur l'évolution continentale de ce type de massif calcaire. Mais l'expérience du terrain montre qu'il est indispensable de rechercher les coupes de remplissages et les niveaux de cavités susceptibles d'être des jalons chronologiques de la surrection et de la morphogenèse.

L'exploitation des données spéléologiques et l'état de l'exploration conditionnent une partie des conclusions de cette thèse. Il est donc indispensable de souligner la nécessité de disposer d'un inventaire complet des cavités et des bases de données correspondantes. Cette exploitation des données spéléologiques, en relation directe avec le Comité Départemental de Spéléologie, permet de mettre en valeur le travail considérable fourni par les spéléologues.

La composante de surrection plio-quaternaire de 1 000 m environ, subdivisée en deux phases principales sensiblement équivalentes, reposent sur des arguments géomorphologiques et sur plusieurs datations (U/Th et paléomagnétisme).

Dans le futur, nous tenterons de préciser ces valeurs car il est difficile de disposer d'un massif karstique aussi favorable permettant d'appréhender réellement la surrection pyrénéenne quaternaire, qui jusqu'à présent, est restée dans le domaine de l'estimation.

Paléoenvironnement et remplissages karstiques

L'étude des remplissages karstiques est une voie de recherche de plus en plus prometteuse comme nous venons de le voir, par exemple à propos de la tectonique.

C'est aussi une voie de recherche de plus en plus classique pour comprendre les paléoenvironnements et leur évolution. L'étude précise des lamines des spéléothèmes, qui ont souvent une signification saisonnière (couples annuels), a été commencée pour plusieurs échantillons holocènes et interglaciaires, mais il n'a pas été possible d'intégrer les résultats préliminaires. Les travaux de D. Genty [1993] ont montré la pertinence de cette thématique. Nos recherches seront poursuivies dans ce domaine dans le cadre du G.D.R. nouvellement crée : «Enregistrement à haute résolution de l'environnement dans les dépôts laminés karstiques» (D.Y.M.S.E.T., C.N.R.S., Talence). Les premiers impacts anthropiques (feux, déforestation) sont susceptibles d'être enregistrés dans les spéléothèmes : c'est une voie importante à développer dans l'étude des concrétionnements holocènes et récents [Perrette, 1996].

Pour les spéléothèmes interglaciaires et plus anciens, des études palynologiques préliminaires ont été tentées (M.-F. Diot, Centre National de Préhistoire, Périgueux). Malgré des résultats en partie décevants, il importe de continuer dans cette direction car, pour les spéléothèmes présumés néogènes, c'est la seule façon de préciser l'âge relatif de ces dépôts en caractérisant le paléoenvironnement. Quant au paléomagnétisme (P. Rochette, Aix-en-Provence), son utilisation s'avère fructueuse sur certains remplissages à condition de disposer d'une série de jalons (U/Th, géomorphologie) pour cadrer l'âge paléomagnétique.

Géologie, hydrogéologie et étude de l'endokarst

Sur le plan hydrogéologique, la mise à jour de la carte géologique nous a obligés à revoir la structure du massif notamment en collaboration avec J. Canérot. La mise en évidence de structures plicatives transverses, particulièrement intéressantes sur le plan de la tectonique pyrénéenne, est également importante pour la compréhension de l'organisation des aquifères karstiques et des réseaux souterrains.

Dans le futur, il importera de préciser les limites des bassins karstiques, par des traçages de reconnaissance, car celles-ci demeurent encore floues. Des traçages quantitatifs sont nécessaires sur certains bassins, comme Uthurbietta ou les Cent Sources, afin de compendre le fonctionnement hydrodynamique, en particulier le rôle exact de la zone noyée.

L'étude de la dissolution actuelle montre qu'il est capital de comprendre la distribution spatiale de la dissolution depuis la zone d'absorption (épikarst) jusqu'à l'émergence. Les mesures souterraines que nous avons effectuées sont un préliminaire ; elles soulignent l'importance de la dissolution épikarstique (80-85 %) en karst forestier montagnard. Il faudrait désormais passer à un stade de recherche plus rigoureux, par exemple en installant plusieurs stations expérimentales dans l'endokarst, afin de préciser les valeurs de la dissolution dans l'épikarst et l'endokarst.

Cet aspect est fondamental en géomorphologie karstique car on constate que la dissolution karstique, notamment dans les karsts forestiers, correspond à une très grande partie de la tranche érodée. Si on se place sur une période de temps de l'ordre du million d'années, la dissolution spécifique se confond avec la tranche dissoute exprimée en mm/millénaire. Il est donc nécessaire de nuancer la signification du concept d'immunité karstique pour le karst superficiel.

Sur le plan du calcul du cavernement, il est normal que le volume des vides karstiques soit généralement plus important au niveau de la zone d'absorption à fissures que dans l'horizon profond caractérisé par des drains importants, mais limités. Toutefois, du fait de l'immunité du karst profond vis-à-vis de l'érosion superficielle, les structures anciennes de drainage (réseaux fossiles, ex : Nébélé) peuvent donner localement un cavernement important.

Dans le futur, il ne fait pas de doute que les nouvelles découvertes spéléologiques et géologiques, appuyées par le traitement d'échantillons pertinents, apporteront des précisions sur l'évolution morphotectonique et paléoclimatique de ce massif exemplaire de la zone nord-pyrénéenne.

General conclusion

The study of Arbailles through time and processes has permitted to take globaly into account the surface relief and exo and endokarstic deposits through special studies of the morphologic and sedimentary indicators of evolution (chap. 1, 2, 3, 4). This approach has been completed by the study of the present processes : hydrochemistry, hydrology and of men intervention in the field of circulation of waters and recent morphogenesis (chap. 5, 6, 7, 8).

The methodology for fieldwork was based on the search of the proper indicators and was helped by the informatic tool (Adobe Illustrator) for exploitation of speleologic informations and analytic results, espacially by the realization of synthetic maps and graphs concerning geology, speleology, hydrogeology and geomorphology, taking advantage of the ability to take at any moment into account any new information.

Principal results

Geologic, geomorphologic and speleologic results

The basic knowledges in geology, geomorphology, hydrogeology, magnetism… have a direct implication in a local geological and geomorphological problematic, espacially concerned with surrection, which magnifies the necessity of a pluridiscipline in research obtainable by a team work.

1/ The fold faulty structure N110° proves a big sinistral shearing (a pull-apart tectonic) at the origin of a structural web playing an important role in subterranean watering organization.

2/ The discovery of a karstic intra-aptian unconformability of erosion in the 330 m pit of Apanicé launches again the study of sedimentation and functionning of the carbonated platform during Aptian.

3/ Two important surrective (500 and 450 m) phases have been put in evidence from the obervation of the big perched intermediary level (700 m) of Ithé-Elsarré which can be explained by a halt of the base level.

4/ It has been possible to date by paleomagnetism the component of surretion (450 m at least) subsequent to lower Pleistocene, in the Etxanko Zola system. The surrection rate is globally confirmed by the U/Th age (400 000 years) of the 365 m level of Nébélé located 165 m above the present base level.

5/ The surrection rate during middle lower Pleistocene would be about 0,3 - 0,4 mm/year from U/Th and paleomagnetic measures.

6/ The pliocene surrection phase (which probably began during the end of the Miocene) would be at least 500 m high according to geomorphologic observations and to the supposed age of the dismantled paleocavities located at the top of residual butts (Belchou).

7/ These dismantled summit cavities (Belchou) in situation of inverse relief witness erosion of an important calcareous slice estimated at 300 m for Plioquaternary based on morphologic and dissolution observations. But the present morphology of residual butts is not exactly in accordance with the tropical karst of Miocene, which might induce to content the notion of karstic immunity in time and during a surrective regime.

8/ The definitive disconnection of the big Ithé and Elsarré valleys from the impermeable upper part backed to Mendibelza mounts lately realized at lower Pleistocene, after the second surrective phase which determines the capture of head valleys by regressive erosion (Apoura, Azaléguy and Ilhounatzé).

9/ The examination of the karstic fillings and alterites (more than 300 samples) has shown the absence of allochton peebles coming from the impermeable upper part but only the presence of quartzgrits with mineral allochton suites and rare gravels of rocks (flyschs or cristallin schists type) what suggests that the impermeable upper part essentially concerned the Mendibelza flyschs.

10/ The analysis of location of the 600 known cavities and of the organization of the perched drains shows that the subterranean karstification has registered the main surrective phases of the massif : verticalization (Apanicé, Otxolatzé) phreatic subhorizontal levels during remissions : 675 m level of Planches à Clous of the Etxanko Zola system dated lower Pleïstocene, 365 m level of Nébélé dated middle Pleïstocene.

11/ The study of the subterranean systems morphology (Nébélé, Etxanko Zola) of the brocken speleothems and of the locations of underground chaos shows the important impact of the sismo-tectonic quaternary events and the reality of the compressive tectonic (throw of faults under compression, shearings, seisms) and the consequent shearing of rock faces and piling up of boulders.

Hydrogeologic constations and aquifers exploitation

12/ The present karstic dissolution is high (94 m^3/km^2/year). The chemical composition of sources waters, the measures made in endokarst show that 80 to 85 % of dissolving happen in epikarst (forest surrounding) and 15 to 20 % in endokarst, flooded spaces included. The fact that 90 % of dissolution happen in the 0 - 100 m upper slice signifies that specific dissolution and karstic denudation are strictly corrolated in the long term.

13/ Synthesis of geologic observations, tracings, speleologic explorations, hydrochemical analysis have made possible the establishment of a hydrologic map and of a (provisory) hydrokarstic map of Arbailles basins. A complex organization is shown sometimes with superposed aquifers (the jurassic Tarthassu aquifer stretching under the basin of the Bidouze sources), diffluence phenomena (Grande Bidouze / Petite Bidouze) and interlockings (by-pass of Arhanzeta system and Cent Sources system).

14/ Water resources of Arbailles are important but only accessible at massif periphery where most tappings are found (Cent Sources, Ur Belcha). One tapping is subterranean (Etxanko Zola). Tracings and bacteriologic surveys show how vulnerable these aquifers are which requires a policy of organized protection.

Anthropic impact on the morphogenesis

15/ The sources turbidity correlated with high waters (and it also happens with low waters) and scouring of crypto-lapiés are signs of the effect of deforestation, recent and also ancient. The fillings in small valleys (Istaurdy) have registered the pastoral fires and consecutive soil erosion. Fires are recurrent events which have happened for many centuries.

Perspectives for research

The present work dedicated to Arbailles mountains gives elements of information and quantified results concerning the role of the tectonic surrection in morpho- and speleogenesis. It brings out a renewed interest for karstic and endokarstic studies when scouted by concepts of recorders (karstic cavities considered as traps and conservators) and indicators (subterranean fillings) of geomorpholgic evolution. The collection of data by subterranean exploration is a promising undertaking.

Tectonic surrection and karstogenesis

A generalization of continental evolution of calcareous massifs comparable to Arbailles (middle mountains) can be contemplated.

The field work has shown the long way which lies ahead of patient research of fillings sections and levels of cavities as possible chronologic markers of surrection and morphogenesis. Let us emphasize how indispensable was the acess to the speleologic data, accumulated more particularly by the Comité Départemental de Spéléologie, as result of an enormous activity.

A general comprehension of the continental evolution of calcareous massifs is in progress. A plio quaternary surrection of about 1 000 m is a message offered to our attention and full of promises. The futur is clear, espacially for further datations and we hope to have the opportunity to participate.

Paleoenvironment and karstc fillings

Some lamines of speleothems have been studied ou several holocene and interglacial samples, cornerstone of a future edifice. They show a relation to seasons (annual couples). The works of D. Genty [1993] have shown the interest of this thematic and possibilities to proceed are offered by the recent G.D.R. (Enregistrement à haute résolution de l'environment dans les dépôts laminés karstiques - D.Y.M.S.E.T., C.N.R.S. Talence). Holocene and recent concretions are speleothems bearing the first anthropic marks [Perrette, 1996].

Interglacial and more ancient speleothems are subject to palynology (M.–F. Diot, Centre National de Préhistoire, Périgueux). These studies are still at a preliminary stage but they could provide a direct relation between minerals and living environment. As for paleomagnetism (P. Rochette, Aix-en-Provence), its contribution is already effective as soon as a frame of datation has been established by other methods (U/Th, geomorphology).

Geology, hydrogeology and endokarst

The detection of transversal folded structures, of great interest for the pyrenean tectonic and the organization of karstic aquifers and subterranean systems has to be confirmed and taken in account for updating the geologic map in charge of J. Canérot.

New exploring tracings are necessary to delimitate more precisely the karstic basins. Quantitative tracings espacially at Uthurbietta and Cent Sources will move forward the question of the dynamic process and of the exact role of the flooded space.

The study of dissolution has shown how important it is to know its space distribution from the absorption (epikarst) to the emergency area. Measures have to be multiplied to introduce more rigour by elimination of incidental factors, for instance by installation of several experimental stations in the endokarst. That is important vis à vis the concept of karst immunity. The three dimensional topography of cavernment (karstic vacuum) still to be done is in relation with this problematic.

For us, there is no doubt that the Arbailles mountains and their galleries will remain more than ever an active field of investigation in the future.

Annexes

Annexe du chapitre 3

Les techniques de datations utilisées : U/Th et paléomagnétisme

Pour mieux appréhender les différentes phases d'évolution géomorphologique et morpho-tectonique des Arbailles, nous avons utilisé différentes méthodes de datation. Nous faisons quelques rappels pour attirer l'attention sur les particularités d'emploi de ces techniques appliquées à la karstologie afin de souligner les précautions prises, la fiabilité des résultats et les limites des méthodes utilisées.

I. Les datations indirectes : le paléomagnétisme

Les datations indirectes se réfèrent à une chronologie établie par une autre méthode. Des évènements géologiques ou climatiques peuvent servir à dater des sédiments si l'on arrive à retrouver les traces de leurs effets dans ces mêmes sédiments.

L'aiguille aimantée, depuis longtemps la compagne du navigateur, du voyageur et du géographe, révèle l'existence d'un champ magnétique terrestre comme la chute des corps nous indique le champ de gravité. Un champ est un espace dans lequel une masse (pondérale, électrique, magnétique) est soumise à une force qui, en son point d'application peut-être représentée par un vecteur. L'ensemble des vecteurs représentatifs constitue un champ de vecteurs, modèle mathématique du phénomène physique.

L'étude du champ magnétique terrestre montre que notre planète est un dipôle magnétique comparable, à l'échelle près, à un barreau aimanté dont on matérialise le spectre avec de la limaille de fer. Le système comporte un axe de symétrie joignant les pôles nord et sud magnétiques.

Le nord magnétique diffère du nord géographique défini par l'axe de rotation de la terre sur elle-même. Les cartes donnent la «déclinaison» de chaque lieu pour permettre de s'orienter avec la boussole, c'est à dire une aiguille aimantée mobile dans le plan horizontal. La mesure de l'intensité du champ et de l'«inclinaison» d'une aiguille aimantée dans le plan vertical sont les informations complémentaires.

On sait que le champ magnétique terrestre varie constamment (intensité, direction) en fonction du temps à une échelle humaine et historique. Les cartes donnent indication des corrections à apporter pour tenir compte des «variations séculaires» prévues.

Tout sur terre est soumis à l'influence du champ magnétique terrestre. Les différents corps réagissent différemment. Les plus sensibles aux effets magnétiques sont le fer et beaucoup de ses composés, oxydes, sulfures. Les forces magnétiques s'appliquent aux atomes et aux molécules des corps purs mais aussi aux corps composites contenant des particules ferromagnétiques, ce qui est le cas de la plupart des dépôts sédimentaires et des concrétions.

L'étude magnétique des corps a fait apparaître les phénomènes d'hystérésis, retard de l'aimantation, et de rémanance, permanence de l'aimantation après application d'un flux magnétiseur.

L'étude de la rémanence dans les roches a conduit à la découverte récente que le champ magnétique terrestre a fait preuve dans le passé non seulement de variations assez assimilables à des oscillations autour d'une position d'équilibre, mais de complets renversements ou «inversions». On dit que le champ est «normal» quand sa direction concorde avec sa direction actuelle, qu'il est «inverse» dans le cas contraire. Les inversions sont rapides. La fréquence et la durée des périodes successives normales et inverses paraissent tout à fait aléatoires.

L'échelle magnétostratigraphique est maintenant fiablement établie pour plus d'un million d'années (fig. 10-1). Elle indique la date des inversions et leur durée ce qui est déjà suffisant pour fournir en retour des informations chronologiques sur l'âge des roches, ce qui est à l'origine de la paléomagnétologie. Mais ses possibilités sont encore limitées : on ne dispose pas de l'historique du magnétisme terrestre mais seulement de l'indication des repères que sont les évènements majeurs des inversions. La fiche d'identité des périodes magnétiques n'est pas établie ce qui empêche de les reconnaître et la méthode n'est utilisable qu'en appoint d'autres informations chronologiques. Par exemple, un échantillon qui ne porte aucune trace d'inversion est postérieur à 780 000 ans, date de la première inversion en remontant l'échelle du temps.

La mise en pratique de la méthode de datation paléomagnétique reste encore difficile. La précision des mesures est grande mais nécessite un équipement très spécialisé. Nous avons pu traiter nos échantillons au Laboratoire de magnétisme des roches d'Aix-en-Provence dirigé par P. Rochette.

Comme pour toute mesure, l'échantillonnage doit être réfléchi et conduit avec soin. Il faut préjuger de la représentativité et de la présence d'un ferromagnétisme suffisant. Heureusement l'hématite trahit sa présence par la coloration sang, rouge brique, brune, rose ou rosée qu'elle donne aux échantillons. Il faut repérer l'orientation de l'échantillon sur le terrain. Bien d'autres difficultés subsistent. L'aimantation rémanente initiale, intéressante géologiquement, peut-être affectée par d'autres aimantations si le système leur est ouvert, ainsi qu'à d'autres phénomènes destructeurs ou dégradants tout à fait possibles en milieu naturel, tels que les recristallisations.

En effet, la rémanence n'est pas une propriété simple. Plusieurs types de remanences ont été mises en évidence : aimantation rémanente thermique, chimique, détritique… [Lévêque, 1992]. On rattache les propriétés magnétiques à la structure de la matière c'est à dire à l'empilage des atomes d'édifices complexes : on trouve un peu de tout comme le prouve la cristallographie qui trahit à grande échelle des empilages moléculaires. Les édifices sont destructibles par effet thermique (Point de Cury, Point de Neel) ou par effet magnétique. Ainsi, la destruction d'un magnétisme peut se faire par une anti-magnétisation : intervention d'un champ d'orientation inverse ou par un champ variable (alternatif) qui crée un désordre magnétique : démagnétisation globale. Il faut

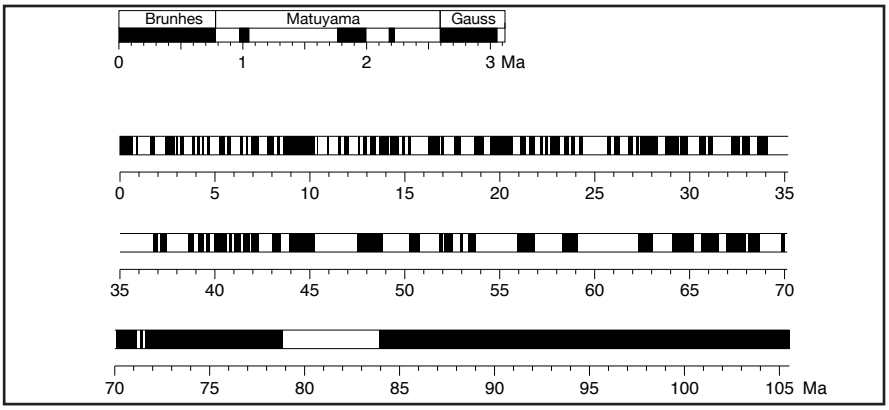


Figure 10-1 : Echelle magnétostratigraphique [d'après Haq et Frans, 1987 ; Hilgen, 1991 ; Tauxe et al.*, 1991 ; Westphal, 1986 in Audra, 1996 ; figure modifiée].*

que les particules magnétisables ou magnétisées soient libres de se mettre en position de couches organisées. On comprend tout l'intérêt des dépôts sédimentaires et des concrétions karstiques en milieu souterrain, c'est à dire en milieu protégé.

Nos échantillons provenant du réseau d'Etxanko Zola et de la coulée stalagmite du sommet du Belchou se sont bien prêtés aux datations paléomagnétiques (chap. 4).

L'intensité du signal magnétique exprimé en milliampère par mètre (mA/m) est variable en fonction de la nature des remplissages étudiés. Les concrétionnements présentant le signal le plus faible (éch. 394, 401 et 538) de 0,1 mA/m reste cependant mesurable. Les plus fortes valeurs, de l'ordre de 100 mA/m s'observent sur l'échantillon argileux n° 544.

Après une première mesure brute, nous avons appliqué aux échantillons des champs alternatifs croissants jusqu'à 100 mT. Sur la plupart de nos échantillons (546, 553, 401 et 544), l'intensité décroît régulièrement vers l'origine. Quelques autres montrent une orientation plus erratique au cours de la démagnétisation.

Sur les huit échantillons traités, la moitié présente un magnétisme inverse et l'autre moitié un magnétisme normal. La stalagmite de la paléocavité donne un magnétisme normal. Compte-tenu de l'ancienneté présumée de la concrétion, la probabilité est grande que l'échantillon soit antérieur à la période Matuyama, ce qui le situerait au moins dans le Pliocène (chap. 3). Les analyses des échantillons d'Etxanko Zola prouvent l'ancienneté de la mise en place de ce réseau puisque plusieurs échantillons provenant de la Planche à Clous (n° 546, 549 et 553) se rattachent à la période Matuyama. Les échantillons les plus récents (n° 394, 401, 544) sont vraisemblablement de la période normale Brunhes, leur âge est donc inférieur à 780 000 ans (§ 4-III-B).

II. Les datations absolues :la datation U/TH

Pour la seconde partie du Pléistocène moyen et l'ensemble du Pleistocène récent et de l'Holocène, c'est à dire pour une période débutant il y a environ 350 000 ans, nous avons eu recours à la méthode uranium / thorium. Cette méthode, appliquée pour la première fois à des carbonates marins dans les années 1950, a été utilisée avec succès à partir des années 1970 sur des échantillons de concrétions endokarstiques, d'abord en Amérique du Nord, puis en Grande Bretagne, en Belgique et en France [Quinif, 1989 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994]. L'ensemble des spéléothèmes prélevés en surface et dans différents réseaux souterrains, a été traité par Y. Quinif au Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst (C.E.R.A.K.) de la Faculté polytechnique de Mons en Belgique (tableau 10-1).

A. Les principes de base de la méthode uranium / thorium [Quinif, 1989]

La méthode uranium / thorium utilise les propriétés de la radioactivité : désintégration spontanée d'un noyau d'atome avec émission de particules et d'un rayonnement électromagnétique. La radioactivié naturelle caractérise un certain nombre de noyaux lourds tels que l'uranium 238. Ce radioisotope est à la tête d'une famille radioactive dans laquelle les radioisotopes descendent l'échelle des énergies nucléaires par émission de rayonnements et de particules, et désintégrations successives (ex : uranium 238 —> thorium 232) pour aboutir finalement à l'obtention d'un isotope stable du plomb.

Les isotopes 238 et 234 — présents dans les roches et le sol — sont les seuls membres de la famille radioactive de l'uranium 238 à passer en solution lors de la dissolution par les eaux agressives, le thorium 230 n'étant pas soluble. Lors de la précipitation du carbonate de calcium sous forme de concrétions, les éléments radioactifs sont pris dans la masse solide. Dès le début de la précipitation, l'U234 génère des descendants dont le Th230, son descendant direct. La teneur en Th230 croît avec le temps suivant les lois de la radioactivité (fig. 10-2).

La période d'un élément ou demi-vie est le temps nécessaire pour que la moitié de ses noyaux se soit désintégrée. Cette période, indépendamment de toute action extérieure, varie considérablement d'un élément à un autre. Le rapport entre le nombre des atomes restants de l'élément père et des atomes de l'élément fils permet de connaître le temps qui s'est écoulé depuis la précipitation du carbonate, quand il n'existe pas de transfert entre le système et le milieu extérieur (fermeture du système). La datation à partir du calcul du rapport U234 / U238 n'est pas possible car ces isotopes ayant des solubilités différentes, ne sont pas entraînés en même quantité dans le karst, si bien que le rapport initial varie habituellement entre 1 et 3. Cependant, comme il faut environ plus d'un million d'années pour atteindre l'équilibre entre les deux éléments U234 / U238 (valeur égale à 1), on sait à priori qu'un spéléothème montrant cette valeur a beaucoup de chance d'être ancien sauf, si au moment de la fermeture du système, l'U234 et U238 étaient en quantités égales. Cette éventualité, impossible à vérifier, reste peu probable. Par contre, il est possible de calculer le rapport Th230 / U234 pour dater ainsi le spéléothème car les deux isotopes bien que possèdant les mêmes propriétés chimiques ont la plupart du temps un rapport isotopique différent de 1 dans les eaux d'infiltration et donc dans les spéléothèmes [Quinif, Genty et Maire, 1994].

La mesure exige un traitement physico-chimique préalable : dissolution complète de 100 à 200 g de calcite, élimination des impuretés, évaporation et calcination de la matière organique. Le Th230 et l'U234 ayant des énergies d'émission semblables, une séparation chimique de l'uranium et du thorium est nécessaire. On les place ensuite séparément sur des lames en dépôt très mince, face à un détecteur dit «à barrière de surface» dans une chambre à vide, car le parcours moyen des particules est très faible. Les émissions radioactives, propres à chaque élément et proportionnelles à leur abondance, sont comptabilisées par spectrométrie alpha car ces isotopes sont des émetteurs de particules alpha. Le comptage fournit des rapports isotopiques datables à condition d'introduire un traceur artificiel de composition isotopique connue (Th228 / U232) pour calibrer les activités [Quinif, 1990].

Ech.	1 [U]ppm	2 U234 / U238	3 Th230 / U234	4 Th230 / Th232	5 [U234 / U238] t=0	6 Age (en m.a.)
295	0,250±0,003	1,005±0,012	0,928±0,017	190±33	1,012	283,8 [+36,1/-26,3]
331	9,949±0,272	1,005±0,018	0,588±0,044	76±30	1,006	96,1 [+12/-11,2]
332	0,222±0,003	2,176±0,030	0,562±0,078	grand	2,481	82,2 [+16,9/-15,0]
332	0,454±0,016	1,616±0,040	0,600±0,038	56,7±21	1,799	92,5 [+8,9/-8,3]
368	1,044±0,010	1,197±0,010	1,035±0,014	95,8±7	1,616	406,9 [+78,7/-46,6]
369	2,189±0,040	1,215±0,016	0,595±0,012	129±7	1,280	94,6 [+3,1/-3,0]
375A	0,201±0,003	1,234±0,02	0,523±0,017	14,8±1,6	1,291	78,0[+3,9/-3,7]
375B	0,216±0,004	1,382±0,030	0,052±0,003	5,7±0,9	1,388	5,7[+0,4/-0,3]
388	7,511±0,066	1,114±0,003	1,099±0,014	108±2	—	—
388	6,276±0,048	1,118±0,03	0,988±0,013	77±2	1,303	335,5[+31,9/-25,0]

Tableau 10-1 : Datation par la méthode uranium / thorium de différentes stalagmites prélevèes en surface et dans différents niveaux de galeries du massif des Arbailles [analyses Y. Quinif, C.E.R.A.K., Faculté polytechnique de Mons, Belgique].

1/ teneur en uranium exprimée en ppm (parties par million, soit le nombre de milligrammes d'uranium par kilogramme de stalagmite) ; 2/ rapport isotopique entre l'uranium 234 et l'uranium 238 ; 3/ rapport isotopique entre le thorium 230 et l'uranium 234 ; 4/ rapport isotopique entre le thorium 230 et le thorium 232 ; 5/ rapport isotopique entre l'uranium 234 et l'uranium 328 à l'instant initial, 6/ l'âge de l'échantillon, les plages indiquées entre parenthèses rendent compte de la probabilité des statistiques. Il faut ici la lire de la façon suivante : 10 [± 2] signifie qu'il y a 67 % de chance pour que la valeur se situe entre 8 et 12, 10 étant la valeur la plus probable.

Les échantillons : 295 : dôme stalagmitique, cavité démantelée nord du sommet du Belchou, 1 127 m d'altitude ; 331 : stalagmite érodée prise dans le dépôt torrentiel, Azaléguy, 900 m d'altitude ; 332 : stalagmite en place postérieure au dépôt torrentiel, Azaléguy, 900 m d'altitude ; 368 : stalagmite corrodée, niveau - 100, réseau du Nébélé, 375 m d'altitude ; 369 : stalagmite non corrodée, niveau –100, réseau du Nébélé, 375 m d'altitude ; 375A : le coeur de la stalagmite, salle des Galets –10 m (673 m d'altitude), gouffre d'Ithelatzeta ; 375B : coiffe discordante de la stalagmite, salle des Galets –10 m (673 m d'altitude), gouffre d'Ithelatzeta ; 388 : petite stalagmite, niveau inférieur, réseau du Nébélé, niveau –150, 325 m d'altitude.

B. Limites et validité de la méthode uranium / thorium

La plage d'âge couverte est limitée par la période du Th230 qui est de 75 200 ans. En pratique on peut donc dater les spéléothèmes entre quelques milliers d'années et environ 350 à 400 000 ans (ou 400 ka, 1 ka = 1 kilo-années = 1 000 ans). Au delà de cette limite, les radioéléments U234 et Th230 sont à l'équilibre. Ils ne peuvent plus fournir d'information chronologique. Quand le rapport Th230 / U234

est inférieur à 1, la date de fermeture du système est antérieure à 350 000. Lorsque ce rapport est égal à 1, l'équilibre est réalisé et la date est égale ou postérieure à 350 000.

La teneur en éléments radioactifs constitue une donnée importante pour la précision des analyses. Or la teneur en uranium des spéléothèmes est très variable. Une faible dose d'uranium rend le comptage long et délicat. Le résultat est obtenu avec une forte probabilité d'erreur. Des teneurs en uranium comprises entre 1 et 10 ppm (parties par million, soit le nombre de milligrammes d'uranium par kilogramme de stalagmite) peuvent être considérées comme assez fortes et permettant une analyse précise. La concentration en uranium minimale requise pour permettre une mesure significative est de 0,05 ppm.

De plus la mesure n'est valable qu'en l'absence du Th230 au moment du dépôt de la

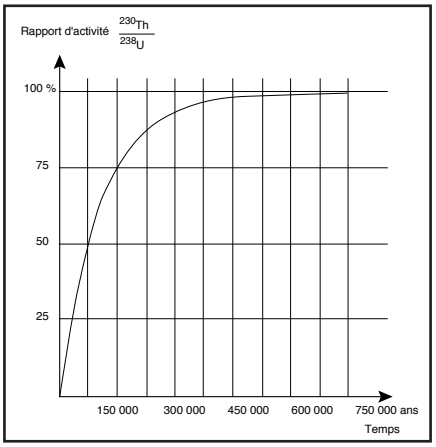


Figure 10-2 : Courbe de croissance du Thorium 230 en fonction du temps. L'équilibre radioactif est réalisé à partir de 400 000 ans [d'après Quinif, 1989].

calcite. Malgré son insolubilité, cet élément ainsi que son isotope le Th232 peuvent se fixer sur de l'argile, de la matière organique ou des colloïdes du type oxy-hydroxyde de fer et se retrouver dans la concrétion, ce qui fausse la mesure. La présence de Th232, est un indicateur de contamination en thorium d'origine détritique. Si le rapport Th230 / Th232 tend vers l'infini, cela signifie que l'échantillon est indemne de contamination initiale en thorium : la mesure est donc valable. D'une façon générale, plus le rapport est grand plus la concrétion est pure. Une mesure est considérée comme satisfaisante si le rapport excède 20. Par contre, un rapport faible sera la preuve d'un apport initial en thorium : la datation doit être adoptée avec précaution. Quand le Th232 indique une pollution détritique non acceptable, une correction grossière peut être faite d'après la valeur du rapport Th230 / Th232, mais dans ce cas la date calculée demeure encore très discutable.

Le rapport isotopique entre l'U234 et l'U238 à l'instant initial est calculé à partir des autres paramètres. Cette variable n'intervient pas dans la mesure de l'âge, mais apporte des informations sur la géochimie de la concrétion étudiée. Les concrétions les plus aptes aux datations uranium / thorium doivent être compactes, pures et non recristallisées car il est nécessaire d'avoir un système chimique fermé à partir du dépôt du spéléothème. Une érosion simplement superficielle n'altère pas la qualité du spéléothème, mais l'ennoiement d'une concrétion ou un ruissellement agressif peuvent favoriser l'introduction ou le lessivage de l'uranium dans la masse de calcite, par l'intermédiaire des solutions aqueuses. La solubilité différentielle des isotopes d'uranium fait que le rapport peut se modifier suite à une ouverture du système, par enrichissement ou appauvrissement de l'un des deux isotopes. Au delà de 1,4 on considère que l'on a un indice d'ouverture et que la datation n'est pas valable [Bishoff et Rosenbauer, 1981]. La datation est faussée quand le spéléothème a subi en profondeur soit une altération ayant entraîné une ou plusieurs recristallisations, soit des corrosions marquées par un faible rapport U234 / U238 (départ préférentiel de l'U234 par dissolution). Recristallisations et corrosions conduisent à des résultats qui rajeunissent indûment la concrétion. Une porosité de dissolution de la calcite est le signe d'une ouverture du système provoquant, soit le départ du Th230 (rajeunissement «artificiel»), soit son arrivée sous forme de pollution détritique (vieillissement «artificiel»). Ainsi, un rapport Th230 / U234 supérieur à 1 indique qu'il y a eu apport en thorium détritique soit au moment de la précipitation de la calcite, soit postérieurement. Une calcite atteinte de contamination détritique sera «vieillie». Aussi pour obtenir des résultats fiables, est-il important de prélever de préférence de la calcite compacte, saine et en gros cristaux (pousse rapide) plutôt que des niveaux corrodés montrant une contamination détritique, des recristallisations et des poches de dissolution. Comme en toute mesure, les soins apportés à l'échantillonnage sont particulièrement importants.

La matière prélevée comme échantillon ne s'est pas déposée à un instant donné mais au contraire pendant une période de temps qui peut-être très large. L'âge trouvé est donc l'âge d'une strate infiniment mince située «quelque part» dans l'échantillon. La calcite blanche et compacte du coeur a plus de chance d'être pure et possède l'avantage de donner l'âge maximum [Quinif, Genty et Maire, 1994].

Annexe du chapitre 4

Historique des recherches spéléologiques sur le karst des Arbailles

Depuis vingt ou trente ans, la spéléologie a fait d'importants progrès [Maire, 1995]. Le massif des Arbailles n'échappe pas à l'essor des explorations. Plusieurs phénomènes contribuent à expliquer la multiplication des découvertes. Les déplacements sont facilités grâce à l'ouverture de routes et de pistes forestières (TH1). Pour beaucoup de réseaux, une exploration qui nécessitait une expédition avec éventuellement l'établissement d'un camp de base est devenue une sortie journalière (TH2). Avant les années 1970, le massif des Arbailles était considéré comme une montagne aux trous étroits et boueux, avec des réseaux à prédominance horizontale. Après les découvertes d'Apanicé, d'Etxanko Zola, du Nébélé, l'image des Arbailles a complètement évolué. On sait désormais que de grandes verticales, de longues galeries et de vastes salles sont susceptibles d'être trouvées. L'augmentation du nombre de spéléologues surtout dans les années 1980 a permis la multiplication des prospections et donc l'augmentation des chances de découvrir des réseaux.

Aujourd'hui, la progression sous terre est devenue plus efficace grâce :

- au développement des techniques alpines de progression, telles que les descentes de grandes verticales (gouffre d'Apanicé) et les remontées de puits (Nébélé) qui permettent le franchissement d'obstacles devant lesquels les méthodes traditionnelles avaient échoué ;
- à la généralisation des méthodes de désobstruction qui permettent de franchir des étroitures (emploi d'explosif à EX25 et à l'OX655) et des siphons (désamorçage par pompage au RE7) ;
- à l'essor des plongées souterraines (EX25, Nébélé).

Par ailleurs, l'exploitation des découvertes souterraines est plus fiable et plus rapide grâce à l'utilisation des méthodes informatiques. Les cavités et leurs principales caractéristiques sont saisies par E. Delaitre sur la base de données mise au point par Y. Bramoullé. Cette importante collecte de l'information est réalisée à partir des publications (collection de J.–P. Besson et du C.D.S. 64) et des informations inédites transmises par les spéléologues. Le logiciel Toporobot (pour les reports de topographie en trois dimensions), mis au point par M. Heller et exploité par S. Vogrig, donne des résultats très prometteurs.

On compte actuellement 600 cavités pour le massif des Arbailles. Une soixantaine dépassent les 100 m de long ou de profondeur, dont huit font plus de 1 000 m de longueur et dix autres font plus de 200 m de profondeur. La spéléologie des Arbailles semble promise à un bel avenir comme le prouvent les "premières" récentes au Nébélé, TH2, SH251, OX655…

En multipliant les découvertes souterraines, la spéléologie a multiplié les questions. Pour y répondre, les publications et les topographies constituent une masse importante d'informations

Année	Réseau	Sigle		Continuations	Clubs
1908	Alçalegy	LO10		-18	Martel
?	Bidouze	EL2	*		Martel
1941	Béchanka	CC2	*		Raymond, Labeyrie, Schumberger
1949	Vautours	AR1	*	175/104	Joly, Chapus, Fronte
1950	Lucucillo, aven bouché de	OX11	*	-30	Bouillon, Dupuy
1965	Otxolatzé	OTX1		-350	Parisiens
1966	Bidouze	EL2		Traversée réalisée. 370/75	SSPB
1967	Lucucillo, aven bouché de	0X11		115/127	
1968	Elzare	EL3	*		SSPB
	Zarobé	EL10	*	620/55	SSPB
1969	Azaleguy (Menterie)	LO1A		450/+180	SSPB
1970	Etxanko Zola	ET1	*	Réseau principal et Grand Effluent	CSDP
	Nébélé	CA270		Première descente jusqu'à -45 jusqu'à la perte de son actif	CSDP
1971	Apanicé	AP1A	*	Arrêt à -155 au bord d'un puits immense	CSDP
	Yéti (Alçalegy)	LO10		Un nouveau puits sous des éboulis	SSPB
1972	Apanicé	AP1A		Grand puits de 328 m. 250/-504	Indépendants
	Yéti	LO10		4 actifs reconnus. -470	SSPB
1974	Cantinière (Belice)	HE1	*	70/-145	SSPB
	Charlotte	NA1	*	-103 (courant d'air)	SSPB
	Mauléonnais (Hagazé)	HS6	*		Mauléonnais
1975	Guillembero, G. de la source	HA10	*	-57	Equipe de Bordeaux
1976	Etxanko Zola	ET1		Rivière avec aval siphonnant et amont sur 1500 m. A 500 m de l'entrée, diaclase de 400 m. 1950/+120,-25	CSDP , CDS64
1977		AS251	*		SSPPO
1978	Karhalzeta	BI2A	*	Deuxième entrée, -106 m	LLP
	Leguia ko Lecia	LE10	*	Réseau actif jusqu'à -80 m, -100	SSPB
1979	Azaléguy	LO1A		Quinzaine de mètres de petits boyaux	EFS , SSPPO, LLP
	Bienvenu	LE10		Siphon à 1000/-215	SSPB
	Bosmendiette (G. de)			-110	GSO
	Guillember, G. de la source	HA10		500/-332	SCC ,GSPO
	Trou Paul	ET10		Jonction entre deux puits séparés par un méandre de 80 m	LLP, SSPPO
	Uleze	LC4	*		LLP
1980	Bienvenu	LE10		Trois affluents en rive droite	SSPB
1981	Guilaminé	AM4		50 m supplémentaires après étroiture	SSPPO
	UR3		*	-110	SSPB
1982	Bosmendiette ko Lecia			-266	GSO
1983	Sinhikole	SI1		Méandre du Solitaire, Galerie Martine et Méandre Intestin	SSPB
	Lahondo	BL253	*	-120 environ	SSPPO, LLP
1984	Elzare	ZZ6		Système labyrinthique après siphon de 20 m. A l'amont après étroiture siphonnante, 300 m de galeries. 1500 environ	GSG, individuels
	Etxanko Zola	ET1		Rivière Lechagorry. Escalade dans la Grande Trémie. Amont d'Ascune	SSPB
	Thierry Aubia			50/100	SSPPO
1985	Etxanko Zola	ET1		Affluent de la Deuxième Planche	SSPPO
		ET70	*		SSPPO
		ET55	*		SSPPO
	Tunnel	EX25	*	50 m après creusement d'un tunnel de 20 m	SSPPO, APERS
	RE7		*	Siphon d'entrée désamorcé. 720/+66	SSPPO
	Sinhikole	SI1		Amont d'Ascune. Amont du Pic des Vautours	SSPB, indépendants
		ZH5	*		APERS
1986		CH251	*		SSPPO
	HE (ESA1)			Deux méandres étroits	ESA
	Itsalsu	ETX6		Méandre des Prieuses. 66/560	APERS, SSPPO
		RE8	*		SSPPO
		ZH5		-130	APERS, SSPPO
		CH251		70/40	SSPPO
1987		SI1		110/-30	SSPPO
	Sinhikole - SI2	SI2	*	Permet l'accès rapide au coeur du réseau	SSPB
	Landanoby	TH2		-50	SSPPO
		ZH5		-150	APERS, SSPPO
1988		EX25		3500	SSPPO
		GU201	*		SCC
		IH10	*		SSPPO
	Sinhikole	SI2		Réseau entre Galerie Martine et Voute Mouillante du Pic des Vautours	SSPB
	Landanoby	TH2		-90	SGA
		TH4	*		SSPPO
1989	Deux chouettes	NA152		Considéré comme terminé	GSHP, GAS, USPA
	Elzare	ZZ6		Reprise du "siphon1" à la base du premier puits et de l'amont fossile à la base du deuxième puits	GSHP, GAS, USPA,GSG
		GU201		-80	SCC
		GA306		-45 sur trou souffleur	ESA
		RE4		-40	APERS
	Souffleur de l'arbre			Poursuite des explorations	GSHP, GAS, USPA, GSG
	Sinhikole	SI2		Franchissement de la Grande Trémie Aval. Découverte du "Réseau Alexandre" avec trémie et étroiture (violent courant d'air)	SSPB
		TH1		-150	SSPPO
	Landanoby	TH2		200 m s'ajoutent au réseau	SSPPO
		TH151	*	-160	USPA , GSHP, GAS
1990		GA306		Trois désobstructions à -223 m environ	ESA
		SH251	*		SSPPO
1991	Errekalt	-	*		SSPPO
	Garaybie	OL257		Désobstruction, 410	SSPPO
	Landanoby	TH2		Méandre fossile 250 m après étroiture. L'affluent de la Neige	SSPPO
		UR151	*		GSHP
1992	Arhex	AL251		Une rivière à -45. Plongées dans le siphon amont sans résultat	SSPPO
		GU201		Suite trouvée à 200 m par un méandre très étroit	SCC
		LU504		Plongée de la vasque. Pas de continuation possible	GERSAM
		TH158		Désobstruction. 110	SSPPO
	Nébélé	CA270		-40 sur méandre infranchissable (courant d'air)	CN
1993	Nébélé	CA270		Désobstruction. Galerie 93, du Bain, salle du Parpaing, Scrouitch. 4300	CN
1994		EX25		Trois siphons franchis. 700 m s'ajoutent au réseau	GSG
	Nébélé	CA270		Roume, Damoclès, galerie des Spirales, Sablier, Oasis, Grande Faille. 9500/0-162	CN
	Sinhikole	SI2		Désobstruction permettant d'atteindre directement l'Amont du pic des Vautours depuis la Galerie Martine. Désobstruction d'un méandre souffleur dans un réseau supérieur de cette zone.	SSSPB
1995	Nébélé	CA270		Galerie des Diaclases et des Herses, Ruisseau de Gaïntoua. 11000/-162, +23	CN
	Landanoby	TH2		Etage fossile. Niveau Ichas Levêque : 100 m	SSPPO
1996	Nébélé	CA270		Galerie Etrange, des Gérontes, des Fresques et des Ammonites. 13000	
1997	Nébélé	CA270		Escalade des Puits Tahiti, puits de la Pêche, traversée Puits de la Flemme : Turbine, méandre 49	CN
1997	Uruchordoki	OX 655	*	Désobstruction, grandes salles à -200	GSO

Tableau 10-2 : Synthèse des explorations spéléologiques effectuées dans le karst des Arbailles

qui peuvent être utilement exploitées pour une explication rationnelle de l'évolution du massif dans l'espace et le temps. Mais, pour pouvoir exploiter ces informations, il faut savoir les gérer afin que les efforts déployés par les spéléologues aient une chance de venir à bout des questions qui restent encore en suspens. Actuellement, quelques personnes réunies autour du C.D.S. 64 travaillent dans ce sens avec deux buts essentiels :
- mise en place d'une base de données multi-fichiers pouvant stocker et mettre en relation les informations diverses concernant les phénomènes karstiques compris au sens large : cavités (grottes et gouffres), baumes, sources, colorations... ;
- utilisation du logiciel Toporobot pour l'établissement d'une synthèse sur carte au 1/25 000ème (localisation des entrées de cavités ne posant pas de problème de protection et plans des réseaux importants, sur les fonds topogaphiques I.G.N.).

Le tableau synthétique ci-après dresse un inventaire des grandes découvertes effectuées dans les Arbailles. Quelques remarques s'imposent :
- deux livres permettent une bonne synthèse préalable : Delaitre, 1995 et Société de Spéléologie et de Préhistoire des Pyrénées Occidentales, 1994 ;
- les gouffres et grottes de modestes dimensions ne figurent pas dans le tableau même si certaines possèdent un réel intérêt. Pour celles que nous avons étudiées, se référer au texte ;
- on a privilégié les clubs plutôt que les énumérations trop longues de personnes individuelles. APERS : Association Paloise d'Etudes et de Recherches Spéléologiques - CRS : Comité Régional de Spéléologie - CSDP : Club Spéléologique de Pau - EFS : Ecole Française de Spéléologie - ESA : Equipe Spéléo Angevine - GERSAM : Groupe d'Etudes et de Recherches Spéléologiques et Archéologiques de Montpellier - G3S : Groupe Spéléologique, Scientifique et Sportif (Dordogne, Périgueux) - GAS : Groupe Auscitain Spéléo - GSB : Groupe Spéléo de Bourges (Cher) - GSGO : Groupe Spéléo de la Goutte d'Or - CN : Collectif Nébélé (GSC Groupe spéléo Corrèze, SCT Spéléo Club Tulliste, CSC Club Spéléo du Cern, GSV Groupe Spéléo de la Vézère, SSPPO Société de Spéléologie et Préhistoire des Pyrénées Occidentales, GSG Groupe Spéléo des Gaves) - GSHP : Groupe Spéléologique Haut Pyrénéen de Tarbes - GSO : Groupe Spéléologique Oloronais - SCA : Spéléo Club d'Albi - SCB : Spéléo Club de Blois - SCC : Spéléo Club de Châtelrault - SCT : Spéléo Club de Touraine - LLP : Léo Lagrange de Pau (section spéléologie) - SSPB : Société de Spéléologie et de Préhistoire de Bordeaux - USPA : Section Spéléo de l'Union Sportive des Pétroles d'Aquitaine.
- pour connaître plus précisemment le nom des personnes ayant travaillé sur le massif, consulter la bibliographie citée dans N. Vanara, bulletin de la S.S.P.P.O. (à paraître) ;
- le travail de topographie n'a pas été pris en compte bien qu'il soit essentiel. La base de donnée éditée par le C.D.S. 64 archive les topographies [Delaitre, 1995] ;
- le sigle * signifie découverte d'une cavité, c'est-à-dire passage physique à l'intérieur. Quand * ne figure pas, cela signifie qu'il s'agit de continuations ;
- tous les chiffres sont exprimés en mètres (développement/dénivelé).

Annexe du chapitre 5

Annexe 5-1

Etude climatique des Arbailles et de ses environs : tableaux synthétiques

Les tableaux ci-après regroupent les moyennes mensuelles et moyennes et valeurs annuelles pour chaque station. Les moyennes mensuelles sont calculées sur l'ensemble des mois de la période considérée. Les années présentant des données mensuelles manquantes n'ont pas été prises en compte dans les calculs. Les moyennes annuelles sont calculées sur l'ensemble des années de la période considérée. Les années présentant des données mensuelles manquantes n'ont pas été prises en compte dans les calculs.

Les valeurs concernant les précipitations sont exprimées en mm de hauteur d'eau.

Cumul : moyenne des sommes des précipitations d'un mois ou d'une année sur la période considérée

Max 24 : hauteur maximale de pluie tombée en 24 h de 6h à 6h UTC sur la période considérée

J > 0,1 : nombre de jours où la hauteur des précipitations est supérieure à 0,1 mm

J > 1 : nombre de jours où la hauteur des précipitations est supérieure à 1 mm

J > 10 : nombre de jours où la hauteur des précipitations est supérieure à 10 mm

J > 70 : nombre de jours où la hauteur des précipitations est supérieure à 70 mm

Q : rapport de la valeur moyenne des précipitations observées à ce que serait cette valeur si les pluies étaient distribuées de façon uniforme tout au long de l'année. Ce ratio permet de comparer les stations entre elles au niveau de la variation des précipitations au cours de l'année

Les valeurs concernant les températures sont exprimées en degré Celsius

Moy : moyenne des températures moyennes de la période considérée

Moy mini : valeur minimale des températures moyennes journalières au cours de la période considérée

Moy maxi : valeur maximale des températures moyennes journalières au cours de la période considérée

Mini : moyenne des températures minimales de la période considérée

Mini abs : température minimale observée sur l'ensemble des relevés concernant la station

Mini maxi : température minimale journalière la plus élevée observée sur l'ensemble des relevés concernant la station

Maxi : moyenne des températures maximales de la période considérée

Maxi mini : température maximale journalière la plus basse observée sur l'ensemble des relevés concernant la station

Maxi abs : température maximale observée sur l'ensemble des relevés concernant la station

Amplit : amplitude de la variation de température au cours d'une journée

Amplit mini : amplitude de la variation de température la plus faible au cours d'une journée

Amplit maxi : amplitude de la variation de température la plus forte au cours d'une journée

J gel : nombre de jours où la température est inférieure ou égale à 0 °C

J ss dégel : nombre de jours où la température a dépassée 0 °C

J max ≥ 25 : nombre de jours où la température est supérieure ou égale à 25 °C

J moy ≥ 25 : nombre de jours où la température moyenne est supérieure ou égale à 25 °C

J min ≥ 25 : nombre de jours où la température est inférieure à 25 °C

D manquant : Données manquantes

Aicirits (60 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	125,9	85	14,6	12,1	4,4	0,1	1,25	
Fév.	103	52,3	14,1	11,8	3,8	-	1,02	
Mars	113,7	45,5	14,9	12,6	4,3	-	1,13	
Avril	113,1	42,5	16	13,8	4	-	1,12	
Mai	106,6	53	15,8	13,2	3,7	-	1,06	
Juin	75,5	55	12	9,5	2,4	-	0,75	
Juillet	54,7	45	9,8	7,5	1,7	-	0,54	
Août	79,9	70	12,1	9	2,7	0	0,79	
Sept.	89,2	74,5	11,4	9,4	3	0	0,88	
Oct.	113,1	64	12,9	10,6	4,2	-	1,12	
Nov.	130	55,5	14,6	12,1	4,6	-	1,29	
Déc	130,6	54	14,5	12,1	4,8	-	1,29	
Année	1212,3	85	157	129	42	0,1	2,4	

Précipitations (1961-1993) en mm.

	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
Janv.	7,1	-6,6	18,8	2,2	-14,5	16	12	-2	24	9,8	0	28,5	10,5	0,2	-	-	-
Fév.	8	-3,5	18,5	2,8	-9,5	17	13,1	0,6	27	10,4	0,4	25	8,3	-	0,2	-	-
Mars	9,8	-2	25,2	4,1	-8	23,5	15,4	1,8	31,5	11,3	0,8	28,5	5,9	-	1,2	0	-
Avril	11,8	2,5	21,8	6,4	-3,1	18	17,3	4,5	30,5	10,9	0	25	1,5	-	2,5		-
Mai	15,1	6,8	26	9,2	-1,5	18,5	20,9	8,5	38	11,7	0,4	26	0,1	-	7,4	0	-
Juin	18,1	8,9	28,3	12,3	3	21,8	23,9	12,5	39	11,7	0	26,5	-	-	12,8	0,6	-
Juillet	20,6	13,2	29,1	14,7	5	22	26,6	16	39,4	12	0	27	-	-	19,6	2,3	-
Août	20,2	11,8	30,2	14,3	2	25	26,2	15	38,5	11,9	0,2	26,5	-	-	19,1	1,4	0
Sept.	18,4	9,5	28	12	2	22	24,8	13	38	12,9	0	28	-	-	14,7	0,5	-
Oct.	14,8	4,7	25,5	8,9	-1	22,5	20,6	7,6	33,5	11,7	0	25	0,4	-	6,2	0	-
Nov.	10,1	-2	21,2	4,8	-9	18	15,3	1	27	10,4	0	28	4,3	-	0,3	-	-
Déc	7,5	-5,4	20,5	2,8	-9	16	12,1	-3,5	26,5	9,3	0	23	9,9	0,2	0,1	-	-
Année	13,4	-6,6	30,2	7,9	-14,5	25	19	-3,5	39,4	11,2	0	28,5	40,8	0,4	84	4,8	0

Températures (1961-1993) en °C.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1961	1328,7	46,4	145,0	119,0	43,0	0,0	1,1	
1962	1212,2	59,0	166,0	123,0	41,0	0,0	1,0	
1963	1227,1	65,0	171,0	134,0	43,0	0,0	1,0	
1964	1044,3	44,5	137,0	103,0	39,0	0,0	0,9	
1965	1425,2	52,2	168,0	143,0	46,0	0,0	1,2	
1966	1337,9	52,0	155,0	137,0	46,0	0,0	1,1	
1967	1056,3	55,5	139,0	118,0	37,0	0,0	0,9	
1968	1162,0	35,8	157,0	140,0	39,0	0,0	1,0	
1969	1190,3	46,5	144,0	131,0	39,0	0,0	1,0	
1970	967,3	36,8	128,0	111,0	36,0	0,0	0,8	
1971	1401,4	43,6	154,0	130,0	44,0	0,0	1,2	
1972	1075,4	51,8	143,0	118,0	39,0	0,0	0,9	
1973	560,6	45,5	67,0	59,0	22,0	0,0	0,5	D manquant
1974	1135,8	53,0	199,0	136,0	42,0	0,0	1,0	
1975	1057,3	45,0	176,0	147,0	34,0	0,0	0,9	
1976	1189,2	30,0	169,0	136,0	52,0	0,0	1,0	
1977	1217,1	37,5	190,0	155,0	45,0	0,0	1,0	
1978	1395,1	53,7	193,0	159,0	52,0	0,0	1,2	
1979	1413,6	76,0	192,0	154,0	59,0	1,0	1,2	
1980	1595,3	64,0	173,0	157,0	55,0	0,0	1,3	
1981	1501,0	74,5	188,0	150,0	49,0	1,0	1,3	
1982	1425,5	60,0	176,0	146,0	53,0	0,0	1,2	
1983	1043,7	70,0	134,0	104,0	40,0	1,0	0,9	
1984	1275,7	38,3	177,0	142,0	47,0	0,0	1,1	
1985	922,3	32,0	140,0	109,0	38,0	0,0	0,8	
1986	1495,7	85,0	178,0	158,0	46,0	1,0	1,3	
1987	1057,1	35,0	125,0	104,0	35,0	0,0	0,9	
1988	1048,2	52,0	163,0	127,0	37,0	0,0	0,9	
1989	490,2	40,0	90,0	69,0	15,0	0,0	0,4	
1990	1287,0	52,3	155,0	134,0	44,0	0,0	1,1	
1991	1100,2	32,8	155,0	136,0	34,0	0,0	0,9	
1992	1526,2	66,0	168,0	141,0	55,0	0,0	1,3	
1993	1189,9	53,0	166,0	128,0	41,0	0,0	1,0	

Précipitations (1961-1993) en mm.

Année	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
1961	15,2	1,0	26,6	8,7	-7,0	20,0	21,8	3,5	38,3	13,1	0,0	26,0	27,0	0,0	129,0	12,0	0,0
1962	13,8	-5,4	26,4	7,6	-9,0	20,0	19,9	-3,5	38,5	12,3	0,5	26,0	48,0	3,0	131,0	6,0	0,0
1963	13,5	-4,2	26,5	7,8	-10,0	20,0	19,2	-1,0	38,0	11,3	0,0	24,2	50,0	2,0	90,0	5,0	0,0
1964	13,8	-1,0	28,0	7,6	-7,0	20,0	20,1	1,0	39,0	12,5	1,5	27,1	62,0	0,0	124,0	15,0	0,0
1965	13,4	-1,2	26,1	8,8	-7,0	22,0	18,0	4,0	33,6	9,2	0,0	28,5	43,0	0,0	58,0	3,0	0,0
1966	13,5	-2,7	25,5	8,2	-9,6	20,2	18,8	1,6	37,2	10,5	0,4	25,2	31,0	0,0	68,0	2,0	0,0
1967	13,0	-4,1	26,0	7,6	-8,0	18,6	18,4	-1,4	35,4	10,8	0,4	25,8	42,0	3,0	82,0	2,0	0,0
1968	13,4	-1,5	28,7	8,1	-7,0	19,0	18,7	1,0	39,0	10,6	0,0	22,4	32,0	0,0	76,0	5,0	0,0
1969	12,8	-2,2	26,6	7,5	-7,9	19,5	18,1	0,0	38,0	10,6	0,8	24,0	50,0	1,0	62,0	4,0	0,0
1970	13,4	-2,5	25,0	7,7	-6,5	17,5	19,0	1,0	38,0	11,2	0,8	27,0	32,0	0,0	81,0	1,0	0,0
1971	12,9	-2,6	26,6	7,6	-9,5	19,8	18,1	1,5	35,0	10,6	0,0	23,7	54,0	0,0	70,0	8,0	0,0
1972	12,3	1,6	24,6	6,9	-6,0	18,8	17,6	5,1	34,3	10,7	0,1	23,1	37,0	0,0	49,0	0,0	0,0
1973																	
1974	13,5	3,8	30,2	8,8	-3,0	25,0	18,2	7,0	37,0	9,4	1,0	22,0	12,0	0,0	53,0	5,0	1,0
1975	13,0	0,0	26,5	7,8	-5,5	21,0	18,2	3,0	37,5	10,4	0,0	25,0	36,0	0,0	74,0	7,0	0,0
1976	12,9	0,5	27,8	7,1	-5,0	18,0	18,8	4,0	38,0	11,7	1,0	26,5	60,0	0,0	93,0	3,0	0,0
1977	13,1	-0,2	21,5	8,0	-5,5	19,5	18,2	3,8	31,0	10,2	1,0	24,2	23,0	0,0	42,0	0,0	0,0
1978	13,0	1,5	25,0	7,8	-7,0	20,0	18,1	3,0	32,0	10,3	1,0	24,8	34,0	0,0	58,0	2,0	0,0
1979	13,2	-0,5	23,0	8,3	-6,0	20,0	18,2	2,5	33,0	9,9	0,5	23,5	38,0	0,0	61,0	0,0	0,0
1980	12,9	-1,0	24,0	7,8	-7,0	21,0	18,1	0,0	35,0	10,3	0,0	26,0	58,0	1,0	76,0	0,0	0,0
1981	14,2	1,2	26,0	8,9	-5,5	23,5	19,5	2,5	35,5	10,6	0,5	24,5	36,0	0,0	94,0	6,0	0,0
1982	14,4	2,5	29,1	8,8	-2,0	22,0	20,0	5,5	37,5	11,1	1,0	25,0	24,0	0,0	90,0	7,0	0,0
1983																	
1984	13,4	0,0	27,0	7,5	-6,0	20,0	19,3	0,5	37,0	11,8	0,0	27,0	41,0	0,0	90,0	3,0	0,0
1985	12,0	-6,6	25,2	5,5	-14,5	17,5	18,4	-2,0	33,5	12,9	1,0	28,5	58,0	2,0	74,0	1,0	0,0
1986	12,9	-3,2	25,5	6,8	-9,0	20,0	19,0	0,6	37,0	12,2	0,4	27,0	33,0	0,0	82,0	2,0	0,0
1987	14,6	0,2	27,8	9,0	-5,0	19,5	20,3	3,7	37,5	11,3	1,0	23,0	18,0	0,0	74,0	10,0	0,0
1988	13,1	-1,5	25,8	6,9	-9,0	21,0	19,3	2,0	36,0	12,3	1,0	26,5	38,0	0,0	70,0	1,0	0,0
1989	15,4	-1,5	28,0	8,7	-5,5	21,1	22,1	1,0	39,4	13,4	2,0	25,5	31,0	0,0	119,0	4,0	0,0
1990	14,4	-0,5	29,2	8,4	-6,5	21,5	20,5	2,0	38,0	12,0	1,0	25,5	37,0	0,0	119,0	11,0	0,0
1991	13,2	1,5	28,2	7,8	-5,5	21,0	18,6	4,5	38,0	10,8	1,0	24,5	45,0	0,0	90,0	8,0	0,0
1992	13,2	-0,2	26,7	8,3	-5,4	21,0	18,1	2,4	35,0	9,8	0,7	23,6	41,0	0,0	61,0	7,0	0,0
1993	13,0	-2,2	25,2	7,4	-9,5	19,0	18,6	1,8	34,5	11,2	1,3	22,4	57,0	0,0	58,0	1,0	0,0

Températures (1961-1993) en °C.

Banca (256 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	118	64	12,3	10,7	4,6	-	0,8	
Fév.	151,6	104	12	11	4,9	0,1	1,03	
Mars	125,1	71,5	12,4	10,4	3,4	0,1	0,85	
Avril	240,6	72	17,7	16,1	7,9	0,3	1,64	
Mai	120,5	58,2	14,1	11,9	4,1	-	0,82	
Juin	82,8	36,2	12,1	9,6	3,3	-	0,56	
Juillet	88,8	58,5	10,9	7,9	2,9	-	0,6	
Août	64,5	65	10,4	7,3	2	-	0,44	
Sept.	151,5	75	13,9	12,1	4,6	0,1	1,03	
Oct.	182,2	83	15,6	13	5,4	0,4	1,24	
Nov.	212,7	85	14,6	12,9	6,1	0,1	1,45	
Déc	224,9	97	14,3	12,7	6,4	0,6	1,53	
Année	1763,2	104	160,3	135,6	55,6	1,9	3,7	

Précipitations (1990-1996) en mm.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1990	1718,3	104	148	132	53	2	1	
1991	1643,4	63,5	157	129	50	0	0,9	
1992	2066,1	83	156	135	61	6	1,2	
1993	1642	90	160	137	51	2	0,9	
1994	1807,3	97	175	142	63	2	1	
1995	1496,6	64	152	121	49	0	0,8	
1996	1968,6	85	174	153	62	1	1,1	

Précipitations (1990-1996) en mm.

Chéraute (170 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	48,6	33	9,8	6,2	1	-	0,48	
Fév.	59,2	28,1	11,2	6,8	1,8	-	0,58	
Mars	72,9	43	12	7,2	1,4	-	0,72	
Avril	184,1	42	16,8	14,2	7,2	-	1,81	
Mai	99,3	41	12,4	8,8	2,6	-	0,98	
Juin	103	29,6	13,6	10,8	2,4	-	1,01	
Juillet	65,9	28,4	10,2	8,6	1,6	-	0,65	
Août	89,3	61,4	10,2	7,4	2,2	-	0,88	
Sept.	116	54,3	11	7,8	2,4	-	1,14	
Oct.	130,6	39,3	15,6	11,6	3,6	-	1,28	
Nov.	137,2	38	16	11	5	-	1,35	
Déc	114,7	33,3	11,4	7	2,8	-	1,13	
Année	1220,8	61,4	150,2	107,4	34	0	3,8	

Précipitations (1989 -1993) en mm.

	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
Janv.	5,5	-1,5	16,8	0,6	-5,5	14,5	10,6	1,5	20	10	1,5	20,5	17,7	-	-	-	-
Fév.	8,4	1,5	16,8	2,3	-5	10,5	14,5	4,5	27	12,2	1,9	22	8,8	-	0,5	-	-
Mars	10,6	4	18	5,2	-3	13	16	7	28	10,8	1,5	24	2,3	-	2,3	-	-
Avril	10,3	4,5	18	5,6	-2,5	11,7	14,9	8	29,5	9,3	1,5	23	0,8	-	1	-	-
Mai	16,1	5,5	24,8	10,3	3	18	21,9	8	32,5	11,7	1,4	23,5	-	-	12	-	-
Juin	17,2	10,5	24	12,1	5	18	22,3	12	32	10,2	1,5	21,1	-	-	9,3	-	-
Juillet	20,8	14,8	27,8	14,9	8	21,5	26,8	16	38,5	11,9	1,9	24	-	-	19,8	3,8	-
Août	21,6	13,8	28,5	15,5	8	20,5	27,8	14,5	38,5	12,3	1,5	24,8	-	-	23,5	4	-
Sept.	18,4	10,5	24,3	12,5	4,2	18,6	24,3	13,5	31,1	11,8	1	20,2	-	-	14,5	-	-
Oct.	13,4	5,7	20,4	8,3	-1,6	16	18,6	10,5	31	10,3	2	21,5	0,5	-	3,8	-	-
Nov.	10,8	1,8	17,8	6,1	-4	12,5	15,4	4,5	25,5	9,3	1,4	22,5	1,5	-	0,5	-	-
Déc	7,5	0	19	2,6	-6,5	17,5	12,5	1	23,6	9,9	2	21	10,8	-	-	-	-
Année	13,4	-1,5	28,5	8	-6,5	21,5	18,8	1	38,5	10,8	1	24,8	42,2	0	87	7,8	0

Températures (1989 -1992) en °C.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1989	851,3	42	143	95	28	0	0,7	
1990	1237,2	41	212	134	47	0	1	
1991	1190,7	43	215	158	38	0	1	
1992	1538,8	61,4	181	150	57	0	1,3	
1993	1286	0	0	0	0	0	1,1	

Précipitations (1961-1993) en mm.

Année	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
1989	14,8	4	27,8	8,8	-2,5	21,5	20,7	8	38,5	11,9	1,9	24	19	0	101	4	0
1990	13,8	0	27,6	8,5	-6,5	20,3	19,2	1	37,3	10,7	1,4	24,8	41	0	98	10	0
1991	12,6	1,2	28,5	7,3	-5,1	20,1	18	2	38,5	10,7	1,4	22,1	49	0	78	6	0
1992	13,2	-1,5	27,6	8,1	-5,5	20,7	18,2	1,5	35,5	10,1	1	23,5	42	0	71	11	0

Températures (1961-1993) en °C.

Estérençuby (230 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	146,1	55,4	13,9	12,9	5,1	-	1,24	
Fév.	126,5	54,4	13,7	12,4	4,9	-	1,08	
Mars	140,1	60	14,9	13,7	5,2	-	1,19	
Avril	146	71,8	16,6	14,7	5,5	0	1,24	
Mai	126,9	58,3	15,4	14	4,3	-	1,08	
Juin	80,6	59,1	11,2	9,5	2,7	-	0,69	
Juillet	68,2	65,5	10,4	9	2	-	0,58	
Août	93,8	77,2	11,4	9,7	3	0,1	0,8	
Sept.	85,6	62,4	10	8,9	2,7	-	0,73	
Oct.	119,8	59,1	11,3	10	4,2	-	1,02	
Nov.	147,3	63	13,1	11,9	5,1	-	1,25	
Déc	146,4	66,7	13,9	12,5	5,4	-	1,25	
Année	1409,6	77,2	145,5	130,1	47,1	0,1	2,2	

Précipitations (1964-1991) en mm.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1964	1125,5	66,7	145	121	38	0	0,8	D manquant
1965	1669,8	77,2	184	160	62	1	1,2	
1966	1681,1	59,1	185	156	54	0	1,3	
1967	1394,5	62,7	165	141	42	0	1	
1968	1413,1	60	164	143	49	0	1,1	
1969	1599,4	73	166	152	46	1	1,2	
1970	1214	41,7	167	144	42	0	0,9	
1971	1610,7	71,8	167	146	53	1	1,2	
1972	1230,5	57,7	151	130	44	0	0,9	
1973	1490,8	47,2	162	137	56	0	1,1	
1974	1155,8	45,4	120	106	45	0	0,9	D manquant
1975	1189	59	136	125	38	0	0,9	
1976	1449,3	53	141	140	48	0	1,1	
1977	1300,3	49	158	153	47	0	1	
1978	1642,8	51	154	152	62	0	1,2	D manquant
1979	1815,5	55,8	155	155	64	0	1,4	
1980	1246,8	42,3	113	104	46	0	0,9	D manquant
1981	1563,6	62,4	166	142	60	0	1,2	
1982	1609,9	52,5	154	140	56	0	1,2	
1983	1178,3	44,1	135	121	41	0	0,9	
1984	1581,4	58,3	168	158	57	0	1,2	
1985	1045,6	39,4	124	112	38	0	0,8	
1986	1271,3	63	135	122	46	0	0,9	D manquant
1987	1297	49,4	147	126	50	0	1	
1988	1303,9	55,4	137	123	48	0	1	
1989	980,4	54,3	111	93	34	0	0,7	
1990	1393,7	61,6	155	133	52	0	1	
1991	53,7	22,5	8	7	2	0	0	D manquant

Précipitations (1964-1991) en mm.

Hosta (340 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	166,6	69	14,7	13	6	-	1,15	
Fév.	153,5	62,5	14,2	12,6	5,2	-	1,06	
Mars	165	80,6	15,4	13,7	5,9	0	1,14	
Avril	185,2	68,4	17,3	15,3	6,8	-	1,28	
Mai	154,3	68,9	16,6	15	5,2	-	1,07	
Juin	103,7	58,1	13,9	11,3	3,2	-	0,72	
Juillet	81,6	78,8	12,1	9,4	2,5	0	0,56	
Août	104,8	82,5	13,8	10,7	3,3	0	0,72	
Sept.	111,2	88,9	11,7	10	3,4	0	0,77	
Oct.	147,8	85,6	13,2	10,9	5	0,1	1,02	
Nov.	164,1	61,8	14,2	11,9	5,4	-	1,13	
Déc	176,4	83,8	14,9	12,7	6,1	0	1,22	
Année	1736	88,9	168,1	143	56,7	0,2	2,3	

Précipitations (1964-1996) en mm.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1964	1213,6	64,5	135	120	41	0	0,7	D manquant
1965	1787	82,5	189	163	62	1	1,1	
1966	1747,4	63,1	168	153	56	0	1	
1967	1326,4	61,8	147	145	47	0	0,8	
1968	1520,9	45,1	155	145	61	0	0,9	
1969	1715,1	60	148	130	71	0	1	
1970	1465,8	39,7	161	146	52	0	0,9	
1971	1721,6	68,4	167	144	59	0	1	
1972	1263,5	83,8	127	109	46	1	0,8	D manquant
1973	1365,5	61,1	142	119	49	0	0,8	D manquant
1974	1136	44,1	95	89	39	0	0,7	D manquant
1975	1425,4	80,6	156	135	47	1	0,9	
1976	1749,7	58,5	157	141	56	0	1	
1977	1661,2	78,8	190	157	58	1	1	
1978	2021,7	69	188	165	72	0	1,2	
1979	2162,9	49,9	209	173	67	0	1,3	
1980	1967,6	68,9	174	134	60	0	1,2	
1981	2050,2	88,9	188	146	78	1	1,2	
1982	2051	65,8	192	149	61	0	1,2	
1983	1596,6	54,8	169	134	52	0	1	
1984	1975,1	58,6	196	174	74	0	1,2	
1985	1339	56,7	158	125	48	0	0,8	
1986	1994,1	49,9	219	177	66	0	1,2	
1987	1556	49,5	176	135	54	0	0,9	
1988	1630,8	54,6	189	152	51	0	1	
1989	1299,4	56,5	138	114	41	0	0,8	
1990	1674	64,9	174	151	57	0	1	
1991	1728,6	58,8	192	162	52	0	1	
1992	2224	85,6	172	150	71	2	1,3	
1993	1707,9	67,8	167	142	54	0	1	
1994	1904,7	57,7	184	156	63	0	1,1	
1995	1478,5	59	155	138	47	0	0,9	
1996	1861,9	59,9	169	147	58	0	1,1	

Précipitations (1964-1996) en mm.

Irouléguy (237 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q
Janv.	157,3	96,7	14,9	12,3	5,3	0,1	1,27
Fév.	144,7	115,5	14,5	12,5	4,8	0,1	1,17
Mars	136,8	81,7	15,2	12,6	4,6	0,1	1,11
Avril	146,5	78,8	17,1	13,9	5,8	0	1,19
Mai	112,9	60,3	16,3	12,8	3,7	-	0,91
Juin	73,5	56,6	12,6	9,4	2,6	-	0,59
Juillet	64,1	65,4	11,9	8	2,3	-	0,52
Août	84,7	75,9	12,8	9,3	2,7	0	0,69
Sept.	94,4	69,3	12,7	9,4	3,1	-	0,76
Oct.	134,8	87,2	13,5	10,4	4,2	0,1	1,09
Nov.	162,6	109	14,8	11,8	5,3	0	1,32
Déc	168,4	110,2	14,7	11,9	5,3	0,2	1,36
Année	1482,8	115,5	170,2	133,4	49,3	0,6	2,6

Précipitations (1961-1996) en mm.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q
1961	1105,8	109	102	82	35	2	0,8
1962	1396,1	52,9	155	128	50	0	0,9
1963	1326,2	70,2	170	131	45	1	0,9
1964	1265,1	74,2	145	106	45	2	0,9
1965	1808,4	75,9	187	144	62	1	1,2
1966	1772	87,2	180	145	59	1	1,2
1967	1314	55,5	160	132	42	0	0,9
1968	1569,2	62,4	164	140	58	0	1,1
1969	1661,2	73,5	172	143	53	2	1,1
1970	1316,6	39,2	179	136	45	0	0,9
1971	1807,1	78,8	165	134	57	1	1,2
1972	1461	59,9	175	129	47	0	1
1973	1440,9	88,9	165	127	50	1	1
1974	1778,5	68,7	186	153	55	0	1,2
1975	1333,8	81,7	170	130	43	1	0,9
1976	1562,8	87,4	170	137	56	1	1,1
1977	1449,3	60,3	185	142	49	0	1
1978	1767,9	62,7	189	150	65	0	1,2
1979	1925,3	87,3	195	156	62	2	1,3
1980	1691,8	88,9	162	133	53	1	1,1
1981	1712,6	96,7	179	141	58	2	1,2
1982	1684,9	63,9	169	139	51	0	1,1
1983	1228,8	59,6	145	114	45	0	0,8
1984	1578,5	50	182	151	61	0	1,1
1985	1067	39,8	146	120	36	0	0,7
1986	1547,3	66,5	194	161	51	0	1,1
1987	1184,8	44,5	162	118	47	0	0,8
1988	1259,6	48,8	182	143	43	0	0,9
1989	874,6	41,7	123	85	29	0	0,6
1990	1423,9	115,5	183	131	45	1	1
1991	1307,5	49,1	178	129	41	0	0,9
1992	1747,3	69,1	180	143	55	0	1,2
1993	1458,6	110,2	180	139	42	1	1
1994	1464,9	73,7	201	141	51	1	1
1995	1169,5	46,2	167	125	43	0	0,8
1996	1541,9	51,7	179	145	46	0	1

Précipitations (1961-1996) en mm.

	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
Janv.	7,3	-6,8	21,1	3	-15,4	19	11,6	-4	24,8	8,6	0	22,3	9,2	0,6	-	-	-
Fév.	8,1	-4,4	21,5	3,5	-9,4	18	12,6	-2	27	9	1	24,2	7,5	0,1	0,1	-	-
Mars	9,5	-2,5	22,7	4,5	-8,5	19	14,5	0,6	30	9,9	0	24,7	4,7	-	0,7	-	-
Avril	11,1	1	23,2	6,2	-3,2	18	16	2,2	30	9,9	0	23,5	1,2	-	1,5	-	-
Mai	14,5	3,8	28	9,2	-0,2	23	19,9	7	35	10,6	1,4	25	0	-	5,9	0,1	-
Juin	17,3	9,6	28,2	11,8	2,8	22	22,7	11	38,3	10,9	1	25	-	-	9,3	0,3	-
Juillet	19,8	12,4	30,6	14,3	5,8	25,8	25,4	15	41	11,1	1,5	27	-	-	16,2	1,7	0
Août	19,8	12,4	29,3	14,3	4	22	25,4	15	41	11,1	1	26,2	-	-	16,3	1,8	-
Sept.	18	9	28,6	12	2	24	24	11,8	39,2	12	1	25,5	-	-	13,3	0,8	-
Oct.	14,8	4,9	27,2	9,5	-1,5	23,5	20,1	6,5	33	10,7	0,8	24	0,4	-	6	0,1	-
Nov.	10,4	-1,6	21,6	5,7	-8,5	20	15,1	-0,8	27	9,3	0	24	3,9	0	0,5	-	-
Déc	7,9	-3,6	22,2	3,9	-9,5	19	11,9	-1	26	8,1	0,2	24,8	7,8	0,1	0,1	-	-
Année	13,2	-6,8	30,6	8,2	-15,4	25,8	18,3	-4	41	10,1	0	27	34,8	0,9	69,8	4,8	0

Températures (1963-1996) en °C.

Année	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
1963	12,9	-4,8	25,1	7,8	-10,5	20	18,1	-4	37,2	10,3	0	24,2	39	5	63	1	0
1964	13,5	-1,1	28,3	8,1	-7	22	18,9	1	37,6	10,8	1	26,2	36	0	82	13	0
1965	13	-2	26,2	8	-6	18	18	1,5	38	10	1,5	24	38	0	66	4	0
1966	13,8	-2,6	28,6	8,7	-9,2	21	19	0,8	39,2	10,3	1,5	25,5	18	0	73	4	0
1967	13,4	-4	28	8,1	-9,2	24	18,7	-3	36,5	10,6	0,5	25	35	3	83	5	0
1968	13,7	0,2	28,2	8,2	-6	20	19,1	3,5	38,3	10,9	1,2	25	24	0	89	7	0
1969	13,2	-2,2	28	8,2	-7	23	18,2	-0,3	37,5	10,1	1	24	40	1	75	9	0
1970	13,1	-0,2	26	8,1	-7,3	19	18,1	0,5	37,5	10	1	24,5	36	0	79	4	0
1971	13	-3,5	26,8	7,9	-9,5	19,3	18	1,5	36,5	10,1	0	24,8	44	0	72	3	0
1972	12,5	1,2	25,6	7,5	-6,7	18,5	17,5	5	34,3	10	0	24,5	24	0	44	1	0
1973	12,8	-3,2	27,8	7,4	-7,3	21,5	18,2	1	36	10,7	1	25	62	0	70	10	0
1974	12,9	2,2	27,5	8,1	-4,4	21	17,6	5	39	9,5	1,2	23	21	0	54	6	0
1975	13,1	-2,2	28,2	8,1	-7,5	22	18,2	0,5	39	10,1	0,9	24	35	0	71	8	0
1976	12,8	-1	25,2	7,7	-6	19,2	18	2,5	35	10,3	1,2	23,1	47	0	77	1	0
1977	13	-0,5	22,7	8,5	-7	19,7	17,5	2,5	32	9	1,5	22	22	0	36	0	0
1978	12,7	-0,2	25	8,1	-6	20	17,2	1,2	32	9,1	1	23,2	33	0	53	1	0
1979	12,8	-1,8	24,2	8,4	-5,6	20,8	17,3	2	32	9	1,2	22,9	29	0	50	0	0
1980	12,6	-2	24,8	7,7	-7	19	17,6	-1,5	35,8	9,9	0,9	24,8	47	2	62	0	0
1981	13,4	-0,3	27,6	8,3	-4,5	21,2	18,5	1,3	34,5	10,2	1	22,2	40	0	72	3	0
1982	13,7	1,5	30,6	8,7	-4	25,8	18,7	3	39,2	9,9	0,8	23,4	16	0	71	5	1
1983	13,6	-3,6	26,5	8,3	-7,3	22	19	0,2	34,6	10,7	1,2	23,8	45	0	84	6	0
1984	12,6	0,2	26,9	7,4	-7	17,4	17,8	3,8	37,8	10,4	0	27	38	0	63	4	0
1985	12,9	-6,8	29,2	7,5	-15,4	23,5	18,3	-4	37,5	10,8	0,2	24,9	52	8	88	7	0
1986	13	-3	26,3	8,1	-9,4	22	17,9	1	36	9,8	1,4	25,6	40	0	76	2	0
1987	13,5	-5,8	29,2	8,6	-11,5	21,5	18,3	-3	41	9,7	1	24,5	34	6	65	13	0
1988	13,4	-2,2	27,2	8,4	-8,5	20	18,3	0	35,5	9,9	1,4	24,5	34	1	53	3	0
1989	14,5	-3,2	29	9	-7,4	21	20	-2,5	41	11	1	24,2	27	2	96	4	0
1990	13,9	-0,5	26,8	8,8	-7	21	19,1	2	37	10,3	1,4	23,8	36	0	90	9	0
1991	13	0,2	28,1	8,1	-6,4	20,6	17,9	3	39	9,9	1	23,5	45	0	76	6	0
1992	13,1	-1,2	27,8	8,5	-5	21	17,7	1	35,5	9,3	1	22,8	29	0	62	11	0
1993	13,1	-1,7	24,6	8	-9,4	18,8	18,3	0,6	36	10,3	0,9	23,4	42	0	63	0	0
1994	14,1	-2,6	29,3	9,3	-8	20,2	18,9	1	39,6	9,6	1	23,6	16	0	76	6	0
1995	13,8	-1,7	27,2	8,4	-6,2	21,5	19,3	1	38	10,9	0,4	24	33	0	82	3	0
1996	13,3	-2,2	27,5	8,3	-8	21	18,2	0	37	9,9	0,8	24,3	27	1	49	3	0

Températures (1963-1996) en °C.

Larrau (636 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q
Janv.	178,9	117,2	13,3	12,9	6,4	0,1	1,26
Fév.	151,3	78,1	12,8	12,4	5,3	0	1,06
Mars	150,7	56,5	13,5	12,6	5,8	-	1,06
Avril	177,5	68,7	15,4	14,6	6,6	-	1,25
Mai	152,7	60,4	14,7	14	5,4	-	1,07
Juin	96	76,4	10,1	9,2	3,3	0	0,67
Juillet	77,1	70,5	10	9,2	2,6	0	0,54
Août	93,8	98,2	10	9,4	2,8	0,1	0,66
Sept.	113,7	67,5	10,3	9,7	3,7	-	0,8
Oct.	154,6	122	10,9	10,4	4,8	0,1	1,09
Nov.	185,6	124,3	12,4	11,8	6,1	0,1	1,3
Déc	189,6	107,5	12,8	12,4	6,3	0,2	1,33
Année	1706,7	124,3	145,4	137,8	58,7	0,7	2,5

Précipitations (1961-1996) en mm.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q
1961	1431	47,3	116	100	52	0	0,8
1962	1551,5	68,7	115	102	55	0	0,9
1963	1666,3	98,2	155	138	49	1	1
1964	1309,1	70,1	102	89	37	1	0,8
1965	1993,9	66,9	151	133	68	0	1,2
1966	1993,1	119,8	131	120	66	3	1,2
1967	1346,4	124,3	118	107	49	1	0,8
1968	1697,1	117,2	133	119	56	2	1
1969	1727,9	85,3	160	143	59	1	1
1970	1391,5	45,1	125	122	50	0	0,8
1971	1902,4	60,5	137	135	69	0	1,1
1972	1601	87,3	139	131	56	1	0,9
1973	1671,9	56,3	140	129	61	0	1
1974	1882,5	59	169	157	64	0	1,1
1975	1463,6	63	121	118	51	0	0,9
1976	1499,4	65,4	140	137	57	0	0,9
1977	1601,7	70,5	172	134	52	1	0,9
1978	2024,8	59,6	174	174	74	0	1,2
1979	2363,1	80	203	182	80	1	1,4
1980	2025,8	79,6	181	149	73	1	1,2
1981	2083,2	91	168	158	74	2	1,2
1982	2123,6	64	167	167	70	0	1,2
1983	1425,8	54,5	126	126	48	0	0,8
1984	2015,5	95,4	158	158	63	1	1,2
1985	1226,4	45,5	123	123	49	0	0,7
1986	1816,5	75,1	168	168	62	1	1,1
1987	1462,8	43,5	140	140	54	0	0,9
1988	1690,1	53,5	136	136	63	0	1
1989	1149,5	68,3	115	115	44	0	0,7
1990	1671,4	78,1	137	137	51	3	1
1991	1615,9	59,2	149	149	55	0	0,9
1992	2177,2	122	143	143	66	2	1,3
1993	1591,9	107,5	150	149	48	1	0,9
1994	2007	84	166	166	65	1	1,2
1995	1457,1	59,5	138	137	53	0	0,9
1996	1958,5	73	169	169	71	1	1,1

Précipitations (1961-1996) en mm.

	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
Janv.	1,5	-9,8	8,5	-1,5	-11,5	7	4,4	-8	13	5,9	-3	14	21,5	4,9	-	-	-
Fév.	0,9	-9,5	9	-2,1	-12	6	3,8	-8	14	5,9	-1	15	20,2	6,5	-	-	-
Mars	2,7	-6,2	13	-0,6	-10	10	6	-4	19	6,5	-2	14	20,3	5,3	-	-	-
Avril	3,7	-4,5	12,8	0,3	-7	10,5	7,1	-3	19	6,8	1	16	17,1	3	-	-	-
Mai	7	-1	16,2	3,3	-5	13	10,7	1	22	7,4	-1	21	7,3	-	-	-	-
Juin	11,2	3,5	23	7,4	-1	19	15,1	6	27	7,7	1,5	19	0,4	-	0,6	-	-
Juillet	13,8	5	25,2	9,4	1	22	18	6	34,5	8,6	-4	23	-	-	4,4	0,1	-
Août	13,5	5,5	24	9,9	2	22	17,1	7	28	7,3	-5	17	-	-	1,4	-	-
Sept.	12,5	1,8	22,5	8,9	-1	19	16,2	4,5	26	7,2	0	16	0,6	-	0,2	-	-
Oct.	8,5	-1,8	17,8	5,5	-5	15	11,6	0	22,5	6	-6	16,5	4,8	0,1	-	-	-
Nov.	4,7	-7,2	17,5	2	-9,5	14,5	7,2	-6	20,5	5,2	-1	15	10,8	4,4	-	-	-
Déc	1,9	-11	13,2	-1,1	-18	10	4,9	-8	18,5	6	-3	16	19,9	4,9	-	-	-
Année	6,8	-11	25,2	3,5	-18	22	10,2	-8	34,5	6,7	-6	23	122,8	29,1	6,7	0,1	0

Températures (1975-1983) en °C.

Année	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
1975	6,8	-6,5	24	3,2	-9	22	10,5	-5	28	7,4	-6	17	129	31	14	0	0
1976	6,7	-6	19,8	3	-11	17	10,3	-3	26	7,3	1	21	153	18	2	0	0
1977	7,6	-6,2	18,8	4	-10	16,5	11,2	-3	25	7,1	-1	20,5	68	14	2	0	0
1978	7,4	-8	23,2	3,8	-11	18,5	11	-5	30	7,1	2	22	81	25	6	0	0
1979	7	-8	22,5	3,8	-11	19	10,2	-5	26,5	6,4	1,5	14,5	106	20	4	0	0
1980	6,4	-11	22,5	3,4	-18	20	9,5	-8	26	6,1	0,5	18	123	38	2	0	0
1981	7,2	-9	24,5	4,2	-10	20	10,2	-8	29	6	-4	18,5	115	24	5	0	0
1982	7,5	-4,5	25,2	4,3	-6	20	10,6	-4	30,5	6,3	-3	21,5	92	28	8	1	0
1983	7,7	-9,5	23	4,1	-12	19	11,2	-7	34,5	7,1	-5	23	119	31	17	0	0

Températures (1975-1983) en °C.

Larrau-Iraty (1327 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	162,6	112	13,9	13,3	5,5	0,1	1,08	
Fév.	146,3	80	13,6	13,3	5,6	0,1	0,97	
Mars	148,4	70	14	13,7	5,5	0	0,98	
Avril	181,1	55	16,1	15,8	7,1	-	1,2	
Mai	171,6	100	16,7	15,9	5,8	0,1	1,14	
Juin	113,4	79	13,3	12,4	3,9	0,1	0,75	
Juillet	101,8	90,5	12,5	11,3	3,6	0	0,67	
Août	97,2	89	12	10,8	3	0	0,64	
Sept.	137,1	83	12,3	11,7	4,7	0	0,91	
Oct.	183,5	124,5	13,6	12,9	5,7	0,2	1,21	
Nov.	197,3	95	12,7	12,5	5,9	0,2	1,31	
Déc	196,6	97	14,8	14,3	6,7	0,3	1,3	
Année	1814,2	124,5	150,6	143,4	57	1	2	

Précipitations (1973-1996) en mm.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1973	1007,1	90	84	74	31	1	0,6	D manquant
1974	2204,7	68,2	203	188	76	0	1,3	
1975	1553,5	60,5	154	132	50	0	0,9	D manquant
1976	1537,5	40	155	149	60	0	0,9	
1977	1398,6	90,5	157	134	41	1	0,8	D manquant
1978	1438,5	68,5	158	150	53	0	0,9	
1979	1761,5	66,9	169	146	56	0	1,1	D manquant
1980	1691,6	72	136	130	63	1	1	
1981	1941	112	147	141	73	3	1,2	
1982	2037,1	70	152	145	66	1	1,2	
1983	1363,6	67	134	130	51	0	0,8	D manquant
1984	2189,5	95	172	169	78	1	1,3	
1985	1154,6	42	124	124	46	0	0,7	
1986	1254,1	50	135	135	46	0	0,8	
1987	1352,5	48,5	141	140	53	0	0,8	D manquant
1988	1623,8	52	154	153	59	0	1	D manquant
1989	1034,5	45	93	93	39	0	0,6	D manquant
1990	1731	80	154	152	50	2	1	
1991	1538,2	100	162	160	52	1	0,9	
1992	2229,1	124,5	151	149	68	6	1,3	
1993	1872,5	116,5	161	156	56	3	1,1	
1994	2140,3	97	182	170	70	1	1,3	
1995	1971,1	86	159	149	58	2	1,2	
1996	2096,3	95	178	173	73	1	1,3	

Précipitations (1973-1996) en mm.

	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
Janv.	1,4	-13	10	-1,5	-18	7	4,2	-10	13	5,7	0	17	21,7	4,8	-	-	-
Fév.	1,2	-10,2	14,2	-1,8	-14,5	10,5	4,2	-8	18	6	0	17	19,6	6,2	-	-	-
Mars	2,8	-7,8	13	-0,6	-10,5	10	6,2	-5	21	6,7	0	18	19,1	4,5	-	-	-
Avril	4	-5	16,5	0,5	-10	13	7,4	-3	20	6,9	0,5	22	16,6	2,2	-	-	-
Mai	7,8	-2,5	17,8	3,9	-7	14,5	11,6	-1	25	7,7	0	19	6,4	0,5	0,1	-	-
Juin	11,2	1,8	23	7,2	-1	19	15,3	3,5	27	8,1	0	19,5	0,3	-	0,6	-	-
Juillet	14,3	5,2	25,2	9,8	0	22	18,8	6	31	8,9	0	21	0	-	5	0,1	-
Août	14,2	4,5	25,8	10,1	2	22	18,2	7	33	8,1	0	19	0	-	3,4	0	-
Sept.	11,7	1,2	23,5	7,9	-1	19	15,5	3,5	30	7,6	0	19	0,5	-	0,7	-	-
Oct.	8,3	-2,5	17,8	5	-5	15	11,5	-1	22,5	6,5	0	19	4,9	0,2	-	-	-
Nov.	4,5	-10	15,8	1,6	-12	14,5	7,4	-10	20,5	5,8	0	17,5	11,2	3,1	-	-	-
Déc	2,2	-9	14	-0,6	-18	12	5,1	-5	18,5	5,7	0	18	18,3	4,3	-	-	-
Année	7	-13	25,8	3,5	-18	22	10,4	-10	33	7	0	22	118,6	25,8	9,8	0,1	0

Températures (1974-1996) en °C.

Année	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
1973																	
1974	6,3	-4,5	25,8	2,6	-8	19,5	9,9	-3	33	7,2	0	17,5	126	16	12	1	0
1975	6,9	-6,5	24	3,2	-9	22	10,6	-5	29,5	7,5	0	17	129	31	16	0	0
1976	6,7	-6,8	20,5	3	-11	17	10,3	-3	26	7,3	1	17	153	18	2	0	0
1977	7,1	-6,2	18,8	3,7	-10	16,5	10,5	-5	25	6,9	0,5	22	86	22	2	0	0
1978	9,3	-6,5	24,2	5,6	-9,5	18,5	13	-5	30	7,5	0	19	36	7	7	0	0
1979																	
1980	5,5	-9	22,2	2,3	-18	20	8,7	-8	26	6,5	0	19,5	110	29	3	0	0
1981	6,2	-9	24,5	3	-10	20	9,3	-8	29	6,2	0	18,5	103	23	4	0	0
1982	6,5	-4	22,2	3,5	-6	20	9,4	-4	27	5,9	0	17,5	90	26	3	0	0
1983	6,7	-9,5	23	3,4	-12	19	10,1	-7	27	6,6	0	19	118	30	4	0	0
1984	5,9	-7,8	24,5	2,9	-10,5	20,5	9	-5	28,5	6	0	17	143	36	14	0	0
1985	6,4	-13	23,5	3,1	-18	19,5	9,6	-10	28,5	6,5	0	18	125	51	5	0	0
1986																	
1987	9,2	-3,5	24,5	5,4	-8	19	13	-2	32	7,6	1	19	60	12	16	0	0
1988																	
1989																	
1990	8,2	-5,5	23,5	4,3	-10	19	12	-4	30	7,8	0,5	19	108	22	19	0	0
1991																	
1992	7,2	-8,5	23,5	3,7	-9,5	18	10,8	-7,5	29	7,1	0,5	18	110	28	20	0	0
1993	7,1	-8	20,5	3,5	-11	16	10,8	-7	28	7,3	0,5	21	114	24	15	0	0
1994	7,8	-6,5	23,5	4,1	-10	18	11,5	-5	29	7,3	0,5	18	96	19	16	0	0
1995	7,3	-8	23,5	3,8	-11	17	10,9	-5	30	7,1	0,5	18	95	16	8	0	0
1996	6,7	-8,5	20,5	3,2	-12	17	10,1	-6	27	6,9	0,5	19	108	22	2	0	0

Températures (1974-1996) en °C.

Licq-Athérey (288 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	134,1	63,5	14,5	12,5	4,8	-	1,05	
Fév.	122,4	64,8	13,8	12,1	4,6	-	0,96	
Mars	134	66	15	12,9	4,7	-	1,05	
Avril	158	63,5	17,2	15,2	5,7	-	1,24	
Mai	148,9	58,6	17,3	14,4	5,1	-	1,17	
Juin	93,5	62,7	13,9	11,4	3,1	-	0,73	
Juillet	87,1	81	13,5	10,5	2,6	0	0,68	
Août	99,2	90	13,3	10,7	3,3	0	0,78	
Sept.	109,8	73,5	12,3	10,5	3,7	0	0,86	
Oct.	132,1	106	13,1	11,1	4,6	0,1	1,04	
Nov.	151,4	70,6	14,1	12,1	5	0	1,19	
Déc	156,4	87,2	14,4	12,6	5,2	0,1	1,23	
Année	1526,9	106	172,4	145,9	52,3	0,3	1,8	

Précipitations (1961-1996) en mm.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1961	1409	48,2	149	122	53	0	0,9	
1962	1438,4	55,8	170	149	57	0	0,9	
1963	1523,2	64,7	186	155	45	0	1	
1964	1114,4	66	137	111	39	0	0,7	
1965	1680,3	54,2	196	169	63	0	1,1	
1966	1734,7	50,5	178	159	56	0	1,1	
1967	1269,6	70,6	165	135	42	1	0,8	
1968	1480,1	55,5	180	158	50	0	1	
1969	1472	53,4	183	150	47	0	1	
1970	1246,7	38,5	167	145	41	0	0,8	
1971	1623,4	63,5	180	158	58	0	1,1	
1972	1458,5	58,2	169	147	52	0	1	
1973	1504,1	66	166	138	51	0	1	
1974	1744	64,4	197	170	61	0	1,1	
1975	1476,6	68,5	171	140	47	0	1	
1976	1438,2	64,6	164	141	46	0	0,9	
1977	1607,6	66,5	190	147	51	0	1,1	
1978	1798,5	81	194	158	66	1	1,2	
1979	1940,5	63,5	209	172	65	0	1,3	
1980	1805,3	58,6	171	137	66	0	1,2	
1981	1853,7	63,9	177	147	64	0	1,2	
1982	1833,3	62,6	178	149	58	0	1,2	
1983	1273,1	47	162	134	43	0	0,8	
1984	1565,3	54,9	178	149	59	0	1	
1985	1044,7	41,2	144	121	38	0	0,7	
1986	1659,8	68,8	193	173	56	0	1,1	
1987	1390,7	43,5	175	144	53	0	0,9	
1988	1522,2	49,5	186	154	58	0	1	
1989	1052,6	55	130	112	41	0	0,7	
1990	1508,6	78	160	138	46	1	1	
1991	1489,5	57,3	173	147	47	0	1	
1992	1970,3	106	163	140	57	3	1,3	
1993	1495,8	75,6	164	143	51	2	1	
1994	1594	87,2	173	155	53	1	1	
1995	1281,5	43	151	133	47	0	0,8	
1996	1667,4	61,4	179	153	55	0	1,1	

Précipitations (1961-1996) en mm.

	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
Janv.	6,6	-6,5	16	2,1	-10,5	12,5	11	-4,2	22	8,9	0,3	22,6	9,6	0,3	-	-	-
Fév.	7,1	-3,8	16,3	2,3	-9	13,4	12	-0,8	27,5	9,7	0,1	22,9	7,5	0,3	0,1	-	-
Mars	8,9	-1	19,8	3,6	-4,5	14	14,3	0	28,9	10,6	1,4	23,4	4	0	0,8	-	-
Avril	10,1	0,8	19,2	4,9	-1,5	13,7	15,4	1,4	29,5	10,6	1,2	23	1,3	-	1,2	-	-
Mai	13,4	4,2	22,8	7,7	0,5	14,5	19,1	6	35,5	11,4	0,6	26,9	-	-	5,1	-	-
Juin	16,5	7,6	26,2	10,7	3,6	20	22,2	9,2	34,5	11,5	0,5	24,5	-	-	8,7	0	-
Juillet	19	11,8	27	13,2	6,3	19,5	24,9	14,2	40	11,8	0,6	27,2	-	-	14,4	0,9	-
Août	19,1	11	27,2	13,2	5,2	20,2	24,9	15	39,5	11,7	1	24,5	-	-	14,7	1	-
Sept.	16,7	8,5	25	10,5	3	18,5	22,8	11,5	36,2	12,3	0,1	24,3	-	-	10,4	0	-
Oct.	13,2	3	23,3	8	-0,5	17	18,5	5	31	10,5	0,6	23,5	0,1	-	2,7	-	-
Nov.	9,5	-1,4	18,1	4,6	-6,2	15,6	14,3	1,4	25,6	9,7	0,4	21	3,6	-	0,1	-	-
Déc	7,3	-4,1	18,8	3,1	-6,5	14,5	11,5	-2	25,1	8,5	0,3	20,6	7,5	0,1	0	-	-
Année	12,3	-6,5	27,2	7	-10,5	20,2	17,6	-4,2	40	10,6	0,1	27,2	33,6	0,7	58,3	2	0

Températures (1974-1996) en °C.

Année	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
1974	11,5	1,8	26,5	6,1	-3,5	17,5	16,8	4	38,5	10,7	1,5	25	31	0	37	2	0
1975	11,8	-0,5	26	6,4	-4	17	17,2	1	37	10,7	0,5	24	51	0	64	3	0
1976	11,7	-2	24,2	6	-7	20	17,5	1	35	11,6	1,5	24	54	0	81	0	0
1977	12,2	0,8	21	6,9	-4	14,6	17,4	2,5	30	10,6	2	21	25	0	33	0	0
1978	11,9	-0,2	24,2	6,6	-4,5	17,1	17,2	2	32	10,6	1,5	22,5	33	0	50	0	0
1979	12,1	-0,4	23,1	7,2	-4,5	17,3	17,1	2,3	31,6	9,9	1	22,4	26	0	45	0	0
1980	11,6	-4,1	24,2	6,2	-6,5	16,8	17	-2	35,3	10,8	1,8	24,5	48	1	50	0	0
1981	12,2	-1	25,1	6,7	-3,5	17,8	17,6	1	34,3	10,9	1,2	24,5	43	0	55	2	0
1982	12,4	1,4	26,7	7,2	-1,4	19,1	17,6	2,8	36	10,4	0,4	22,2	12	0	52	2	0
1983	12,8	-3,3	26,1	7,6	-5,9	18,6	17,9	-0,8	34,6	10,3	0,8	21,6	33	3	54	2	0
1984	11,4	-0,6	25,8	6,1	-4	15,6	16,7	0,3	37,1	10,7	0,8	25	35	0	50	2	0
1985																	
1986	11,9	-3,8	24,3	6,8	-8	17	17	-0,5	35,2	10,1	0,3	25,6	25	1	60	0	0
1987	12,4	-6,5	25,6	7,4	-10,5	18,1	17,4	-4,2	37,5	10	0,1	23,9	38	7	55	2	0
1988	12,3	-1,4	26	7,4	-6,2	18	17,2	-0,1	34	9,8	0,1	25	28	1	40	1	0
1989	13,3	-2,3	26,8	7,5	-8,1	18,2	19,1	-1,5	40	11,5	1,3	27,2	32	1	78	3	0
1990	13,1	-2,1	26,2	7,5	-4,8	19,5	18,6	-0,2	37	11,1	0,3	22,2	37	1	88	3	0
1991	12,1	-1,8	27	6,8	-9	18,5	17,3	2,1	37	10,6	1	23,5	43	0	72	6	0
1992	12,5	-0,1	26,2	7,4	-3,5	20,2	17,5	2,1	35	10,1	0,5	26,9	37	0	57	7	0
1993	12,5	-1,4	26,2	7,2	-6,5	18,5	17,9	0	36,6	10,8	1,1	23,4	43	1	59	1	0
1994	13,3	-2,2	27,2	8,1	-6	20	18,6	1,5	39,5	10,5	1	24,5	17	0	68	6	0
1995	13	-1,5	24,8	7,5	-5	19,5	18,5	1	34,5	10,9	0,5	22,7	24	0	70	0	0
1996	12,6	-2,5	26,2	7,4	-6,5	18,5	17,9	1,5	37,5	10,4	0,3	25,5	25	0	55	1	0

Températures (1974-1996) en °C.

Mauléon (142 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	139,4	62,3	12,7	11,5	4,5	-	1,29	
Fév.	112,3	62	11,5	10,7	3,7	-	1,04	
Mars	132,7	60	12,9	11,9	4,5	-	1,23	
Avril	123	42	11,8	10,8	3,8	-	1,14	
Mai	124,9	53,7	12,5	11,2	4	-	1,16	
Juin	78,4	46	10,5	9,2	2,5	-	0,73	
Juillet	55,7	57,6	7,3	5,8	1,7	-	0,52	
Août	69	42	9,1	7,6	2,3	-	0,64	
Sept.	78,6	55	8,5	7,6	3	-	0,73	
Oct.	111,2	80	9,8	8,5	3,6	0	1,03	
Nov.	114,9	54,2	10,3	9,5	3,6	-	1,06	
Déc	141,8	67	12,1	11,2	5	-	1,31	
Année	1296,2	80	121,5	108,7	39,8	0	2,5	

Précipitations (1964-1988) en mm.

	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
Janv.	7,4	-4,8	18	2,4	-10,1	15,5	12,4	-3	24,2	9,9	0	23,1	8,4	0,3	-	-	-
Fév.	8,6	-1	17,6	3,4	-6,5	12,8	13,8	3	25	10,4	0	21	5	-	0,1	-	-
Mars	9,6	-3,8	19,9	3,5	-10	14	15,7	2,4	29	12,2	0,3	26,3	3,9	-	0,7	-	-
Avril	11,7	3	19,8	5,8	-5	14,3	17,6	3	28,6	11,8	0	24,1	0,7	-	1,7	-	-
Mai	14,9	7,4	24,6	9	1,5	23	20,7	9	34,2	11,7	0,5	29,5	-	-	5,8	-	-
Juin	18	10,5	28,6	11,9	4,5	24	24,1	13,2	38,6	12,2	1	28	-	-	12,6	0,6	-
Juillet	20,4	13,4	31	14,6	4	24,3	26,3	16	39,4	11,7	0,3	27	-	-	19	2	-
Août	20,2	12,5	28,4	14,3	6,2	22	26,1	17	37	11,8	0	25	-	-	17,5	1,5	-
Sept.	18,2	10	28,5	11,7	4	24	24,6	11,4	37,8	12,8	2,5	25,8	-	-	13,9	0,5	-
Oct.	14,4	5,9	23,2	8,4	0	21	20,4	9	31	12,1	0,2	22,5	0,1	-	4,7	-	-
Nov.	10,1	-1,2	19,5	4,7	-6	17,8	15,5	0,8	28	10,9	0,4	24	4,3	-	0,2	-	-
Déc	7,5	-2,8	19,1	2,7	-8	15,4	12,4	1	26	9,7	0	23,5	8,3	-	0	-	-
Année	13,4	-4,8	31	7,7	-10,1	24,3	19,1	-3	39,4	11,4	0	29,5	30,7	0,3	76	4,5	0

Températures (1965 -1988) en °C.

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1964	553,3	45,2	46	38	18	0	0,5	D manquant
1965	934,3	36	94	88	34	0	0,8	D manquant
1966	1301,6	50,6	148	130	38	0	1,1	
1967	1001,2	50,5	134	115	36	0	0,8	
1968	1151	39	143	132	35	0	1	
1969	1232,1	67	137	121	46	0	1	
1970	1012,1	62	133	122	34	0	0,8	
1971	1451,1	46,3	149	138	46	0	1,2	
1972	1142,2	50	125	116	42	0	0,9	
1973	1177,3	55	125	108	45	0	1	
1974	1483,6	47	158	144	59	0	1,2	
1975	1101	60	138	122	37	0	0,9	
1976	1348	56	140	125	54	0	1,1	
1977	1314,5	46,4	157	138	52	0	1,1	
1978	1519	62,3	152	143	59	0	1,3	
1979	1643,6	59,5	163	150	59	0	1,4	
1980	1468,6	62	144	122	57	0	1,2	
1981	1472,9	57,6	153	133	50	0	1,2	
1982	1475,6	80	144	126	47	1	1,2	
1983	535,7	32	88	71	21	0	0,4	D manquant
1984	992,8	40	58	55	19	0	0,8	D manquant
1985	883,2	35	22	21	7	0	0,7	
1986	1576,9	54,2	120	101	42	0	1,3	
1987	1225,6	42	109	102	34	0	1	
1988	1240,1	40	57	56	24	0	1	

Précipitations (1964-1988) en mm.

Année	Moy	Moy mini	Moy maxi	Mini	Mini abs	Mini maxi	Maxi	Maxi mini	Maxi abs	Ampl	Ampl mini	Ampl maxi	J gel	J ss dégel	J max ≥ 25	J moy ≥ 25	J min ≥ 25
1964																	
1965	9,2	4	17,6	5	-2	11,1	13,5	4	24	8,4	0	18	2	0	0	0	0
1966	13,6	-1	27,6	8,2	-10,1	23,2	19	0,8	37	10,7	0	25	22	0	67	2	0
1967	13,3	-2,8	24,2	7,9	-7,5	20	18,7	0	36	10,7	0	23,7	27	1	80	0	0
1968	13,3	1	28,6	7,9	-4,5	22,9	18,7	3,4	38,8	10,9	0,3	22,5	15	0	65	7	0
1969	13,1	-1,4	27,5	7,9	-6,5	20,1	18,3	1	37,5	10,4	0	22,4	35	0	69	7	0
1970	13,3	-1,6	25,8	7,9	-5,2	19,9	18,6	1	37,8	10,7	0,3	25,8	21	0	82	1	0
1971	12,8	-3,8	26	7,4	-10	19,4	18,3	1,7	35	10,9	0,5	20	58	0	69	5	0
1972	12,3	0,8	25	6,8	-6	19,2	17,8	5	33	11	0,7	23	36	0	44	1	0
1973	12,8	1	27,5	7,1	-8	22	18,5	2	35,2	11,4	0	25,2	62	0	76	10	0
1974	13,1	2,2	26,9	7,8	-5	19,3	18,4	6,9	37	10,7	0,2	21,7	21	0	69	7	0
1975	13,2	0,8	28,4	7,6	-4,5	21	18,9	4	37	11,3	1	21,9	25	0	83	12	0
1976	13,1	-0,4	26,9	6,9	-5	24	19,4	3	37,5	12,5	1	25,3	56	0	106	4	0
1977	13,3	1,6	23,7	7,7	-5	19	18,8	4	31	11,1	0	23,5	31	0	58	0	0
1978	13	0,5	25,3	7,6	-4,7	20	18,3	3,5	33,5	10,7	0,5	21	25	0	54	1	0
1979	13,7	2	26,1	8,1	-6	22	19,2	6	33	11,1	0,8	29,5	40	0	80	5	0
1980	13,9	0	24,2	7,9	-6	18,5	19,9	4	35	12	1	28	24	0	86	0	0
1981	14	1	28,5	8	-4	24	20	4	34,9	12	0,3	26,5	42	0	82	5	0
1982	15,2	2,5	31	9,9	-1	24,3	20,6	5	39,4	10,8	0,5	21,2	9	0	103	9	0
1983																	
1984	16,4	7	27,5	9,9	0,5	21	23	12	37	13,1	1	27	0	0	70	4	0
1985																	
1986	12,6	3,5	23,5	6,7	-3	17,5	18,4	6	33	11,7	2,5	21,5	20	0	27	0	0
1987	12,7	-4,8	26,5	6,8	-9	20	18,5	-3	35	11,7	1	22	43	5	63	5	0

Températures (1965 -1988) en °C.

Trois-Villes (216 m)

	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
Janv.	122,9	67,4	13,3	11,5	4,4	-	1,12	
Fév.	111,7	48,7	13,4	11,7	4,2	-	1,02	
Mars	115,2	52,7	13,9	11,9	4,1	-	1,05	
Avril	140,7	49,5	16,3	14,2	5,2	-	1,28	
Mai	122,4	54,7	15,4	12,9	4	-	1,12	
Juin	85,6	86,5	12,8	10,4	2,4	0	0,78	
Juillet	64,6	50,3	11,7	8,9	1,9	-	0,59	
Août	88	64,9	12,6	10	2,9	-	0,8	
Sept.	95	54,8	11,4	9,6	3,3	-	0,87	
Oct.	112,8	60,5	12,6	10,3	3,8	-	1,03	
Nov.	130,9	70,2	13,6	11,3	4,5	0	1,19	
Déc	129,2	64,6	13,4	11,4	4,6	-	1,18	
Année	1315,7	86,5	159,9	133,7	45,1	0,1	2,2	

Précipitations (1961-1996) en mm

Année	Cumul	Maxi 24	J > 0,1	J > 1	J > 10	J > 70	Q	
1961	1296,7	49,6	127	108	50	0	1	
1962	1364,5	54,8	143	127	47	0	1	
1963	1332	54,2	158	136	44	0	1	
1964	1054,6	49,4	145	111	38	0	0,8	
1965	1569,5	44,4	196	155	66	0	1,2	
1966	1464,2	49,6	177	146	48	0	1,1	
1967	1148,5	70,2	157	130	39	1	0,9	
1968	1366,9	52,6	176	148	49	0	1	
1969	1332,9	49,2	166	139	45	0	1	
1970	1149	43,1	162	139	38	0	0,9	
1971	1423	49,5	162	139	47	0	1,1	
1972	1210,6	55,1	156	131	41	0	0,9	
1973	1301,5	66,7	160	132	40	0	1	
1974	1489,7	48,8	182	154	55	0	1,1	
1975	1190,4	86,5	161	125	35	1	0,9	
1976	1306,3	64,6	148	126	49	0	1	
1977	1263,7	50,3	158	135	42	0	1	
1978	1528,5	52,7	169	143	54	0	1,2	
1979	1673,1	58,3	182	158	57	0	1,3	
1980	1308,9	52,9	131	113	45	0	1	D manquant.
1981	1628	56	154	152	58	0	1,2	
1982	1539,3	42	168	154	52	0	1,2	
1983	1101,1	37,2	142	123	38	0	0,8	
1984	1371,2	50,4	165	143	48	0	1	
1985	892,5	38,6	125	103	28	0	0,7	
1986	1486,9	59,1	193	159	45	0	1,1	
1987	1114,1	34,9	153	130	43	0	0,8	
1988	1269,3	49,3	170	135	41	0	1	
1989	902,4	51,5	125	95	31	0	0,7	
1990	1270,3	48,7	148	132	41	0	1	
1991	1194,3	46,8	161	127	39	0	0,9	
1992	1583,9	64,9	164	133	52	0	1,2	
1993	1254,6	51,1	164	131	45	0	1	
1994	1424,8	45,4	183	136	54	0	1,1	
1995	1148,9	60,5	153	122	36	0	0,9	
1996	1401,3	67,4	173	142	45	0	1,1	

Précipitations (1961-1996) en mm

Annexe 5-2

Les méthodes hydrochimiques

I. Le choix du pas de temps et de la chronique

Une partie des résultats pris en compte dans le chapitre 5 est tirée des analyses effectuées par les administrations (D.D.A.S.S., notamment). Cependant, ces mesures présentent deux inconvénients majeurs :
- d'être réalisées ponctuellement, une fois l'an et souvent à la même époque ;
- de ne concerner, à quelques exceptions près, que les sources captées.

C'est pourquoi, nous avons réalisé des séries d'analyses. Elles peuvent se regrouper en trois grandes catégories selon le pas de temps choisi (temps minimal séparant deux campagnes d'analyses) :
- un suivi de 12 (Grande et Petite Bidouze) ou 13 mois (Arhanzéta, Cent Sources, Garaybie, Uthurbietta, Urondoa Haute, Zahagui) à raison d'une analyse par mois avec mesure des paramètres physiques et dosage des principaux éléments chimiques contenus dans l'eau (année 1995/96).
- un suivi du système calco-carbonaté de la source Uthurbietta (HCO_3^-, TH, Ca^{2+}, Mg^{2+}) selon un pas de temps variable : une analyse tous les jours durant les crues, une fois par semaine en période de stabilité de débit des eaux (mai-septembre 1996).
- des analyses ponctuelles qui concernent des petites sources d'altitude, les écoulements souterrains et les sources thermales.

La durée idéale d'une chronique, qui représente la période nécessaire à la compréhension du phénomène étudié, devrait être au moins de quatre ou cinq ans afin d'arriver à des résultats représentatifs. Ceci n'a pu être fait en raison des contraintes de temps. Les deux années 1995 et 1996 ont été des années relativement sèches.

Durant nos campagnes de mesures, nous avons utilisé les méthodes de l'Institut de Karstologie de l'Université de Sosnowiec - Pologne [Krawczyk, 1996] et des traitements numériques utilisés au Laboratoire de Géographie Physique Appliquée de l'Université de Bordeaux III [Hoffmann et Pellegrin, 1995].

II. Les mesures effectuées sur le terrain

Les changements de températures, le temps nécessaire au rapatriement des échantillons au laboratoire, les secousses du transport modifient la teneur en CO_2 soit par dégazage, soit par mise en solution, entraînant une variation du pH, de la conductivité et des concentrations des ions HCO_3^-, CO_3^{2-}, Ca^{2+} et Mg^{2+} [Hoffmann et Pellegrin, 1995].

Pour la cohérence des mesures, il est souhaitable de mesurer sur le terrain la température, le pH, la conductivité, la dureté totale, le calcium, les carbonates et le CO_2. Les analyses sur le terrain sont soumises à certaines contraintes (inconfort, intempéries, poussières…). Cependant, la perte de précision est négligéable par rapport à celle due au vieillissement de l'échantillon [Crabtree *et al*., 1981]. Néanmoins, les jours de pluie, il est impossible de pouvoir mener sur le terrain une analyse dans de bonnes conditions. C'est pourquoi, nous avons évité d'opérer durant les averses. Quand cela n'a pas été possible, nous avons réalisé des prélèvements pour les traiter à l'abri dans l'heure suivante.

A. Les paramètres physiques

1. Le débit

En l'absence d'installation et de matériel appropriés, les débits n'ont pu qu'être estimés. Pour certaines sources, les estimations sont difficiles à faire car une partie de l'eau est captée (Cent Sources, Zahagui). Cependant, grâce aux informations fournies par les S.A.E.P. nous avons une idée des volumes prélevés. Les conditions naturelles posent aussi de sérieuses difficultés. Par exemple, à Arhanzéta, l'eau jaillit en rive droite à travers un éboulis sur une longueur de 6 m environ, quasiment à la hauteur du lit de la rivière Apoura. Une partie de l'eau de la source n'est pas visible et seuls des travaux de grande ampleur permettrait d'avoir une juste idée des débits.

2. La température et la conductivité

La température a été mesurée directement dans l'eau des sources afin d'éviter tout réchauffement ou refroidissement de l'eau. La conductivité a été mesurée juste aux émergences avant que des modifications physico-chimiques ne se produisent. Pour les deux premières campagnes d'analyses, nous avons utilisé le *Water Tester* d'HANNA. Cependant, malgré deux révisions, cet appareil a posé des problèmes de fonctionnement. Par la suite, nous ne l'avons plus utilisé que pour le suivi des températures en 1996/97 de la source Uthurbietta.

Pour le suivi des huit émergences (campagnes n° 3 à 13), nous avons pu bénéficier d'un conductimètre LF 95 WTW. Ses caractéristiques techniques sont les suivantes :
- plages, conductivité de 0,0 μS/cm à 199,9 mS/cm, température de - 5,0 à + 50,0 °C ;
- précision, conductivité ≤ 0,5 % de la valeur mesurée ± 1 digit dans la plage de mesure de 0 à 35 °C pour les mesures en eaux naturelles ; température : ≤ 0,1 °C.

3. Le pH

Le pH a été mesuré sur le terrain car c'est un des paramètres les plus instables. Les électrodes étant sensibles aux eaux turbulentes, nous avons systématiquement placé la sonde dans un récipient rempli de l'eau à analyser.

Le mauvais fonctionnement du *Water Tester* lors des deux premières campagnes, nous obligea à avoir recours à un "pH/mV Metre Portable A Microprocesseur HI 9025, HANNA instruments". La gamme pH va de 0,00 à 14,00, pour une résolution de 0,01 et une précision de ±0,01. Il nécessite un étalonnage avant chaque mesure (solution de tarage à pH 7 et 4).

4. La turbidité

Nous n'avons pas pu bénéficier d'un turbidimètre. Nous avons dû nous contenter d'observations visuelles ou procéder à des pesées après évaporation de 5 l d'eau.

La Compagnie Générale des Eaux (tabl. 10–40) a réalisé une série de mesures avec un appareil portatif modèle 2 100 Hach (0,001 à 1 000 NTU) qui utilise le principe de mesure néphélométrique de la turbidité. Les unités employées relèvent de la normalisation ASTM. Les trois unités suivantes sont considérées comme équivalentes :
- unité J.T.U. (*Jackson Turbidity Units*) ;
- unité F.T.U. (*Formazine Turbidity Units*) ;
- unité N.T.U. (*Nephelometric Turbidity Units*) [Rodier, 1984].

B. La mesure des éléments chimiques les plus abondants dans nos eaux

10 ml d'eau de source ont été prélevés pour le dosage de chaque élément chimique. A l'exception du dosage du CO_2 réalisé à titre indicatif, toutes les autres mesures ont été faites deux fois. La valeur à retenir pour le calcul est la quantité minimum de réactif nécessaire au virage. L'écart entre les résultats des deux titrages ne doit pas dépasser 0,05 ml de titrant sinon il convient de procéder à une mesure supplémentaire. La titration s'effectue par pipette de verre ou de plastique (moins fragile) à pointe fine.

1. La dureté totale et le calcium

Les méthodes utilisées ont été celles de la complexométrie avec une solution titrante d'acide éthylènediaminetétraacétique (EDTA).

a. La dureté totale ou titre hydrotimétrique (TH)

La base est une solution de chlorure d'ammonium (NH_4Cl) dans de l'ammoniac. Le colorant en poudre est un mélange de Noir Eriochrome T et de chlorure de sodium. Le titrant (concentration de 0,025 mol/l) est préparé au Laboratoire de Géographie Physique Appliquée à partir d'une solution mère à 0,05 mol/l.

Les eaux turbides provoquent des perturbations au niveau du virage. Or, la plupart de nos sources se troublent durant les crues. Certaines mesures sous terre étant difficiles à réaliser avec le matériel habituel, nous avons utilisé le kit MERCK, facile à transporter et à utiliser. Dans un volume de 5 ml, on ajoute un colorant contenant une base dont la nature n'est pas révélée sur la notice. La titration s'effectue au moyen d'une seringue plastique. La concentration de l'EDTA est fixée de façon que la lecture sur la seringue puisse se faire directement en mmol/l. Malheureusement, le

faible volume et l'imprécision de la seringue de titration (de 0,2 en 0,2 meq/l ou mmol/l) rend difficile l'obtention de mesures précises. Finalement, l'utilisation d'une pipette en plastique et l'emploi du réactif MERCK (3 gouttes pour 10 ml d'eau), méthode employée au LGPA, est un bon compromis entre efficacité et encombrement.

b. Le calcium

Le titrant (EDTA à 0,025 ml/l) est obtenu toujours à partir de la même solution mère à 0,05 mol/l. Le réactif employé est de l'hydroxyde de potassium (KOH) et le colorant du "Patton et Reeder".

Quelques analyses ponctuelles ont été réalisées avec le kit MERCK. Au faible échantillonnage et à l'imprécision de la seringue de titration s'ajoute la difficulté du faible pouvoir colorant de la poudre. Le virage est difficile à voir avec un éclairage médiocre (grotte, sous-bois épais, brouillard… Situations fréquentes dans le massif des Arbailles). La seule solution est de mettre des doses de colorant plus fortes (3 bons contenus de spatule), ce qui n'influe guère les résultats d'après nos tests.

2. Les ions hydrogénocarbonates

Le pH des eaux des Arbailles étant inférieur à 8,3, les ions CO_3^{2-} sont considérés comme négligeables par rapport aux ions HCO_3^-. La titration est réalisée avec de l'acide chlorhydrique (les dilutions sont obtenues à partir d'une solution mère). Le colorant est un indicateur mixte : vert de bromocrésol rouge associé à du rouge de méthyle.

C. Les autres éléments mesurés

1. Le gaz carbonique

Le titrant est une solution d'hydroxyde de sodium (NaOH) et de tartrate de sodium et de potassium avec de la phénophtaléine comme colorant. Sur 10 ml, avec un titrant concentré, on diminue le temps de mesure et donc le temps de libération du gaz. Cette méthode n'est qu'indicative en raison :

- du facteur de multiplication élevé (220) pour la transformation en milligrammes de CO_2 ; ce coefficient s'applique aussi aux erreurs de mesure, d'où une imprécision au niveau des résultats ;
- de la difficulté d'appréciation de l'intensité du rose qui dépend étroitement des conditions d'éclairage.

2. La mesure de l'ion chlorure

On peut se permettre de mesurer la concentration de l'ion chlorure le soir même de la campagne de terrain car c'est une donnée relativement stable. Le titrant, du nitrate d'argent ($Ag\ NO_3$), est associé avec du dichromate de potassium (10 %). Cette méthode présente deux inconvénients :

- le virage du jaune au jaune orangé, qui marque la précipitation des ions chlorures, est difficile à apprécier (conditions d'éclairage) ;
- le nitrate d'argent, photosensible, s'altère rapidement à la lumière. L'apparition de dépôts noirâtres avertit du vieillissement précoce de la solution.

III. Les mesures effectuées en laboratoire

Les dosages des ions sulfate, nitrate, phosphate, sodium et potassium ont été traités au Laboratoire de Géographie Physique Appliquée. Entre l'échantillonnage et le traitement le laps de temps d'attente n'a pas excédé deux jours. Les échantillons ont été conservés au froid.

A. Les méthodes spectrocolorimétriques (tabl.) [HACH Company, 1987]

1. Les sulfates

Le spectrocolorimètre HACH (DREL 5) est un appareil conçu pour mesurer l'intensité d'une turbidité, par exemple celle obtenue par la précipatation des sulfates à doser. Le réactif fourni pour provoquer la précipitation des sulfates contient un stabilisant pour maintenir le précipité en suspension. Le réactif est prédosé en sachet pour un échantillonnage de 25 ml. Pour chaque lot de sachets il convient de procéder à un calibrage réalisé grâce à une ampoule étalon fournie.

La mesure proprement dite au spectromètre se fait par comparaison d'eau non traitée de la source avec l'échantillon traité au réactif. Il convient de choisir l'échelle de mesure sur l'appareil et de régler la source lumineuse sur 450 nm de longueur d'onde. La lecture du résultat est alors directe et donne la teneur en ions sulfates en mg/l.

On se doute que toute tubidité parasite peut fausser la mesure. Or les eaux des Arbailles contiennent parfois des particules en suspension qui interagissent avec le réactif en provoquant une précipitation de ces particules. La turbidité de l'échantillon traité peut devenir inférieure à celle de l'eau de comparaison par réaction chimique avec le produit : lecture d'une valeur inférieure à 0. On cherche à éliminer les particules indésirables par filtration préalable de l'échantillon d'eau ; mais nos filtres en papier se sont revelés parfois insuffisants pour retenir les particules les plus fines. La critique des mesures nous conduit à penser que quelques rares valeurs obtenues sont sous-estimées.

2. Les nitrates

Le dosage est déterminé par spectrocolorimétrie, la coloration étant obtenue par une réduction au cadmium sur l'appareil HACH. La méthode présente l'avantage d'être peu sensible à la turbidité de l'eau. La lecture de l'appareil s'effectue en mg/l de N (azote) avec une longueur d'onde de 500 nm. Elle représente la somme des nitrates et des nitrites, ces derniers étant quasi absents. Le résultat lu est à multiplier par un facteur 4,4 pour l'obtention de la teneur en nitrates (NO_3^-).

Ions	C_{25} [Rossum *in* Krawczyk, 1996]	C_{25} [Dunley *in* Fagundo, Valdes et Rodriguez, 1996]
Ca^{2+}	52	57,7
Mg^{2+}	46,6	50,6
Na^+	49,6	49,2
K^+	72,9	72,9
HCO_3^-	43,6	42,4
Cl^-	75,9	75,5
NO_3^-	71	69

tableau 10-3 : Les conductivités spécifiques des ions les plus courants à 25 °C. [Rossum in *Krawczyk,1996 ; Dunley* in *Fagundo Valdes et Rodriguez, 1996].*

3. Les phosphates

La procédure est identique à celle suivie pour les sulfates et les nitrates. La longueur d'onde est de 700 nm. La détermination porte sur les ions orthophosphate (PO_4^{3-}). La méthode reste peu sensible à la turbidité.

B. Les méthodes par spectrophotométrie de flamme

Le sodium et le potassium ont été dosés par spectrophotométrie de flamme, méthode précise. La détermination s'effectue par comparaison avec des gammes de solutions étalons à concentrations connues. Après avoir étalonné le spectrophotomètre avec ces gammes, on pulvérise sur la flamme de l'appareil les échantillons. Les valeurs obtenues sont encadrées par deux valeurs étalons. On interpole les indications de l'appareil (mV) par report sur un graphique (meq/l = f(mV) [Hoffmann et Pellegrin, 1995].

IV. L'exploitation des analyses d'eau

Nous avons appliqué à nos résultats les tests de fiabilité suivant les méthodes couramment utilisées par le Laboratoire de Géographie Physique Appliquée de Bordeaux [Hoffmann et Pellegrin, 1996].

A. Tests de fiabilité des mesures

1. La balance ionique

Dans une solution, l'aquilibre électrique, selon la théorie de l'ionisation, impose que le nombre des anions égale celui des cations. A l'issue d'une analyse de tous les éléments ioniques, la somme des quantités d'anions devrait être égale à la somme des quantités de cations (les dosages se font en meq/l). Tout différence est significative d'une erreur qui peut s'exprimer en erreur relative en pourcentage :

$$e = 100\ \frac{\sum \text{cations} - \sum \text{anions}}{\sum \text{cations} + \sum \text{anions}}$$

Une analyse est dite acceptable si $e < \pm 10$, bonne si $e < \pm 5$; $e < \pm 2{,}5$ est le seuil normal pour une analyse d'eau karstique en laboratoire.

En fait tous les éléments ne sont pas dosés (éléments traces) et "e" ne peut être nulle. "e" faible donne une présomption de qualité d'analyse ; cependant, des erreurs peuvent se compenser et le test ne peut pas être utilisé si un des composants du bilan est déterminé par la différence ∑ cations - ∑ anions.

2. Test de la conductivité

a. Calcul de la conductivité théorique

Ce test consiste à comparer pour un échantillon sa conductivité mesurée électriquement (C_{25} mes) à sa conductivité théorique à 25 °C (C_{25} th), calculée à partir de sa composition ionique (concentrations en meq/l de tous les composants ioniques) et des conductivités spécifiques de ces composants. Le

tableau 10-3 donne à titre d'exemple les conductivités spécifiques de quelques composants ioniques selon différents auteurs.

Dans la formule de Rossum [*in* Krawczyk, 1996], la conductivité théorique à 25 °C : C_{25} th est la somme des produits des concentrations ioniques (Ci meq/l) par leur conductivités spécifiques (Csi) respectives :

C_{25} th = ∑i1 (Ci x Csi)

La formule est utilisable pour les eaux peu chargées : < 150 μS/cm (eau de fonte, de pluie, karstique peu minéralisée…).

Les solutions chargées, > 150 μS/cm sont le siège d'interactions ioniques dont Dudley [Dundley *in* Fagundo, Valdes et Rodriguez, 1996] tient compte par l'introduction d'un facteur correctif, d'où la formule logarithmique (base 10) empirique :

log C_{25} th = log∑i1 (Ci x Csi)-0,03 x log ∑i1 Ci

Nous avons utilisé cette seconde formule mieux adaptée à nos eaux karstiques.

b. Erreur sur la conductivité

On calcule l'erreur relative en pourcentage par le rapport :

$$eC_{25} = 100\ \frac{C_{25}\ th - C_{25}\ mes}{C_{25}\ mes}$$

On considère l'analyse comme acceptable si $eC_{25} < \pm 10$, bonne si $eC_{25} < \pm 5$.

Le test de conductivité permet aussi :

- le contrôle des conductivimètres ;
- le contrôle de solutions étalons, des titrants, des eaux déminéralisées…

B. Calculs théoriques

1. Le CO_2 théorique

Les dosages de CO_2 sont toujours difficiles. Pour éliminer les dosages douteux, il est bon de comparer les résultats à un CO_2 théorique tel celui donné par la formule (pH compris entre 6,5 et 8,2) [Muxart et Birot, 1977] :

$$CO_2 = \frac{4K_2}{K1 \times Kc}(Ca^{2+})^3$$

Les coefficients Ki d'activité ionique donnés par des formules d'approximation en fonction de la température t en ° Kelvin :

$$\log K1 = 14{,}8435 - \frac{3404{,}71}{t} - 0{,}032786\ t$$

$$(CO_3^{2-}) - \log K_2 = 6{,}498 - \frac{3404{,}71}{t} - 0{,}02379\ t$$

$$(\text{Calcite}) - \log Kc = 13{,}87 - \frac{30{,}59}{t} - 0{,}04035\ t$$

2. L'indice de saturation de la calcite (I.S.C. ou R.S.C.)

L'indice de saturation en calcite (I.S.C.) est donné en fonction de la température absolue par la formule :

$$I.S.C. = \log \frac{(Ca^{2+})\ (CO_3^{2-})}{Kc}$$

Si l'indice est :

< 0, l'eau est sous-saturée en calcite ;
> 0, l'eau est sursaturée en calcite ;
≈ 0, l'eau est à l'équilibre.

Cet indice ne possède qu'une valeur indicative sur la saturation des eaux, surtout aux alentours de l'équilibre.

Annexe 5-3

La turbidité à l'émergence captée des Cent Sources

[Compagnie Générale des Eaux, inédit].

Lieux	Dates	Heures	Turbidité en N.T.U. eau brute	Turbidité en N.T.U eau traitée
Station de traitement d'Alçay	05/08/92		3	0,86
Station de traitement d'Alçay	31/08/92		1,5	0,8
Station de traitement d'Alçay	08/09/92	9	3	0,8
Station de traitement d'Alçay	08/09/92	16	8,5	1,4
Station de traitement d'Alçay	11/09/92		3,68	2,27
Station de traitement d'Alçay	14/09/92		1,8	1
Station de traitement d'Alçay	22/09/92		25,6	13,4
Station de traitement d'Alçay	23/09/92		6,22	4,13
Station de traitement d'Alçay	05/10/92	9	97	46,2
Station de traitement d'Alçay	05/10/92	12	103,1	51,7
Station de traitement d'Alçay	05/10/92	22	57,8	32,5
Station de traitement d'Alçay	07/10/92	11	22	14
Station de traitement d'Alçay	08/10/92	11	16,9	13,2
Station de traitement d'Alçay	26/10/92		10,2	2,94
Station de traitement d'Alçay	29/10/92		19,8	3,08
Station de traitement d'Alçay	30/10/92		10,8	3,08
Cent Sources	30/10/92	15	39,7	
Station de traitement d'Alçay	30/10/92	15	44,3	22,4
Station de traitement d'Alçay	03/11/92		5,45	4,57
Station de traitement d'Alçay	17/11/92	9	20,3	9,17
Station de traitement d'Alçay	18/11/92	10	11,52	6,4
Station de traitement d'Alçay	20/11/92	16	4,65	2,8
Station de traitement d'Alçay	08/12/93	16,3	46	25
Station de traitement d'Alçay	06/01/93		3,7	1
Station de traitement d'Alçay	11/01/93	9	3,8	2,5
Station de traitement d'Alçay	15/01/93	9	5,28	4,32
Station de traitement d'Alçay	20/01/93	10	2	1,5
Station de traitement d'Alçay	27/01/93	10	17	12,5
Station de traitement d'Alçay	01/02/93	9	10,2	2,55
Station de traitement d'Alçay	08/02/93	11	24,3	17
Station de traitement d'Alçay	12/02/93	9	8,5	3,5
Station de traitement d'Alçay	15/02/93	9	2,1	1,8
Station de traitement d'Alçay	19/02/93	11	27	12,3
Station de traitement d'Alçay	24/02/93	10	3,5	0,92
Station de traitement d'Alçay	03/03/93	9	1,8	0,95
Station de traitement d'Alçay	10/03/93	10	3	0,8
Station de traitement d'Alçay	17/03/93	9	8,5	1,6
Station de traitement d'Alçay	22/03/93	9	10,2	2,56
Station de traitement d'Alçay	26/03/93	9	5,3	1,7
Station de traitement d'Alçay	31/03/93	9	4,9	1,4
Station de traitement d'Alçay	07/04/93	11	1,7	0,8
Station de traitement d'Alçay	14/04/93	9	1,1	0,8
Station de traitement d'Alçay	19/04/93	9	72	45,3
Station de traitement d'Alçay	23/04/93	10	19,7	3,1
Station de traitement d'Alçay	28/04/93	9	10,9	2,6
Station de traitement d'Alçay	3/05/93	9	5,66	3,28
Station de traitement d'Alçay	10/05/93	10	11,2	7,5
Station de traitement d'Alçay	20/09/93	10	1,7	1,31
Station de traitement d'Alçay	21/09/93	11	1,5	0,8
Station de traitement d'Alçay	22/09/93	8,3	18,3	0,54
Station de traitement d'Alçay	22/09/93	17	16,3	2,3
Station de traitement d'Alçay	23/09/93	8,3	17,7	8,32
Station de traitement d'Alçay	23/09/93	17	29,8	9,7
Station de traitement d'Alçay	24/09/93	11	66,2	25,3
Station de traitement d'Alçay	24/09/93	12,3	80,2	27,2
Station de traitement d'Alçay	10/02/96	—	9,45	3,72
Station de traitement d'Alçay	12/02/96	—	7,28	3,43
Station de traitement d'Alçay	13/02/96	—	5,58	3,03
Station de traitement d'Alçay	16/02/96	—	3,22	1,70
Station de traitement d'Alçay	19/02/96	—	11,80	1,73
Station de traitement d'Alçay	19/02/96	—	12,30	1,90
Station de traitement d'Alçay	21/02/96	—	3,85	2,25
Station de traitement d'Alçay	22/02/96	—	3,42	1,96
Station de traitement d'Alçay	23/02/96	—	6,21	3,23
Station de traitement d'Alçay	26/02/96	—	2,68	1,32
Station de traitement d'Alçay	04/03/96	—	1,92	0,72
Station de traitement d'Alçay	12/05/96	—	4,70	2,65
Station de traitement d'Alçay	18/11/96	—	50,00	9,88
Station de traitement d'Alçay	26/11/96	—	33,40	9,93
Station de traitement d'Alçay	27/11/96	—	14,40	9,48
Station de traitement d'Alçay	06/12/96	—	11,70	6,27

Annexe 5-4

Analyses hydrochimiques de huit grandes émergences des Arbailles

Arhanzéta	17/04/95	16/05/95	22/06/95	29/07/95	2/09/95	22/09/95	27/10/95	18/11/95	6/01/96	30/01/96	10/03/96	5/04/96	16/05/96	Moy	Min	Max	Max/ Min
Valeur date	44	73	110	147	182	202	237	259	308	332	372	398	439	-	-	-	-
T°	11,500	11,000	11,900	12,300	12,400	11,700	12,200	12,300	10,700	10,400	10,500	10,900	10,800	11,425	10,400	12,400	1,19
pH	7,500	6,600	7,470	6,790	6,710	7,650	7,560	7,690	7,830	7,840	7,790	7,740	7,720	7,449	6,600	7,840	1,19
C_{25} µs/cm	400,000	300,000	556,000	631,000	651,000	476,000	629,000	658,000	319,000	315,000	371,000	386,000	357,000	470,750	300,000	658,000	2,19
M théorique	248,000	186,000	344,720	391,220	403,620	295,120	389,980	407,960	197,780	195,300	230,020	239,320	221,340	291,865	186,000	407,960	2,19
TH meq/l	4,400	3,150	4,700	5,950	6,400	4,400	6,050	6,550	3,100	3,050	3,500	3,700	3,350	4,492	3,050	6,550	2,15
TH mg/l	220,000	157,500	235,000	297,500	320,000	220,000	302,500	327,500	155,000	152,500	175,000	185,000	167,500	224,583	152,500	327,500	2,15
Ca^{2+} meq/l	3,650	2,600	3,800	4,850	4,900	3,750	4,850	5,350	2,450	2,600	3,000	2,950	2,700	3,650	2,450	5,350	2,18
Ca^{2+} mg/l	73,000	52,000	76,000	97,000	98,000	75,000	97,000	107,000	49,000	52,000	60,000	59,000	54,000	73,000	49,000	107,000	2,18
$CaCO_3$ mg/l	182,500	130,000	190,000	242,500	245,000	187,500	242,500	267,500	122,500	130,000	150,000	147,500	135,000	182,500	122,500	267,500	2,18
Mg^{2+} meq/l	0,750	0,550	0,900	1,100	1,500	0,650	1,200	1,200	0,650	0,450	0,500	0,750	0,650	0,842	0,450	1,500	3,33
Mg^{2+} mg/l	9,150	6,710	10,980	13,420	18,300	7,930	14,640	14,640	7,930	5,490	6,100	9,150	7,930	10,268	5,490	18,300	3,33
Na^+ meq/l	0,111	0,088	0,179	0,200	0,200	0,111	0,150	0,185	0,096	0,080	0,096	0,099	0,096	0,132	0,080	0,200	2,50
Na^+ mg/l	2,553	2,024	4,117	4,600	4,600	2,553	3,450	4,255	2,197	1,840	2,208	2,277	2,208	3,027	1,840	4,600	2,50
K^+ meq/l	0,012	0,007	0,016	0,017	0,015	0,013	0,015	0,023	0,016	0,009	0,012	0,015	0,012	0,014	0,007	0,023	3,21
K^+ mg/l	0,456	0,273	0,636	0,644	0,573	0,488	0,593	0,878	0,605	0,347	0,456	0,589	0,476	0,546	0,273	0,878	3,21
$Na^+ + K^+$ meq/l	0,123	0,095	0,195	0,217	0,215	0,124	0,165	0,208	0,111	0,089	0,108	0,114	0,108	0,146	0,089	0,217	2,44
HCO_3^- meq/l	2,500	2,200	2,300	2,750	2,800	2,350	2,800	2,750	2,450	2,350	2,450	2,350	2,400	2,496	2,200	2,800	1,27
HCO_3^- mg/l	152,500	134,200	140,300	167,750	170,800	143,350	170,800	167,750	149,450	143,350	149,450	143,350	146,400	152,246	134,200	170,800	1,27
Cl^- meq/l	0,180	0,130	0,190	0,250	0,270	0,140	0,190	0,160	0,160	0,160	0,180	0,180	0,160	0,181	0,130	0,270	2,07
Cl^- mg/l	5,680	4,620	6,745	8,875	9,585	4,970	6,745	5,680	5,680	5,680	6,390	6,390	5,680	6,420	4,620	9,585	2,07
SO_4^{2-} meq/l	1,792	0,875	2,458	3,448	3,917	2,594	3,677	3,677	0,660	0,792	1,042	1,167	1,042	2,112	0,660	3,917	5,93
SO_4^{2-} mg/l	86,000	42,000	118,000	165,500	188,000	124,500	176,500	176,500	31,700	38,000	50,000	56,000	50,000	101,392	31,700	188,000	5,93
NO_3^- meq/l	0,021	0,057	0,043	0,021	0,035	0,028	0,035	0,014	0,006	0,028	0,057	0,064	0,060	0,038	0,006	0,064	9,90
NO_3^- mg/l	1,320	3,520	2,640	1,320	2,200	1,760	2,200	0,880	0,400	1,760	3,520	3,960	3,740	2,325	0,400	3,960	9,90
Somme cations	4,523	3,245	4,895	6,167	6,615	4,524	6,215	6,758	3,211	3,139	3,608	3,814	3,458	4,637	3,139	6,758	2,15
Somme anions	4,493	3,262	4,991	6,469	7,022	5,112	6,703	6,601	3,277	3,330	3,728	3,761	3,662	4,827	3,262	7,022	2,15
Erreur bal.ion.	0,330	-0,260	-0,967	-2,396	-2,988	-6,109	-3,773	1,169	-1,015	-2,955	-1,646	0,707	-2,862	-1,925	-6,109	1,169	-0,19
C_{25} théor	456,297	321,455	512,180	657,408	711,842	502,833	673,350	693,146	313,342	317,417	363,726	377,256	352,709	483,055	313,342	711,842	2,27
Erreur C_{25}	14,074	7,152	-7,881	4,185	9,346	5,637	7,051	5,341	-1,774	0,767	-1,961	-2,265	-1,202	2,033	-7,881	9,346	-1,19
C_{25} fag	478,227	336,091	536,640	688,845	745,479	526,339	705,519	728,226	327,153	331,412	380,225	394,774	368,282	505,749	327,153	745,479	2,28
Erreur C_{25} fag	19,557	12,030	-3,482	9,167	14,513	10,575	12,165	10,673	2,556	5,210	2,486	2,273	3,160	6,777	-3,482	14,513	-4,17
PO_4^{3-} mg/l	0,000	0,030	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,050	0,155	0,020	0,100	0,035	0,040	0,038	0,000	0,155	Grand
CO_2 mg/l	22,000	22,000	11,000	41,800	22,000	22,000	26,400	19,800	22,000	13,200	19,800	15,400	17,600	21,083	11,000	41,800	3,80
RSC	-0,177	-1,249	-0,233	-0,756	-0,834	-0,050	0,015	0,176	0,000	0,012	0,030	-0,043	-0,086	-0,251	-1,249	0,176	-0,14
Etat de l'eau	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Saturée	Sous sat.	Saturée	Saturée	Sous sat.	Sous sat.	-	-	-	-
RSD	-1,067	-3,195	-1,118	-2,186	-2,212	-0,888	-0,579	-0,326	-0,598	-0,757	-0,738	-0,704	-0,813	-1,176	-3,195	-0,326	0,10
CO_2 théor.	20,901	96,762	26,164	169,194	203,503	16,546	28,279	25,918	4,573	5,281	7,551	8,466	7,288	49,960	4,573	203,503	44,50
Niveau eaux	BE	ME/BE	BE	BE	BE	FE	BE/ME	BE/ME	TFE	FE	TFE neige	TFE neige	FE	-	-	-	-
Indice débit	2	4	2	2	2	8	3	3	9	8	9	9	8	6	2	9	5
Turbidité	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	-	-	-	-
Indice turbid.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Grand

Cent Sources	17/04/95	16/05/95	22/06/95	28/07/95	2/09/95	22/09/95	27/10/95	18/11/95	6/01/96	30/01/96	10/03/96	5/04/96	16/05/96	Moy	Min	Max	Max/ Min
Valeur date	44	73	110	146	182	202	237	259	308	332	372	398	439	-	-	-	-
T°	11,700	12,000	13,300	14,300	13,700	11,900	12,800	12,300	10,900	10,700	10,500	10,500	11,600	12,042	10,500	14,300	1,36
pH	7,800	7,800	7,670	6,970	6,730	7,790	7,680	7,790	7,850	7,990	7,940	7,920	7,780	7,659	6,730	7,990	1,19
C_{25} us/cm	346,080	295,000	472,000	510,000	531,000	356,000	489,000	537,000	323,000	306,000	324,000	341,000	342,000	402,167	295,000	537,000	1,82
M théorique	214,570	182,900	292,640	316,200	329,220	220,720	303,180	332,940	200,260	189,720	200,880	211,420	212,040	249,343	182,900	332,940	1,82
TH meq/l	3,700	2,800	3,700	4,700	5,350	3,400	4,575	5,500	3,200	3,100	3,250	3,250	3,400	3,852	2,800	5,500	1,96
TH mg/l	185,000	140,000	185,000	235,000	267,500	170,000	228,750	275,000	160,000	155,000	162,500	162,500	170,000	192,604	140,000	275,000	1,96
Ca^{2+} meq/l	3,250	2,650	2,550	3,800	4,200	3,000	3,700	4,200	2,950	2,600	2,800	2,900	2,900	3,188	2,550	4,200	1,65
Ca^{2+} mg/l	65,000	53,000	51,000	76,000	84,000	60,000	74,000	84,000	59,000	52,000	56,000	58,000	58,000	63,750	51,000	84,000	1,65
$CaCO_3$ mg/l	162,500	132,500	127,500	190,000	210,000	150,000	185,000	210,000	147,500	130,000	140,000	145,000	145,000	159,375	127,500	210,000	1,65
Mg^{2+} meq/l	0,450	0,150	1,150	0,900	1,150	0,400	0,875	1,300	0,250	0,500	0,450	0,350	0,500	0,665	0,150	1,300	8,67
Mg^{2+} mg/l	5,490	1,830	14,030	10,980	14,030	4,880	10,675	15,860	3,050	6,100	5,490	4,270	6,100	8,108	1,830	15,860	8,67
Na^+ meq/l	0,115	0,092	0,163	0,185	0,189	0,107	0,140	0,176	0,097	0,082	0,101	0,111	0,112	0,130	0,082	0,189	2,30
Na^+ mg/l	2,645	2,116	3,749	4,255	4,347	2,461	3,220	4,048	2,231	1,886	2,323	2,553	2,565	2,979	1,886	4,347	2,30
K^+ meq/l	0,005	0,004	0,015	0,016	0,016	0,015	0,015	0,021	0,011	0,008	0,009	0,009	0,011	0,012	0,004	0,021	5,05
K^+ mg/l	0,203	0,164	0,593	0,608	0,616	0,566	0,577	0,827	0,421	0,324	0,347	0,355	0,413	0,484	0,164	0,827	5,05
$Na^+ + K^+$ meq/l	0,120	0,096	0,178	0,201	0,205	0,122	0,155	0,197	0,108	0,090	0,110	0,120	0,122	0,142	0,090	0,205	2,27
HCO_3^- meq/l	2,850	2,475	2,200	2,800	2,900	2,550	2,750	2,750	2,600	2,500	2,500	2,500	2,675	2,600	2,200	2,900	1,32
HCO_3^- mg/l	173,850	150,975	134,200	170,800	176,900	155,550	167,750	167,750	158,600	152,500	152,500	152,500	163,175	158,600	134,200	176,900	1,32
Cl^- meq/l	0,170	0,110	0,150	0,200	0,210	0,160	0,170	0,210	0,150	0,140	0,150	0,170	0,170	0,166	0,110	0,210	1,91
Cl^- mg/l	6,035	3,905	5,325	7,100	7,455	5,680	6,035	7,455	5,325	4,970	5,325	6,035	6,035	5,887	3,905	7,455	1,91
SO_4^{2-} meq/l	1,271	0,421	1,417	1,865	2,750	0,781	2,260	2,844	0,458	0,563	0,500	0,792	0,667	1,276	0,421	2,844	6,76
SO_4^{2-} mg/l	61,000	20,200	68,000	89,500	132,000	37,500	108,500	136,500	22,000	27,000	24,000	38,000	32,000	61,267	20,200	136,500	6,76
NO_3^- meq/l	0,054	0,007	0,018	0,035	0,035	0,028	0,035	0,015	0,013	0,008	0,050	0,050	0,000	0,025	0,000	0,050	Grand
NO_3^- mg/l	3,344	0,440	1,100	2,200	2,200	1,760	2,200	0,924	0,800	0,500	3,080	3,080	0,000	1,524	0,000	3,080	Grand
Somme cations	3,820	2,896	3,878	4,901	5,555	3,522	4,730	5,697	3,308	3,190	3,360	3,370	3,522	3,994	2,896	5,697	1,97
Somme anions	4,345	3,013	3,784	4,900	5,895	3,520	5,216	5,819	3,221	3,211	3,200	3,511	3,512	4,067	3,013	5,895	1,96
Erreur bal.ion.	-6,425	-1,975	1,224	0,005	-2,975	0,026	-4,888	-1,055	1,326	-0,317	2,443	-2,053	0,148	-0,674	-4,888	2,443	-0,50
C_{25} théor	404,535	281,988	384,089	492,180	585,819	343,054	507,045	590,867	311,871	307,155	314,619	336,930	338,552	399,514	281,988	590,867	2,10
Erreur C_{25}	16,891	-4,411	-18,625	-3,494	10,324	-3,637	3,690	10,031	-3,446	0,377	-2,895	-1,194	-1,008	-1,191	-18,625	10,324	-0,55
C_{25} fag	421,903	294,494	401,639	515,172	612,938	358,846	530,116	619,006	326,291	320,896	329,049	351,895	353,813	417,846	294,494	619,006	2,10
Erreur C_{25} fag	21,909	-0,171	-14,907	1,014	15,431	0,799	8,408	15,271	1,019	4,868	1,558	3,195	3,454	3,328	-14,907	15,431	-1,04
PO_4^{3-} mg/l	0,000	0,000	0,000	0,060	0,010	0,000	0,000	0,000	0,180	0,040	0,100	0,000	0,035	0,035	0,000	0,180	Grand
CO_2 mg/l	15,000	15,400	17,600	41,800	30,800	22,000	24,200	19,800	19,800	13,200	15,400	15,400	17,600	21,083	13,200	41,800	3,17
RSC	0,149	0,039	-0,171	-0,604	-0,817	0,075	0,059	0,195	0,130	0,196	0,173	0,163	0,068	-0,041	-0,817	0,196	-0,24
Etat de l'eau	Saturée	Saturée	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	-	-	-	-
RSD	-0,587	-1,198	-0,723	-1,875	-2,235	-0,752	-0,516	-0,148	-0,834	-0,346	-0,468	-0,613	-0,654	-0,863	-2,235	-0,148	0,07
CO_2 théor.	7,255	5,519	7,552	64,748	134,283	7,040	12,556	12,688	5,940	3,492	4,563	5,126	6,458	22,497	3,492	134,283	38,46
Niveau eaux	BE	FE	BE	BE	TBE	FE	BE/ME	BE/ME	TFE	FE	TFE (neige)	FE (neige)	FE	-	-	-	-
Indice débit	2	8	2	2	1	8	3	3	9	8	9	8	8	6	1	9	9
Turbidité	Non visib.	Moy.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Moy.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Forte	Non visib.	Non visib.	Non visib.	-	-	-	-
Indice turbid.	0	2	0	0	0	2	0	0	0	3	0	0	0	1	0	3	Grand

Garaybie	18/04/95	16/05/95	22/06/95	29/07/95	31/08/95	21/09/95	26/10/95	20/11/95	6/01/96	29/01/96	10/03/96	5/04/96	15/05/96	Moy	Min	Max	Max/ Min
Valeur date	45	73	110	147	180	201	236	261	308	331	372	398	438	-	-	-	-
T°	10,800	12,300	11,700	11,300	11,200	11,100	11,200	11,200	11,000	10,900	11,300	10,800	10,900	11,242	10,800	12,300	1,14
pH	7,100	7,800	7,460	6,930	6,710	7,880	7,910	7,960	8,040	8,080	7,960	8,320	7,850	7,742	6,710	8,320	1,24
C_{25} us/cm	375,000	340,000	493,000	523,000	505,000	330,000	452,000	553,000	320,000	307,000	372,000	361,000	350,000	408,833	307,000	553,000	1,80
M théorique	232,500	210,800	305,660	324,260	313,100	204,600	280,240	342,860	198,400	190,340	230,640	223,820	217,000	253,477	190,340	342,860	1,80
TH meq/l	4,150	3,250	4,350	4,800	4,700	3,250	4,250	5,200	3,100	3,350	3,550	3,600	3,250	3,888	3,100	5,200	1,68
TH mg/l	207,500	162,500	217,500	240,000	235,000	162,500	212,500	260,000	155,000	167,500	177,500	180,000	162,500	194,375	155,000	260,000	1,68
Ca^{2+} meq/l	3,250	2,500	2,600	3,700	3,350	2,800	3,350	4,000	2,600	2,850	2,900	2,850	2,825	3,027	2,500	4,000	1,60
Ca^{2+} mg/l	65,000	50,000	52,000	74,000	67,000	56,000	67,000	80,000	52,000	57,000	58,000	57,000	56,500	60,542	50,000	80,000	1,60
$CaCO_3$ mg/l	162,500	125,000	130,000	185,000	167,500	140,000	167,500	200,000	130,000	142,500	145,000	142,500	141,250	151,354	125,000	200,000	1,60
Mg^{2+} meq/l	0,900	0,750	1,750	1,100	1,350	0,450	0,900	1,200	0,500	0,500	0,650	0,750	0,425	0,860	0,425	1,750	4,12
Mg^{2+} mg/l	10,980	9,150	21,350	13,420	16,470	5,490	10,980	14,640	6,100	6,100	7,930	9,150	5,185	10,497	5,185	21,350	4,12
Na^{+} meq/l	0,096	0,100	0,123	0,129	0,120	0,100	0,117	0,134	0,103	0,101	0,119	0,118	0,114	0,115	0,100	0,134	1,34
Na^{+} mg/l	2,208	2,300	2,829	2,967	2,760	2,300	2,691	3,082	2,369	2,323	2,737	2,703	2,611	2,639	2,300	3,082	1,34
K^{+} meq/l	0,014	0,015	0,020	0,020	0,023	0,021	0,021	0,026	0,017	0,013	0,016	0,015	0,015	0,019	0,013	0,026	2,04
K^{+} mg/l	0,527	0,593	0,768	0,796	0,909	0,819	0,831	1,018	0,671	0,499	0,636	0,585	0,581	0,725	0,499	1,018	2,04
$Na^{+}+K^{+}$ meq/l	0,110	0,115	0,143	0,149	0,143	0,121	0,138	0,160	0,120	0,114	0,135	0,133	0,128	0,133	0,114	0,160	1,41
HCO_3^- meq/l	3,150	2,850	2,650	3,300	3,100	3,000	3,050	3,200	2,900	2,850	2,950	2,900	2,850	2,967	2,650	3,300	1,25
HCO_3^- mg/l	192,150	173,850	161,650	201,300	189,100	183,000	186,050	195,200	176,900	173,850	179,950	176,900	173,850	180,967	161,650	201,300	1,25
Cl^{-} meq/l	0,120	0,200	0,190	0,190	0,170	0,180	0,210	0,190	0,185	0,200	0,210	0,220	0,200	0,195	0,170	0,220	1,29
Cl^{-} mg/l	4,260	7,100	6,745	6,745	6,035	6,390	7,455	6,745	6,568	7,100	7,455	7,810	7,100	6,937	6,035	7,810	1,29
SO_4^{2-} meq/l	1,208	0,479	1,521	1,865	1,875	0,285	1,385	2,594	0,202	0,500	0,667	0,604	0,479	1,038	0,202	2,594	12,84
SO_4^{2-} mg/l	58,000	23,000	73,000	89,500	90,000	13,700	66,500	124,500	9,700	24,000	32,000	29,000	23,000	49,825	9,700	124,500	12,84
NO_3^- meq/l	0,087	0,043	0,021	0,035	0,028	0,000	0,032	0,028	0,005	0,040	0,050	0,035	0,053	0,031	0,000	0,053	Grand
NO_3^- mg/l	5,368	2,640	1,320	2,200	1,760	0,000	1,980	1,760	0,300	2,508	3,080	2,200	3,300	1,921	0,000	3,300	Grand
Somme cations	4,260	3,365	4,493	4,949	4,843	3,371	4,388	5,360	3,220	3,464	3,685	3,733	3,378	4,021	3,220	5,360	1,66
Somme anions	4,565	3,572	4,382	5,390	5,173	3,465	4,677	6,012	3,292	3,590	3,876	3,760	3,582	4,231	3,292	6,012	1,83
Erreur bal.ion.	-3,461	-2,977	1,246	-4,262	-3,295	-1,381	-3,188	-5,734	-1,101	-1,795	-2,526	-0,362	-2,931	-2,359	-5,734	1,246	-0,22
C_{25} théor	429,283	328,863	438,040	512,481	497,268	319,178	446,070	575,921	302,718	336,118	362,473	357,747	331,815	400,724	302,718	575,921	1,90
Erreur C_{25}	14,475	-3,276	-11,148	-2,011	-1,531	-3,279	-1,312	4,145	-5,401	9,485	-2,561	-0,901	-5,196	-1,916	-11,148	9,485	-0,85
C_{25} fag	448,105	342,398	457,694	535,239	519,483	332,992	465,851	601,907	315,545	350,568	377,893	373,219	345,839	418,219	315,545	601,907	1,91
Erreur C_{25} fag	19,495	0,705	-7,161	2,340	2,868	0,907	3,064	8,844	-1,392	14,192	1,584	3,385	-1,189	2,346	-7,161	14,192	-1,98
PO_4^{3-} mg/l	0,030	0,060	0,010	0,025	0,000	0,030	0,025	0,000	0,040	0,035	0,000	0,000	0,050	0,023	0,000	0,060	Grand
CO_2 mg/l	4,400	13,200	13,200	39,600	24,200	19,800	19,800	22,000	19,800	13,200	17,600	15,400	15,400	19,433	13,200	39,600	3,00
RSC	-0,530	0,066	-0,332	-0,637	-0,926	0,201	0,281	0,397	0,318	0,379	0,280	0,618	0,147	0,066	-0,926	0,618	-0,67
Etat de l'eau	Sous sat.	Saturée	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	-	-	-	-
RSD	-1,640	-0,420	-0,863	-1,825	-2,271	-0,415	-0,007	0,247	-0,103	-0,020	-0,113	0,635	-0,550	-0,476	-2,271	0,635	-0,28
CO_2 théor.	33,537	4,239	10,924	60,711	88,113	4,310	5,651	6,844	2,665	2,978	3,894	1,688	4,970	16,415	1,688	88,113	52,20
Niveau eaux	BE	ME/FE	BE	BE	BE	FE	BE/ME	BE/ME	TFE	FE	FE/ME	FE	FE	-	-	-	-
Indice débit	2	6	2	2	2	8	3	3	9	8	7	8	8	6	2	9	5
Turbidité	Non visib.	Moy.	Non visib.	Non visib.	Moy.	Forte	Non visib.	Non visib.	Forte	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	-	-	-	-
Indice turbid.	0	2	0	0	2	3	0	0	3	0	0	0	0	1	0	3	Grand

Grande Bidouze		17/05/95	23/06/95	29/07/95	3/09/95	24/09/95	29/10/95	21/11/95	7/01/96	29/01/96	9/03/96	4/04/96	15/05/96	Moy	Min	Max	Max/ Min
Valeur date		74	111	147	183	204	239	262	309	331	371	397	438	-	-	-	-
T°		9,700	9,600	9,600	9,600	9,600	9,600	9,500	9,100	9,000	8,900	8,400	9,400	9,333	8,400	9,700	1,15
pH		7,700	6,680	6,990	6,820	7,850	7,840	7,890	7,990	8,100	8,140	8,090	8,040	7,678	6,680	8,140	1,22
C_{25} us/cm		260,000	306,000	303,000	238,000	313,000	319,000	277,000	283,000	267,000	282,000	269,000	295,000	284,333	238,000	319,000	1,34
M théorique		161,200	189,720	187,860	147,560	194,060	197,780	171,740	175,460	165,540	174,840	166,780	182,900	176,287	147,560	197,780	1,34
TH meq/l		2,650	3,150	2,850	2,500	3,050	3,050	2,950	2,900	2,650	2,750	2,700	3,000	2,850	2,500	3,150	1,26
TH mg/l		132,500	157,500	142,500	125,000	152,500	152,500	147,500	145,000	132,500	137,500	135,000	150,000	142,500	125,000	157,500	1,26
Ca^{2+} meq/l		2,600	3,000	2,700	2,250	2,900	2,900	2,650	2,750	2,450	2,600	2,600	2,925	2,694	2,250	3,000	1,33
Ca^{2+} mg/l		52,000	60,000	54,000	45,000	58,000	58,000	53,000	55,000	49,000	52,000	52,000	58,500	53,875	45,000	60,000	1,33
$CaCO_3$ mg/l		130,000	150,000	135,000	112,500	145,000	145,000	132,500	137,500	122,500	130,000	130,000	146,250	134,688	112,500	150,000	1,33
Mg^{2+} meq/l		0,050	0,150	0,150	0,250	0,150	0,150	0,300	0,150	0,200	0,150	0,100	0,075	0,156	0,050	0,300	6,00
Mg^{2+} mg/l		0,610	1,830	1,830	3,050	1,830	1,830	3,660	1,830	2,440	1,830	1,220	0,915	1,906	0,610	3,660	6,00
Na^{+} meq/l		0,073	0,080	0,080	0,080	0,083	0,087	0,090	0,092	0,067	0,091	0,099	0,108	0,086	0,067	0,108	1,61
Na^{+} mg/l		1,679	1,840	1,840	1,840	1,909	1,990	2,059	2,105	1,541	2,093	2,277	2,484	1,971	1,541	2,484	1,61
K^{+} meq/l		0,005	0,010	0,010	0,008	0,007	0,008	0,011	0,007	0,004	0,010	0,005	0,004	0,007	0,004	0,011	2,95
K^{+} mg/l		0,187	0,390	0,406	0,312	0,273	0,300	0,437	0,257	0,148	0,398	0,187	0,168	0,289	0,148	0,437	2,95
$Na^{+}+K^{+}$ meq/l		0,078	0,090	0,090	0,088	0,090	0,094	0,101	0,098	0,071	0,101	0,104	0,112	0,093	0,071	0,112	1,59
HCO_3^- meq/l		2,400	2,950	2,800	2,850	2,900	2,825	2,750	2,625	2,500	2,550	2,400	2,900	2,704	2,400	2,950	1,23
HCO_3^- mg/l		146,400	179,950	170,800	173,850	176,900	172,325	167,750	160,125	152,500	155,550	146,400	176,900	164,954	146,400	179,950	1,23
Cl^{-} meq/l		0,200	0,160	0,130	0,120	0,180	0,170	0,190	0,140	0,170	0,170	0,150	0,160	0,162	0,120	0,200	1,67
Cl^{-} mg/l		7,100	5,680	4,615	4,260	6,390	6,035	6,745	4,970	6,035	6,035	5,325	5,680	5,739	4,260	7,100	1,67
SO_4^{2-} meq/l		0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,021	0,000	0,000	0,021	0,021	0,000	0,007	0,000	0,021	Grand
SO_4^{2-} mg/l		0,010	0,000	0,010	0,500	0,000	0,500	1,000	0,000	0,000	1,000	1,000	0,000	0,335	0,000	1,000	Grand
NO_3^- meq/l		0,007	0,064	0,085	0,035	0,021	0,050	0,064	0,012	0,050	0,078	0,071	0,092	0,052	0,007	0,092	13,00
NO_3^- mg/l		0,440	3,960	5,280	2,200	1,320	3,080	3,960	0,750	3,080	4,840	4,400	5,720	3,253	0,440	5,720	13,00
Somme cations		2,728	3,240	2,940	2,588	3,140	3,144	3,051	2,998	2,721	2,851	2,804	3,112	2,943	2,588	3,240	1,25
Somme anions		2,607	3,174	3,015	3,016	3,101	3,055	3,025	2,777	2,720	2,819	2,642	3,152	2,925	2,607	3,174	1,22
Erreur bal.ion.		2,259	1,031	-1,259	-7,636	0,620	1,437	0,428	3,827	0,021	0,570	2,975	-0,638	0,303	-7,636	3,827	-0,50
C_{25} théor		248,906	295,793	274,773	256,083	287,625	286,703	281,513	266,401	252,499	264,254	254,345	289,894	271,566	248,906	295,793	1,19
Erreur C_{25}		-4,267	-3,336	-9,316	7,598	-8,107	-10,125	1,629	-5,865	-5,431	-6,293	-5,448	-1,731	-4,224	-10,125	7,598	-0,75
C_{25} fag		260,061	308,891	286,487	265,785	300,219	299,383	293,524	278,623	263,258	275,674	265,697	302,180	283,315	260,061	308,891	1,19
Erreur C_{25} fag		0,023	0,945	-5,450	11,675	-4,083	-6,149	5,965	-1,547	-1,402	-2,243	-1,228	2,434	-0,088	-6,149	11,675	-1,90
PO_4^{3-} mg/l		0,000	0,000	0,030	0,040	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,050	0,000	0,000	0,011	0,000	0,050	Grand
CO_2 mg/l		24,200	22,000	33,000	19,800	26,400	28,600	26,400	13,200	17,600	17,600	17,600	13,200	21,633	13,200	33,000	2,50
RSC		-0,106	-0,992	-0,743	-0,978	0,159	0,138	0,138	0,230	0,274	0,344	0,262	0,350	-0,077	-0,992	0,350	-0,35
Etat de l'eau		Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	-	-	-	-
RSD		-1,945	-3,301	-2,757	-2,926	-0,986	-1,027	-0,686	-0,817	-0,554	-0,565	-0,902	-0,906	-1,448	-3,301	-0,554	0,17
CO_2 théor.		7,250	82,419	34,449	34,764	5,297	5,564	4,263	3,856	2,500	2,523	3,043	3,495	15,785	2,500	82,419	32,97
Niveau eaux		FE	BE	BE	BE	ME/FE	ME/FE	ME/BE	FE	FE	FE (neige)	FE	FE	-	-	-	-
Indice débit		8	2	2	2	6	6	4	8	8	8	8	8	6	2	8	4
Turbidité		Légère	Non visib.	Non visib.	Forte	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	-	-	-	-
Indice turbid.		2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	Grand

Petite Bidouze		**17/05/95**	**23/06/95**	**29/07/95**	**3/09/95**	**24/09/95**	**29/10/95**	**21/11/95**	**7/01/96**	**29/01/96**	**9/03/96**	**4/04/96**	**15/05/96**	**Moy**	**Min**	**Max**	**Max/ Min**
Valeur date		74	111	147	183	204	239	262	309	331	371	397	438	-	-	-	-
T°		10,300	11,000	11,000	10,800	10,300	10,500	9,600	8,900	8,700	8,500	7,900	9,500	9,750	7,900	11,000	1,39
pH		7,900	6,620	7,060	6,750	8,330	8,150	8,090	8,410	8,470	8,310	8,450	8,550	7,924	6,620	8,550	1,29
C_{25} us/cm		253,000	296,000	296,000	278,000	297,000	306,000	291,000	269,000	254,000	267,000	261,000	280,000	279,000	253,000	306,000	1,21
M théorique		156,860	183,520	183,520	172,360	184,140	189,720	180,420	166,780	157,480	165,540	161,820	173,600	172,980	156,860	189,720	1,21
TH meq/l		2,700	2,750	2,900	2,700	3,000	2,850	2,850	2,500	2,600	2,550	2,650	2,700	2,729	2,500	3,000	1,20
TH mg/l		135,000	137,500	145,000	135,000	150,000	142,500	142,500	125,000	130,000	127,500	132,500	135,000	136,458	125,000	150,000	1,20
Ca^{2+} meq/l		2,650	2,300	2,150	2,550	2,900	2,800	2,650	2,450	2,300	2,400	2,550	2,625	2,527	2,150	2,900	1,35
Ca^{2+} mg/l		53,000	46,000	43,000	51,000	58,000	56,000	53,000	49,000	46,000	48,000	51,000	52,500	50,542	43,000	58,000	1,35
$CaCO_3$ mg/l		132,500	115,000	107,500	127,500	145,000	140,000	132,500	122,500	115,000	120,000	127,500	131,250	126,354	107,500	145,000	1,35
Mg^{2+} meq/l		0,050	0,450	0,750	0,150	0,100	0,050	0,200	0,050	0,300	0,150	0,100	0,075	0,202	0,050	0,750	15,00
Mg^{2+} mg/l		0,610	5,490	9,150	1,830	1,220	0,610	2,440	0,610	3,660	1,830	1,220	0,915	2,465	0,610	9,150	15,00
Na^+ meq/l		0,081	0,087	0,089	0,079	0,091	0,096	0,090	0,084	0,080	0,087	0,101	0,112	0,090	0,079	0,112	1,41
Na^+ mg/l		1,863	1,990	2,047	1,817	2,093	2,208	2,059	1,921	1,840	2,001	2,323	2,565	2,060	1,817	2,565	1,41
K^+ meq/l		0,000	0,012	0,014	0,016	0,008	0,010	0,008	0,008	0,007	0,004	0,004	0,007	0,008	0,000	0,016	155,00
K^+ mg/l		0,004	0,449	0,530	0,605	0,320	0,390	0,324	0,324	0,254	0,168	0,156	0,285	0,317	0,004	0,605	155,00
$Na^+ + K^+$ meq/l		0,081	0,098	0,103	0,095	0,099	0,106	0,098	0,092	0,087	0,091	0,105	0,119	0,098	0,081	0,119	1,46
HCO_3^- meq/l		2,500	2,650	2,800	2,550	2,800	2,800	2,600	2,450	2,300	2,250	2,400	2,675	2,565	2,250	2,800	1,24
HCO_3^- mg/l		152,500	161,650	170,800	155,550	170,800	170,800	158,600	149,450	140,300	137,250	146,400	163,175	156,440	137,250	170,800	1,24
Cl^- meq/l		0,140	0,130	0,140	0,140	0,190	0,200	0,180	0,130	0,140	0,150	0,150	0,160	0,154	0,130	0,200	1,54
Cl^- mg/l		4,970	4,615	4,970	4,970	6,745	7,100	6,390	4,615	4,970	5,325	5,325	5,680	5,473	4,615	7,100	1,54
SO_4^{2-} meq/l		0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,031	0,000	0,006	0,000	0,031	Grand
SO_4^{2-} mg/l		0,000	0,000	0,010	1,500	0,000	0,000	0,000	0,700	0,000	0,000	1,500	0,000	0,309	0,000	1,500	Grand
NO_3^- meq/l		0,028	0,011	0,064	0,085	0,035	0,035	0,043	0,019	0,028	0,057	0,121	0,085	0,051	0,011	0,121	11,33
NO_3^- mg/l		1,760	0,660	3,960	5,280	2,200	2,200	2,640	1,200	1,760	3,520	7,480	5,280	3,162	0,660	7,480	11,33
Somme cations		2,781	2,848	3,003	2,795	3,099	2,956	2,948	2,592	2,687	2,641	2,755	2,819	2,827	2,592	3,099	1,20
Somme anions		2,668	2,791	3,004	2,806	3,025	3,035	2,823	2,614	2,468	2,457	2,702	2,920	2,776	2,457	3,035	1,24
Erreur bal.ion.		2,068	1,017	-0,025	-0,213	1,204	-1,327	2,170	-0,425	4,231	3,620	0,973	-1,766	0,961	-1,766	4,231	-2,40
C_{25} théor		252,612	257,860	273,957	260,614	283,557	277,647	267,570	241,185	238,752	237,920	255,999	266,373	259,504	237,920	283,557	1,19
Erreur C_{25}		-0,153	-12,885	-7,447	-6,254	-4,526	-9,266	-8,051	-10,340	-6,003	-10,892	-1,916	-4,867	-6,883	-12,885	-0,153	0,01
C_{25} fag		263,905	268,902	285,056	271,961	296,056	289,440	279,359	251,709	249,487	248,559	266,982	277,403	270,735	248,559	296,056	1,19
Erreur C_{25} fag		4,310	-9,155	-3,697	-2,172	-0,318	-5,412	-4,000	-6,428	-1,777	-6,907	2,292	-0,928	-2,849	-9,155	4,310	-0,47
PO_4^{3-} mg/l		0,040	0,000	0,000	0,030	0,030	0,040	0,030	0,020	0,020	0,010	0,025	0,030	0,023	0,000	0,040	Grand
CO_2 mg/l		22,000	17,600	30,800	24,200	13,200	24,200	15,400	17,600	11,000	15,400	15,400	13,200	18,333	11,000	30,800	2,80
RSC		0,127	-1,181	-0,751	-1,024	0,636	0,447	0,319	0,577	0,579	0,426	0,607	0,788	0,129	-1,181	0,788	-0,67
Etat de l'eau		Saturée	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	-	-	-	-
RSD		-1,490	-3,093	-1,982	-3,301	-0,210	-0,874	-0,500	-0,550	0,260	-0,363	-0,203	0,016	-1,024	-3,301	0,260	-0,08
CO_2 théor.		4,502	60,033	18,026	57,096	1,788	2,512	2,839	1,252	1,029	1,663	1,293	0,941	12,748	0,941	60,033	63,81
Niveau eaux		FE	BE	BE	TBE	ME/FE	ME/FE	ME/BE	FE	FE	FE	FE	FE	-	-	-	-
Indice débit		8	2	2	1	6	6	4	8	8	8	8	8	6	1	8	8
Turbidité	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	-	-	-	-
Indice turbid.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Grand

Urondoa Haute	**18/04/95**	**17/05/95**	**23/06/95**	**30/07/95**	**1/09/95**	**21/09/95**	**28/10/95**	**22/11/95**	**7/01/96**	**29/01/96**	**9/03/96**	**4/04/96**	**15/05/96**	**Moy**	**Min**	**Max**	**Max/ Min**
Valeur date	45	74	111	148	181	201	238	263	309	331	371	397	438	-	-	-	-
T°	10,700	10,300	11,400	11,000	11,000	10,300	10,800	10,700	10,600	10,600	10,500	10,600	10,800	10,717	10,300	11,400	1,11
pH	7,400	6,560	6,570	6,910	6,760	7,780	7,720	7,760	7,770	7,760	7,840	7,740	7,760	7,411	6,560	7,840	1,20
C_{25} us/cm	254,600	247,000	306,000	321,000	318,000	280,000	308,000	313,000	290,000	283,000	261,000	287,000	296,000	292,500	247,000	321,000	1,30
M théorique	157,852	153,140	189,720	199,020	197,160	173,600	190,960	194,060	179,800	175,460	161,820	177,940	183,520	181,350	153,140	199,020	1,30
TH meq/l	2,900	2,350	2,430	3,000	3,200	2,750	3,100	3,150	2,750	2,900	2,550	2,750	2,900	2,819	2,350	3,200	1,36
TH mg/l	145,000	117,500	121,500	150,000	160,000	137,500	155,000	157,500	137,500	145,000	127,500	137,500	145,000	140,958	117,500	160,000	1,36
Ca^{2+} meq/l	2,700	2,050	2,400	2,950	2,850	2,650	2,650	2,550	2,600	2,600	2,300	2,550	2,550	2,558	2,050	2,950	1,44
Ca^{2+} mg/l	54,000	41,000	48,000	59,000	57,000	53,000	53,000	51,000	52,000	52,000	46,000	51,000	51,000	51,167	41,000	59,000	1,44
$CaCO_3$ mg/l	135,000	102,500	120,000	147,500	142,500	132,500	132,500	127,500	130,000	130,000	115,000	127,500	127,500	127,917	102,500	147,500	1,44
Mg^{2+} meq/l	0,200	0,300	0,030	0,050	0,350	0,100	0,450	0,600	0,150	0,300	0,250	0,200	0,350	0,261	0,030	0,600	20,00
Mg^{2+} mg/l	2,440	3,660	0,366	0,610	4,270	1,220	5,490	7,320	1,830	3,660	3,050	2,440	4,270	3,182	0,366	7,320	20,00
Na^+ meq/l	0,078	0,080	0,099	0,109	0,106	0,089	0,098	0,102	0,098	0,084	0,090	0,096	0,099	0,096	0,080	0,109	1,36
Na^+ mg/l	1,794	1,840	2,277	2,507	2,438	2,047	2,254	2,346	2,254	1,932	2,070	2,197	2,277	2,203	1,840	2,507	1,36
K^+ meq/l	0,009	0,006	0,010	0,010	0,007	0,011	0,007	0,007	0,019	0,005	0,005	0,005	0,005	0,008	0,005	0,019	4,26
K^+ mg/l	0,351	0,234	0,406	0,406	0,289	0,437	0,265	0,254	0,747	0,195	0,195	0,203	0,176	0,317	0,176	0,747	4,26
$Na^+ + K^+$ meq/l	0,087	0,086	0,109	0,119	0,113	0,100	0,105	0,109	0,117	0,089	0,090	0,101	0,104	0,104	0,086	0,119	1,39
HCO_3^- meq/l	2,900	2,350	2,150	2,950	2,950	2,550	2,750	2,850	2,550	2,550	2,300	2,625	2,700	2,606	2,150	2,950	1,37
HCO_3^- mg/l	176,900	143,350	131,150	179,950	179,950	155,550	167,750	173,850	155,550	155,550	140,300	160,125	164,700	158,981	131,150	179,950	1,37
Cl^- meq/l	0,140	0,140	0,155	0,170	0,180	0,170	0,170	0,150	0,145	0,170	0,170	0,160	0,180	0,163	0,140	0,180	1,29
Cl^- mg/l	4,970	4,970	5,500	6,035	6,390	6,035	6,035	5,325	5,148	6,035	6,035	5,680	6,390	5,798	4,970	6,390	1,29
SO_4^{2-} meq/l	0,233	0,125	0,260	0,363	0,302	0,000	0,188	0,313	0,010	0,021	0,042	0,000	0,000	0,135	0,000	0,363	Grand
SO_4^{2-} mg/l	11,200	6,000	12,500	17,400	14,500	0,000	9,000	15,000	0,500	1,000	2,000	0,000	0,000	6,492	0,000	17,400	Grand
NO_3^- meq/l	0,043	0,043	0,007	0,050	0,057	0,057	0,057	0,050	0,015	0,057	0,071	0,057	0,050	0,047	0,007	0,071	10,00
NO_3^- mg/l	2,640	2,680	0,440	3,080	3,520	3,520	3,520	3,080	0,900	3,520	4,400	3,520	3,080	2,938	0,440	4,400	10,00
Somme cations	2,987	2,436	2,539	3,119	3,313	2,850	3,205	3,259	2,867	2,989	2,640	2,851	3,004	2,923	2,436	3,313	1,36
Somme anions	3,316	2,658	2,572	3,532	3,489	2,777	3,164	3,362	2,720	2,798	2,583	2,842	2,930	2,952	2,572	3,532	1,37
Erreur bal.ion.	-5,218	-4,362	-0,646	-6,206	-2,579	1,305	0,636	-1,566	2,635	3,308	1,098	0,157	1,244	-0,415	-6,206	3,308	-0,53
C_{25} théor	294,637	238,309	244,602	315,062	319,836	261,627	297,658	310,114	258,304	268,716	244,580	263,431	273,923	274,680	238,309	319,836	1,34
Erreur C_{25}	15,725	-3,518	-20,065	-1,850	0,577	-6,562	-3,358	-0,922	-10,929	-5,047	-6,291	-8,212	-7,459	-6,136	-20,065	0,577	-0,03
C_{25} fag	306,788	247,785	255,508	328,049	333,217	273,162	310,431	323,027	270,087	280,627	255,234	274,603	285,516	286,437	247,785	333,217	1,34
Erreur C_{25} fag	20,498	0,318	-16,501	2,196	4,785	-2,442	0,789	3,203	-6,867	-0,839	-2,209	-4,320	-3,542	-2,119	-16,501	4,785	-0,29
PO_4^{3-} mg/l	0,010	0,045	0,000	0,040	0,020	0,030	0,025	0,025	0,070	0,060	0,050	0,000	0,020	0,032	0,000	0,070	Grand
CO_2 mg/l	15,400	30,800	11,000	41,800	28,600	26,400	26,400	22,000	22,000	17,600	15,400	15,400	15,400	22,733	11,000	41,800	3,80
RSC	-0,307	-1,345	-1,290	-0,751	-0,919	0,014	-0,019	0,015	0,000	-0,013	-0,023	-0,026	0,005	-0,363	-1,345	0,015	-0,01
Etat de l'eau	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Sous sat.	Saturée	Saturée	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	-	-	-	-
RSD	-1,766	-3,544	-4,509	-3,296	-2,772	-1,414	-0,803	-0,620	-1,259	-0,985	-1,030	-1,179	-0,848	-1,855	-4,509	-0,620	0,14
CO_2 théor.	12,628	62,699	89,626	45,499	59,986	5,818	6,127	5,003	5,693	5,826	4,213	5,700	5,270	25,122	4,213	89,626	21,27
Niveau eaux	BE	FE	BE	BE	BE	FE	FE	FE	FE	FE	FE (neige)	FE	FE	-	-	-	-
Indice débit	2	8	2	2	2	8	8	8	8	8	8	8	8	7	2	8	4
Turbidité	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Moy.	Non visib.	Non visib.	Moy.	Moy.	Non visib.	Non visib.	Légère	-	-	-	-
Indice turbid.	0	0	0	0	0	2	0	0	2	2	0	0	1	1	0	2	Grand

Uthurbietta	17/04/95	15/05/95	22/06/95	28/07/95	31/08/95	21/09/95	26/10/95	18/11/95	6/01/96	30/01/96	10/03/96	5/04/96	16/05/96	Moy	Min	Max	Max/ Min
Valeur date	44	72	110	146	180	201	236	259	308	332	372	398	439	-	-	-	-
T°	10,600	11,200	11,200	11,200	11,300	11,100	11,200	11,300	11,100	10,900	10,900	10,900	11,000	11,108	10,900	11,300	1,04
pH	7,900	7,900	7,660	7,340	6,560	7,850	7,720	7,780	7,650	7,930	7,940	7,830	7,910	7,673	6,560	7,940	1,21
C_{25} us/cm	291,100	275,000	344,000	340,000	334,000	297,000	327,000	378,000	295,000	282,000	311,000	294,000	308,000	315,417	275,000	378,000	1,37
M théorique	180,482	170,500	213,280	210,800	207,080	184,140	202,740	234,360	182,900	174,840	192,820	182,280	190,960	195,558	170,500	234,360	1,37
TH meq/l	3,050	2,550	2,950	3,100	3,200	2,750	3,050	3,725	2,950	2,850	2,950	2,950	3,000	3,002	2,550	3,725	1,46
TH mg/l	152,500	127,500	147,500	155,000	160,000	137,500	152,500	186,250	147,500	142,500	147,500	147,500	150,000	150,104	127,500	186,250	1,46
Ca^{2+} meq/l	2,900	2,375	2,100	2,800	2,850	2,650	2,700	3,250	2,600	2,450	2,700	2,600	2,750	2,652	2,100	3,250	1,55
Ca^{2+} mg/l	58,000	47,500	42,000	56,000	57,000	53,000	54,000	65,000	52,000	49,000	54,000	52,000	55,000	53,042	42,000	65,000	1,55
$CaCO_3$ mg/l	145,000	118,750	105,000	140,000	142,500	132,500	135,000	162,500	130,000	122,500	135,000	130,000	137,500	132,604	105,000	162,500	1,55
Mg^{2+} meq/l	0,150	0,175	0,850	0,300	0,350	0,100	0,350	0,475	0,350	0,400	0,250	0,350	0,250	0,350	0,100	0,850	8,50
Mg^{2+} mg/l	1,830	2,135	10,370	3,660	4,270	1,220	4,270	5,795	4,270	4,880	3,050	4,270	3,050	4,270	1,220	10,370	8,50
Na^{+} meq/l	0,086	0,092	0,107	0,108	0,110	0,098	0,109	0,110	0,101	0,092	0,119	0,116	0,120	0,107	0,092	0,120	1,31
Na^{+} mg/l	1,978	2,116	2,461	2,484	2,530	2,254	2,496	2,530	2,323	2,105	2,737	2,668	2,760	2,455	2,105	2,760	1,31
K^{+} meq/l	0,008	0,008	0,016	0,021	0,020	0,019	0,015	0,015	0,020	0,012	0,012	0,012	0,015	0,015	0,008	0,021	2,62
K^{+} mg/l	0,312	0,316	0,624	0,827	0,792	0,737	0,577	0,601	0,790	0,450	0,480	0,460	0,585	0,603	0,316	0,827	2,62
$Na^{+} + K^{+}$ meq/l	0,094	0,100	0,123	0,129	0,130	0,117	0,123	0,125	0,121	0,103	0,131	0,128	0,135	0,122	0,100	0,135	1,35
HCO_3^- meq/l	2,600	2,400	2,200	2,750	2,800	2,650	2,700	2,825	2,600	2,450	2,650	2,500	2,800	2,610	2,200	2,825	1,28
HCO_3^- mg/l	158,600	146,400	134,200	167,750	170,800	161,650	164,700	172,325	158,600	149,450	161,650	152,500	170,800	159,235	134,200	172,325	1,28
Cl^{-} meq/l	0,170	0,155	0,200	0,150	0,160	0,190	0,190	0,190	0,170	0,150	0,160	0,150	0,160	0,169	0,150	0,200	1,33
Cl^{-} mg/l	6,035	5,503	7,100	5,325	5,680	6,745	6,745	6,745	6,035	5,325	5,680	5,325	5,680	5,991	5,325	7,100	1,33
SO_4^{2-} meq/l	0,625	0,281	0,563	0,698	0,448	0,173	0,406	0,719	0,181	0,281	0,292	0,300	0,250	0,383	0,173	0,719	4,16
SO_4^{2-} mg/l	30,000	13,500	27,000	33,500	21,500	8,300	19,500	34,500	8,700	13,500	14,000	14,400	12,000	18,367	8,300	34,500	4,16
NO_3^- meq/l	0,035	0,057	0,035	0,043	0,043	0,007	0,043	0,045	0,003	0,039	0,071	0,078	0,050	0,043	0,003	0,078	24,20
NO_3^- mg/l	2,200	3,520	2,200	2,640	2,640	0,440	2,640	2,772	0,200	2,420	4,400	4,840	3,080	2,649	0,200	4,840	24,20
Somme cations	3,144	2,650	3,073	3,229	3,330	2,867	3,173	3,850	3,071	2,953	3,081	3,078	3,135	3,124	2,650	3,850	1,45
Somme anions	3,430	2,893	2,998	3,640	3,450	3,020	3,339	3,778	2,954	2,920	3,173	3,028	3,260	3,205	2,893	3,778	1,31
Erreur bal.ion.	-4,358	-4,382	1,236	-5,987	-1,773	-2,601	-2,542	0,943	1,938	0,558	-1,460	0,815	-1,950	-1,267	-5,987	1,938	-0,32
C_{25} théor	318,888	263,926	293,767	332,106	322,274	276,404	310,083	368,099	281,810	277,761	296,099	289,783	300,378	301,041	263,926	368,099	1,39
Erreur C_{25}	9,546	-4,027	-14,603	-2,322	-3,511	-6,935	-5,173	-2,619	-4,471	-1,503	-4,791	-1,434	-2,475	-4,489	-14,603	-1,434	0,10
C_{25} fag	332,764	274,825	306,469	346,247	336,400	288,288	323,280	384,992	294,513	289,964	308,772	302,487	313,178	314,118	274,825	384,992	1,40
Erreur C_{25} fag	14,313	-0,064	-10,910	1,837	0,719	-2,933	-1,138	1,850	-0,165	2,824	-0,716	2,887	1,681	-0,344	-10,910	2,887	-0,26
PO_4^{3-} mg/l	0,025	0,010	0,040	0,025	0,050	0,000	0,050	0,060	0,060	0,040	0,070	0,070	0,000	0,040	0,000	0,070	Grand
CO_2 mg/l	11,000	11,000	11,000	37,400	28,500	22,000	22,000	22,000	17,600	11,000	13,200	15,400	16,500	18,967	11,000	37,400	3,40
RSC	0,167	0,074	-0,269	-0,378	-1,138	0,109	-0,015	0,128	-0,112	0,115	0,197	0,047	0,199	-0,087	-1,138	0,199	-0,17
Etat de l'eau	Saturée	Saturée	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Sous sat.	Saturée	Sous sat.	Saturée	Saturée	Saturée	Saturée	-	-	-	-
RSD	-0,972	-1,008	-0,954	-1,749	-3,212	-1,229	-0,915	-0,603	-1,117	-0,579	-0,661	-0,799	-0,666	-1,125	-3,212	-0,579	0,18
CO_2 théor.	5,150	3,693	5,474	16,267	99,520	4,683	6,422	7,729	7,281	3,616	3,968	5,025	4,166	13,987	3,616	99,520	27,52
Niveau eaux	BE	ME/FE	BE	BE	BE	FE	ME/BE	BE/ME	TFE	FE	FE/ME	FE/ME	FE	-	-	-	-
Indice débit	2	6	2	2	2	8	4	3	9	8	7	7	8	6	2	9	5
Turbidité	Non visib.	Moy.	Non visib.	Légère	Moy.	Très forte	Légère	Non visib.	Très forte	Légère	Légère	Légère	Légère	-	-	-	-
Indice turbid.	0	2	0	1	2	4	1	0	4	1	1	1	1	2	0	4	Grand

Zahagui	18/04/95	17/05/95	23/06/95	30/07/95	1/09/95	21/09/95	28/10/95	22/11/95	7/01/96	29/01/96	9/03/96	4/04/96	15/05/96	Moy	Min	Max	Max/ Min
Valeur date	45	74	111	148	181	201	238	263	309	331	371	397	438	-	-	-	-
T°	10,700	12,100	11,600	12,000	12,100	10,600	10,900	11,000	10,700	10,700	10,800	10,700	10,700	11,158	10,600	12,100	1,14
pH	7,400	7,800	6,610	6,860	6,640	7,510	7,740	7,650	7,580	7,800	7,580	7,590	7,880	7,437	6,610	7,880	1,19
C_{25} us/cm	260,000	290,000	319,000	334,000	342,000	277,000	313,000	325,000	268,000	235,000	262,000	270,000	286,000	293,417	235,000	342,000	1,46
M théorique	161,200	179,800	197,780	207,080	212,040	171,740	194,060	201,500	166,160	145,700	162,440	167,400	177,320	181,918	145,700	212,040	1,46
TH meq/l	2,800	2,350	2,200	3,450	3,250	2,750	2,850	3,000	2,550	2,500	2,650	2,650	2,825	2,752	2,200	3,450	1,57
TH mg/l	140,000	117,500	110,000	172,500	162,500	137,500	142,500	150,000	127,500	125,000	132,500	132,500	141,250	137,604	110,000	172,500	1,57
Ca^{2+} meq/l	2,600	2,150	2,150	2,850	3,150	2,600	2,775	2,900	2,350	2,350	2,250	2,500	2,575	2,550	2,150	3,150	1,47
Ca^{2+} mg/l	52,000	43,000	43,000	57,000	63,000	52,000	55,500	58,000	47,000	47,000	45,000	50,000	51,500	51,000	43,000	63,000	1,47
$CaCO_3$ mg/l	130,000	107,500	107,500	142,500	157,500	130,000	138,750	145,000	117,500	117,500	112,500	125,000	128,750	127,500	107,500	157,500	1,47
Mg^{2+} meq/l	0,200	0,200	0,050	0,600	0,100	0,150	0,075	0,100	0,200	0,150	0,400	0,150	0,250	0,202	0,050	0,600	12,00
Mg^{2+} mg/l	2,440	2,440	0,610	7,320	1,220	1,830	0,915	1,220	2,440	1,830	4,880	1,830	3,050	2,465	0,610	7,320	12,00
Na^{+} meq/l	0,080	0,081	0,105	0,112	0,111	0,091	0,102	0,103	0,091	0,084	0,096	0,099	0,103	0,098	0,081	0,112	1,38
Na^{+} mg/l	1,840	1,863	2,415	2,576	2,553	2,093	2,346	2,369	2,093	1,932	2,208	2,277	2,369	2,258	1,863	2,576	1,38
K^{+} meq/l	0,003	0,008	0,012	0,012	0,013	0,011	0,015	0,011	0,009	0,009	0,009	0,007	0,008	0,010	0,007	0,015	2,01
K^{+} mg/l	0,125	0,296	0,468	0,452	0,523	0,437	0,566	0,437	0,351	0,347	0,355	0,281	0,312	0,402	0,281	0,566	2,01
$Na^{+} + K^{+}$ meq/l	0,083	0,089	0,117	0,124	0,124	0,102	0,117	0,114	0,100	0,093	0,105	0,106	0,111	0,108	0,089	0,124	1,40
HCO_3^- meq/l	2,800	2,250	2,150	2,950	3,050	2,550	2,750	2,900	2,350	2,400	2,200	2,300	2,600	2,538	2,150	3,050	1,42
HCO_3^- mg/l	170,800	137,250	131,150	179,950	186,050	155,550	167,750	176,900	143,350	146,400	134,200	140,300	158,600	154,788	131,150	186,050	1,42
Cl^{-} meq/l	0,130	0,150	0,170	0,180	0,170	0,170	0,170	0,170	0,150	0,140	0,150	0,140	0,150	0,159	0,140	0,180	1,29
Cl^{-} mg/l	4,615	5,325	6,035	6,390	6,035	6,035	6,035	6,035	5,325	4,970	5,325	4,970	5,325	5,650	4,970	6,390	1,29
SO_4^{2-} meq/l	0,354	0,000	0,302	0,379	0,385	0,000	0,198	0,260	0,000	0,000	0,000	0,104	0,021	0,138	0,000	0,385	Grand
SO_4^{2-} mg/l	17,000	0,010	14,500	18,200	18,500	0,000	9,500	12,500	0,000	0,000	0,000	5,000	1,000	6,601	0,000	18,500	Grand
NO_3^- meq/l	0,043	0,021	0,064	0,050	0,057	0,064	0,057	0,071	0,011	0,035	0,064	0,053	0,071	0,052	0,011	0,071	6,29
NO_3^- mg/l	2,640	1,320	3,960	3,080	3,520	3,960	3,520	4,400	0,700	2,200	3,960	3,300	4,400	3,193	0,700	4,400	6,29
Somme cations	2,883	2,439	2,317	3,574	3,374	2,852	2,967	3,114	2,650	2,593	2,755	2,756	2,936	2,861	2,317	3,574	1,54
Somme anions	3,327	2,421	2,686	3,559	3,662	2,784	3,175	3,401	2,511	2,575	2,414	2,597	2,842	2,886	2,414	3,662	1,52
Erreur bal.ion.	-7,143	0,352	-7,375	0,207	-4,090	1,212	-3,390	-4,408	2,688	0,337	6,601	2,966	1,630	-0,272	-7,375	6,601	-0,90
C_{25} théor	293,275	225,570	241,485	335,737	332,956	261,931	288,868	306,995	239,062	239,486	240,542	251,650	267,904	269,349	225,570	335,737	1,49
Erreur C_{25}	12,798	-22,217	-24,299	0,520	-2,645	-5,440	-7,710	-5,540	-10,798	1,909	-8,190	-6,796	-6,327	-8,128	-24,299	1,909	-0,08
C_{25} fag	305,082	235,199	251,071	350,261	347,158	273,370	301,094	319,792	249,691	249,845	251,461	263,006	279,511	280,955	235,199	350,261	1,49
Erreur C_{25} fag	17,339	-18,897	-21,294	4,869	1,508	-1,310	-3,804	-1,603	-6,832	6,317	-4,022	-2,590	-2,269	-4,161	-21,294	6,317	-0,30
PO_4^{3-} mg/l	0,000	0,000	0,000	0,050	0,010	0,000	0,000	0,010	0,040	0,000	0,080	0,025	0,050	0,022	0,000	0,080	Grand
CO_2 mg/l	6,600	9,000	13,200	33,000	24,200	24,200	27,500	22,000	22,000	15,400	17,600	17,600	15,400	20,092	9,000	33,000	3,67
RSC	-0,338	-0,071	-1,291	-0,809	-0,967	-0,259	0,027	-0,024	-0,261	-0,031	-0,307	-0,237	0,114	-0,343	-1,291	0,114	-0,09
Etat de l'eau	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Sous sat.	Saturée	-	-	-	-
RSD	-1,811	-1,202	-4,241	-2,324	-3,461	-1,779	-1,509	-1,533	-1,613	-1,279	-1,387	-1,718	-0,807	-1,904	-4,241	-0,807	0,19
CO_2 théor.	12,128	3,988	65,320	46,646	91,277	10,360	6,402	8,139	7,800	4,602	7,621	8,814	4,242	22,101	3,988	91,277	22,89
Niveau eaux	BE	FE	BE	TBE	TBE	FE	ME/BE	FE	FE	FE	TFE (neige)	FE	FE	-	-	-	-
Indice débit	2	8	2	1	1	8	4	8	8	8	9	8	8	6	1	9	9
Turbidité	Non visib.	Moy.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Moy.	Non visib.	Légère	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	Non visib.	-	-	-	-
Indice turbid.	0	2	0	0	2	2	0	1	0	0	0	0	0	1	0	2	Grand

Annexe du chapitre 6

Annexe 6-1

Traçage du gouffre d'Apanicé (commune de Mendive)

- Responsables de la coloration : P. Courbon, J.–P. Combredet et R. Gomez
- Lieu d'injection : dans la vasque située au bas du grand puits de 358 m. C. L : 323,419 - 94,878 - 545
- Date de l'injection : 13/09/72
- Traceur : 3 kg de fluorescéine
- Dilution directe dans l'eau de la vasque
- Méthode de surveillance : les sources n'ont pas été surveillées
- Débit estimé à l'injection : 0,25 l/s
- Contexte géologique : le bas du puits est situé dans les calcaires urgoniens
- contexte hydrologique : basses eaux, le grand puits pouvait être descendu sans danger
- Résultats : aucun fluocapteur n'ayant été posé, il n'y a pas de résultat
- Bibliographie : Courbon, Combredet et Gomez, 1973 ; R. Gomez, comm. orale

Annexe 6-2

Traçage de l'Apoura (commune d'Alçay-Alçabéhéty-Sunharette/Lacarry-Arhan-Charitte de Haut)

- Responsable de la coloration : N. Vanara
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Lieu d'injection : la perte aval de la rivière Apoura. Coordonnées Lambert : 332,800 - 3092,980 - 280
- Date de l'injection : 14/08/95 à 17 h 10
- Traceur : 500 g de fluorescéine
- Dilution : pendant 30 mn, directement dans la rivière quelques m en amont de la vasque terminale
- Méthode de surveillance : visuelle et fluocapteurs (restitution à l'alcool éthylique en milieu fortement basique)
- Débit estimé à l'injection : 5 l/s
- Contexte géologique : calcaires urgoniens (Aptien supérieur)
- Contexte climatique pendant le passage du colorant : temps sec
- Contexte hydrologique : une pluviosité estivale anormalement faible explique l'étiage marqué de l'Apoura. Le recul de la rivière s'effectue rapidement : le 03/08/95 la rivière se perdait définitivement à la hauteur du ravin de la grange Halzague (C.L. : 332,93 - 93,02 - 280). Le jour de la coloration, le lit de la rivière est à sec sur 2 km entre l'extrémité Est des prairies de la ferme Athéis (C.L. : 332,84 - 92,96 - 280) et les émergences des Cent Sources (C.L. : 333,62 - 93,62 - 255). M. Sindicq, exploitant à la ferme Athéïs, n'avait jamais vu la rivière se perdre aussi en amont, ce qui témoigne bien du caractère exceptionnel de cet étiage.
- Observations visuelles : le 15/08/95 M. Sindicq constatait à 9 h que l'ensemble des griffons crachait une eau fortement teintée de vert. A notre arrivée sur les lieux un quart d'heure plus tard, il en était de même. L'intensité du colorant ne sembla pas varier jusqu'à notre départ définitif à 12h.
- Bibliographie : Vanara, 1995

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Cent Sources, émergence amont	333,62	93,62	255	40	≤16	1052	25	≥65,7	2,38
Cent Sources, émergence aval	332,62	93,62	255	40	≤16	1052	25	≥65,7	2,38

Annexe 6-3

Traçage dans la grotte Arhex (AL251) (commune d'Alçay)

- Responsable de la coloration : N. Vanara
- Association responsable : Comité de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Lieu d'injection : actif souterrain, AL251. Coordonnées Lambert : 332,950 - 93,342 - 275,50
- Date de l'injection : 19/10/94 à 8 h 15
- Traceur : 500 g de fluorescéine
- Dilution : directement dans l'actif pendant 4 mn
- Méthode de surveillance : visuelle et fluocapteurs (restitution à l'alcool éthylique en milieu fortement basique)
- Débit estimé à l'injection : 50 l/s
- Contexte géologique : calcaires urgoniens, série d'Ascune (Aptien supérieur)
- Contexte climatique : 14/10 : très beau temps ; 15/10 : à partir de 13 h, fortes pluies ; 16/10 : pluie intermittente ; 17/10 : beau temps ; 18/10 : temps couvert sans pluie ; 19/10 pluie faible intermittente ; 20/10 : beau temps, orage entre 17h et 17h45 ; 21/10 : très beau temps.
- Contexte hydrologique : jusqu'au 15/10 la rivière Apoura est sèche entre le griffon aval et les Cent-Sources. La zone située à l'aplomb de la grotte est un lieu privilégié d'absorption de la rivière. A partir du 15/10, elle coule sur la totalité de son cours.
- Observations visuelles : 8h15 coloration, 9h25 la fluorescéine sort au siphon aval de l'AL251, 10h13 le colorant apparaît aux Cent-Sources (l'intensité est identique aux deux émergences principales), 10h15 l'eau de la station de traitement d'Alçay est teintée, 12h l'Apoura en amont des Cent-Sources n'est toujours pas colorée, 12h15 l'Apoura est verte au niveau de la station.
- Bibliographie : Vanara, 1994

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Emergence de l'AL251	333,127	93,327	270	20/30	1,1	178	5,5	161,49	3,1
Cent-Sources (émergence amont)	333,62	93,62	255	100	2	742	20,5	371,04	2,76
Cent-Sources (émergence aval)	333,62	93,62	255	100	2	747	20,5	373,55	2,74
Lit de l'Apoura en aval des Cent-Sources	334,46	93,66	251	1000	4	1543	24,5	385,78	1,59

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Dans l'Apoura 100 m en amont des griffons (à l'aplomb de l'AL251)	333,010	93,250	275	200
Dans l'Apoura 10 m en amont des griffons (à l'aplomb de l'AL251)	333,021	93,261	271	200
Dans l'Apoura, entre les griffons et l'émergence de l'AL251	333,089	93,298	271	200
Griffon aval (à l'aplomb de l'AL251)	333,030	93,272	271	20

Annexe 6-4

Traçage du gouffre du cayolar d'Arroscoua (GU 201) (commune de Béhorléguy)

- Responsable de la coloration : J. Roy
- Association responsable : Spéléo Club Chatelleraudais
- Point d'injection : actif souterrain du gouffre du cayolar d'Arroscoua, C.L. : 322,950 - 97,266 - 605
- Date de l'injection : 20/08/94
- Contexte climatique : temps très sec à l'injection, gros orage dans la semaine suivant l'injection
- Contexte hydrologique : étiage, crue dans la semaine suivant l'injection
- Traceur : 1 kg de fluorescéine dilué directement dans l'actif
- Débit estimé à l'injection : très faible, à peine quelques l/s
- Durée de l'injection : 1 h
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (charbons actifs)
- Observations visuelles : les 6 fluocapteurs de la vallée d'Hosta et 3 fluocapteurs de la vallée de Béhorléguy ont été arrachés par la crue. Le fluocaptueur du Pont 286 est le seul à avoir resisté à la crue.
- Bibliographie : J. Roy, comm. orale.

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Pont 286 sur le Béhorléguy	318,49	97,67	286	2000	<360	<4478	319	>12,4	7

Annexe 6-5

Traçage de la perte de la rivière Bidouze (communes de St-Just-Ibarre et de Musculdy)

- Lieu d'injection : à l'endroit où l'eau de la Bidouze se perd en période d'étiage moyen, environ à la hauteur de la seule prairie existant en amont d'Ur Belcha. C. L. approximatives : 326,64 - 3098,50 - 450
- Date de l'injection : vraisemblablement un peu avant 1988
- Traceur : fluorescéine
- Contexte géologique : perte située dans le Lias supérieur et moyen marneux, émergence située au contact des dolomies calcareuses et marneuses de l'Hettangien inférieur-Rhétien et des grès triasiques
- Commentaires : il ne reste pas de trace écrite de cette coloration et nous n'avons pas pu retrouver la personne responsable. Les résultats de cette coloration doivent donc être pris avec beaucoup de prudence. La coloration du 14/09/96 (encadré 18) contredit les résultats de cette expérience.
- Bibliographie : M. Plazanet, Plazanet ingénierie, Pau, comm. orale

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Lit de la Bidouze un peu en amont d'Ur Belcha	326,7	99	376	-	-	504	74	-	14,7

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Ur Belcha	326,7	99,05	375	-

Annexe 6-6

Traçage de la perte du Lac d'Etchecortia (commune d'Ordiarp)

- Responsable de la coloration : E. Delaitre
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Lieu d'injection : perte impénétrable temporaire du lac d'Etchecortia. Coordonnées Lambert : 327,890 - 98,495 - 864
- Date de l'injection : 24/05/91 à 13 h 00
- Traceur : 3 kg de fluorescéine
- Dilution : 3 kg dilués dans 20 l d'eau puis injectés durant 1 h dans l'écoulement de la perte
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (extraction au moyen d'une solution alcoolique de potasse, 5 % en poids)
- Débit estimé à l'injection : 0,5 l/s
- Contexte géologique : le lac est situé sur les marno-calcaires de l'oxfordien supérieur, Ur Belcha jaillit au contact des colonies calcareuses et marneuses de l'Hettangien inférieur-Rhétien et des grès argileux du Trias
- Contexte climatique : temps sec durant l'injection, pluies orageuses fortes durant le passage
- Contexte hydrologique : violente crue
- Observations : d'importantes précipitations ont eu lieu les 27 et 29/05 emportant les fluocapteurs placés 50 m en amont d'Ur Belcha (326,695 - 99,0 - 380) et à la Petite Bidouze (326,760 - 97,800 - 625). Le fluocapteur d'Ur Belcha prélevé le 26/05 était négatif. Celui du 28-30/05 était légèrement positif. Celui du 30/05-09/06 était positif.
- Bibliographie : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, 1991.

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Ur Belcha	326,74	99,05	375	300	72	1277	489	17,7	38,3

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Garaybie (grotte de)	329,615	100,06	305	
Uthurbietta (source)	332,8	98,64	225	

Annexe 6-7

Traçage de la rivière dite d'Aussurucq, réseau Etxanko Zola (commune d'Aussurucq), essai 1

- Responsable : P. Boucher
- Organisme responsable : lycée technique de Mauléon
- Lieu d'injection : rivière dite d'Aussurucq dans le réseau d'Etxanko Zola
- Date de l'injection : ≤ 1976, un samedi matin
- Traceur : fluorescéine
- Méthode de surveillance : visuelle
- Contexte géologique : Etxanko Zola se développe dans les calcaires urgoniens
- Points de passage du traceur :
- Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée :
- Bibliographie : P. Boucher via J.-P. Besson, comm. écrit

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Pont de Mauléon	-	-	-	-	48	-	-	-	-

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Uthurbietta, fontaine d'	332,8	98,64	225	-

Annexe 6-8

Traçage de la rivière dite d'Aussurucq, réseau Etxanko Zola (commune d'Aussurucq), essai 2

- Organisme responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, stage de perfectionnement Ecole Française de Spéléologie.
- Lieu d'injection : rivière dite d'Aussurucq dans le réseau d'Etxanko Zola
- Date de l'injection : 11/07/80 l'après-midi
- Traceur : fluorescéine
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (relevés le 13/07/80 dans l'après-midi)
- Contexte géologique : Etxanko Zola se développe dans les calcaires urgoniens
- Observations : la coloration de 1984 (encadré 9) a prouvé que seule l'Apoura pouvait être colorée une centaine d'heures environ après l'injection. Mais cette coloration ci est restée sans réponse car les fluocapteurs ont été relevés environ 48 h après la coloration (le 13/07 dans l'après midi) vraisemblablement avant le passage du traceur.
- Bibliographie : J.-P. Besson, comm. écrite ; Bramoullé *et al*., 1981 ; Y. Bramoullé, comm. orale ; Centre Aturien de Recherche Sous Terre, juillet/Août 1980, n °3, p. 52-53.

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	Surveillance	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Rivière de la Bidouze	Visuelle	-	-	-	-
Ruisseau Ihityko (affluent de rive droite de la Bidouze)	Visuelle	-	-	-	-
Rivière de l'Arangoréna	Visuelle	-	-	-	-
Rivière de Guessalia	Visuelle	-	-	-	-
Abreuvoirs de la vallée sèche d'Echaltia	Visuelle	331,12	3096,96	605	
Rivière d'Ibargonéa	Visuelle	-	-	-	-
Ruisseau Péko Iba (affluent de rive gauche de l'Ibargonéa)	Visuelle	-	-	-	-
Rivière de l'Apoura, pont 213 m	Visuelle	338,33	3096,88	213	-
Uthurbietta, fontaine d'	Fluocapteur	332,8	98,64	225	-

Annexe 6-9

Traçage de la rivière dite d'Aussurucq, réseau Etxanko Zola (commune d'Aussurucq), essai 3

- Responsable de la coloration : Y. Bramoullé
- Associations responsables : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, Société Spéléologique et Préhistorique de Bordeaux
- Lieu d'injection : actif souterrain pérenne (siphon aval), réseau d'Etxanko Zola. Coordonnées Lambert : 330,737 - 96,877 - 638
- Date de l'injection : 30/04/84 à 20 h 30 et 31/04 à 16 h 20
- Traceur : 1ère injection avec peu de fluorescéine , 2ème injection forte quantité soit au total 7 kg de fluorescéine
- Dilution : solution alcaline (eau + ammoniac + soude)
- Méthode de surveillance : visuelle et fluocapteurs (restitution à l'alcool éthylique en milieu fortement basique)
- Débit estimé à l'injection : 20/30 l/s
- Contexte géologique : calcaires urgoniens (Aptien supérieur)
- Contexte climatique : temps sec à l'injection. Pendant le passage : forte pluie le 04/05 et pendant la nuit du 04 au 05/05
- Contexte hydrologique pendant le passage du colorant : 04/05 débits décroissants, crue 05/05 avec forte turbidité, le 07/05 eaux revenues approximativement à leur niveau du 30/04
- Observations visuelles : après la première injection, le colorant est apparu au siphon amont de Sinhikole à 23 h 30 (3 h pour 270 m environ)
- Bibliographie : Bramoullé, 1984

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Siphon amont de Sinhikole	330,7	96,61	595		3	270	43	89,9	15,95
Grande Trémie de Sinhikole	330,99	95,98	555		<120	932	83	>7,8	8,91
Apoura (80 m en amont des Cent Sources)	33,62	93,62	255		120	4350	383	36,2	8,81
Cent Sources (sortie aval)	333,647	93,611	255		120	4374	383	36,5	8,76
Apoura (pont d'Alçabéhety)	336,41	93,83	234			6439	404		6,27

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Ruis. d'Ibargonéa (pont de Camou)	336,1	95,849	220	
Ruis. d'Ibargonéa (pont d'Ossas)	337,64	98,85	190	
Uthurbietta	332,8	98,64	225	
Ruisseau Guessalia (1 km en aval d'Aussurucq)	335,23	100,23	183	
Exsurgence Garaybie (face à l'hôtel Anxo)	329,615	100,06	305	
Ruis. Arangoréna (lieu dit Etchebarne, Ordiarp)	332,382	102,321	195	
Ruis. Uthurroche à Lichans	338,37	93,08		
Bidouze (sources)	326,67	97,849	590	

Annexe 6-10

Siphon amont de l'émergence de Garaybie (commune d'Ordiarp)

Responsable de la coloration : E.-A. Martel ou E. Fournier
- Coloration organisée dans le cadre de la deuxième mission pour l'exploration des Pyrénées souterraines
- Lieu d'injection : 3e bassin amont de l'émergence de Garaybie.
- Date de l'injection : 03/08/1909
- Méthode de surveillance : visuelle
- Contexte géologique : émergence située au contact des calcaires d'Aussurucq jurassiques et des calcaires marneux albiens
- Bibliographie : Martel, 1911 ; Martel, 1930.

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Garaybie, émergence de	329,615	100,06	305		3,30'	≈ 18		5	

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Vierge, source de la	329,61	100,05	300	<1

Annexe 6-11

Perte de Léchagory 1 (commune d'Aussurucq)

- Responsable de la coloration : E. Delaitre
- Associations responsables : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques - Groupe Spéléologique Haut Pyrénéen
- Lieu d'injection : perte impénétrable temporaire de Léchagorry 1. Coordonnées Lambert : 331,42 - 97,15 - 573
- Date de l'injection : 08/08/91 à 11 h
- Traceur : 1 kg de fluorescéine
- Dilution : directement dans l'eau du ruisseau durant 30 mn
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (extraction au moyen d'une solution de potasse alcoolique)
- Débit estimé à l'injection : 2 l/s
- Contexte géologique : perte dans l'Oxfordien, émergence d'Uthurbietta située dans le calcaire d'Aussurucq (Callovien et Bathonien supérieur)
- Contexte climatique : colorant injecté après un orage. Pendant 20 jours, il n'y a aucune précipitation puis au début du mois de septembre, une période orageuse de deux jours
- Contexte hydrologique : le lendemain de la coloration le débit était presque nul
- Observations : les charbons sont négatifs jusqu'au 14/08. Ils sont positifs entre le 14/30/08 et très positifs entre le 30/08 et le 21/09

- Bibliographie : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, inédit

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Uthurbietta (l'émergence d')	332,8	98,64	225	20	<528	2031	348	<3,8	17,14
Ruisseau d'Uthurbietta (avant la retenue)	332,825	98,642	223	50	<528	2049	350	<3,9	17,08

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Cent Sources	33,6	93,62	255	

Annexe 6-12

Réseau Nébélé (commune d'Aussurucq)

- Responsable du traçage : N. Vanara
- Associations responsables : Collectif Nébélé - Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Lieu d'injection : Actif souterrain (débit estimé à 4 l/s), réseau du Nébélé. Coordonnées Lambert : 330,553 - 97,346 - 356
- Date de l'injection : 02/03/96 entre 16 h et 16 h 24
- Traceur : 2,4 kg de fluorescéine dilués directement dans l'eau du ruisseau
- Méthode de surveillance : visuelle et fluocapteurs (restitution à l'alcool éthylique en milieu fortement basique)
- Contexte géologique : Le réseau du Nébélé s'inscrit dans les calcaires d'Aussurucq (Dogger)
- Contexte climatique pendant le passage du colorant : temps sec
- Condition hydrologique pendant le passage du colorant : décrue
- Observations visuelles : Le 09/03/96 à 8 h 15, les eaux de la fontaine d'Uthurbietta sont fortement colorées. Le 10, la teinte verte de l'eau semble s'intensifier. Le 12, la coloration est moins forte. Le 14, la source, en crue moyenne, débite une eau claire.
- Bibliographie : Vanara, 1996

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Guessalia 1-14/03	333,32	99,07	210	300	136	3260	146	24	4,4
Uthurbietta (fontaine), toutes sources 1-14/03	332,82	98,662	224	250	136	2621	132	19,3	5
Uthurbietta (fontaine), la vasque 1-14/03	332,8	98,74	225	200	136	2644	131	19,4	4,9
Uthurbietta (fontaine), la vasque 14-25/03	332,8	98,74	225	200	512	2644	131	5,2	4,9
Uthurbietta (fontaine), tuyau 1-25/03	332,8	98,74	225	1	136	2644	131	19,4	4,9
Uthurbietta (fontaine), sorties de rive gauche 9-25/03. (Contamination possible par l'eau de la vasque)	332,81	98,65	225	1	512	2607	131	5,1	5

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Nébélé, siphon amont 2-?/03. Fluocapteur hors de l'eau	331,609	97,676	307	2
Nébélé, rivière 2-31/03	331,442	97,579	316	<1
Nébélé, arrivée d'eau intermédiaire 2-31/03	331,735	97,669	310	<1
Nébélé, perte à la grande faille 2-31/03	331,83	97,556	303	<1
Emergence de la grotte Arhex 1-25/03	333,127	93,327	270	100
Cent Sources, sortie amont 1-25/03	333,642	93,61	255	200
Cent Sources, sortie aval 1-25/03	333,647	93,611	255	200
Apoura aval 1-25/03	336,28	93,78	234	2000
Ibargonéa amont 1-25/03	335,91	95,6	225	50
Ibargonéa aval 1-25/03	335,98	95,68	224	50
Garaybie amont 1-25/03	329,63	31,1	280	20
Garaybie aval 1-25/03	329,68	31,3	259	20
Arangoréna, pont de Lahiolha 1-25/03	330,99	1,36	217	100
Uthurbietta (fontaine), la vasque 28/02-02/03	332,8	98,64	200	200
Uthurbietta (fontaine), la vasque 5-6/03	332,8	98,66	200	40
Uthurbietta (fontaine), toutes sources 1-7/03	332,82	98,66	250	50
Uthurbietta nord 1-25/03	332,8	98,74	7	10

Annexe 6-13

Gouffre-perte d'Otxolatzé n° 1 (commune d'Aussurucq)

- Responsable de la coloration : E. Delaitre
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Lieu d'injection : Otxolatzé n° 1, perte temporaire pénétrable. Coordonnées Lambert : 325,56 - 94,01 - 1016
- Date de l'injection : 12/04/91 à 15 h 00
- Traceur : 2,2 kg de fluorescéine
- Dilution : dans 10 l de solution ammoniacale
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (extraction au moyen d'une solution alcoolique de potasse (5 % en poids)
- Débit estimé à l'injection : 0,5 l/s
- Contexte géologique : calcaires marneux albiens (Albien). Les Cent Sources appartiennent à la zone des calcaires urgoniens (Aptien supérieur)
- Contexte climatique pendant l'injection : pluies faibles
- Contexte hydrologique : le débit à la perte était très faible. Quelques l/s tout au plus.
- Observations : A Arhanzéta, le gros du colorant est passé entre le 16 et le 27/04 (fluocapteurs "très positifs"). Le fluocapteur laissé entre le 12 et le 16/04 était seulement "positif". Aux Cent Sources, du 12 au 16/04 pas de passage du colorant. Seuls les fluocapteurs des périodes comprises entre le 12-27/04 et le 16-27/04 se sont révélés positifs. Des deux fluocapteurs de Camou (335,890 - 95,570 - 240), l'un a été trouvé vide, l'autre n'a pu être retrouvé.
- Bibliographie : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, 1991 ; E. Delaitre, comm. orale

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Arhanzéta (émergence d')	329,79	91,54	375	20/30	<88	4898	641	55,7	13,09
Cent-Sources (émergence amont)	333,62	93,62	255		<358	8049	761	22,5	9,45
Cent-Sources (joint)	333,62	93,62	255		<358	8049	761	22,5	9,45

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Bidouze Ouest	326,64	97,81	610	-

Annexe 6-14

Traçage de la rivière souterraine du TH2. Essai n° 1 (commune d'Aussurucq)

Responsable de la coloration : E. Delaitre
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Lieu d'injection : rivière souterraine pérenne du TH2. Coordonnées Lambert : 327,466 - 96,398 - 964
- Date de l'injection : 17/04/93
- Traceur : 1 kg de fluorescéine
- Dilution : dilué dans l'ammoniaque, injecté durant 20 mn
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (potasse dans l'alcool éthylique)
- Débit estimé à l'injection : entre 2 et 4 l/s
- Contexte géologique : calcaire d'Aussurucq (Callovien et Bathonien supérieur)
- Contexte climatique : pluie faible durant l'injection. Durant le passage : jeudi 15, pluie ; vendredi 16, très grosse pluie ; samedi 17, pluie faible ; dimanche 18, lundi 19, mardi 20, mercredi 21, beau temps)
- Contexte hydrologique : vendredi 16, crue ; samedi 17, forte crue ; dimanche 18, lundi 19,mardi et mercredi 21, forte décrue. Le 16 et le 17, le débit à la Petite Bidouze est multiplié par 10. Le TH151 siphonnait et le champ situé en dessous du pont de Menditte est inondé
- Observations visuelles : les fluocapteurs de la Petite Bidouze et du Zarobé ont été retrouvés à sec. J. Çubiat (maison Ibarnia - Béhorléguy) le 1er mai voit le Béhorléguy nettement vert à la hauteur du pont "286" en dépit des troubles causés par la crue. A l'époque, on n'avait pas pensé que la fluorescéine vue dans la rivière puisse être celle injectée dans le TH2 et on l'avait attribuée à une coloration parasite jusqu'à celle de 1996 (encadré 16). Le colorant est passé sur front de crue.
- Bibliographie : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques,1992 ; E. Delaitre et M. Douat, comm. orale

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Le Béhorléguy, pont "286", 2/07-1/08	318,49	97,67	286	1000	env. 346	9066	678	env. 26	7,5

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Zarobé, abreuvoir de l'émergence	326,68	97,46	715	-
Petite Bidouze	326,76	97,8	625	-
Garaybie, grotte de	329,615	100,06	305	-
Cent Sources	333,62	93,62	255	-

Annexe 6-15

Traçage de la rivière souterraine du TH2. Essai n° 2 (commune d'Aussurucq)

- Responsable de la coloration : E. Delaitre
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Lieu d'injection : rivière souterraine pérenne du TH2. Coordonnées Lambert : 327,568 - 96,456 - 915
- Date de l'injection : 20/03/94
- Traceur : 1 kg de fluorescéine
- Dilution : directement dans l'eau de la rivière durant 30 mn
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (potasse dans l'alcool éthylique)
- Débit estimé à l'injection : quelques l/s
- Contexte géologique : calcaire d'Aussurucq (Callovien et Bathonien supérieur)
- Contexte climatique : il a plu au début de la semaine puis le temps est resté beau pendant quinze jours
- Contexte hydrologique : basses eaux
- Bibliographie : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques,1994 ; E. Delaitre, comm. orale ; S. Vogrig, comm. orale.

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Petite Bidouze	326,76	97,8	625	-
Garaybie (grotte de)	329,615	100,06	305	-
Cent Sources	333,62	93,62	255	-

Annexe 6-16

Traçage de la rivière souterraine du TH2. Essai n° 3 (commune d'Aussurucq)

- Responsable de la coloration : N. Vanara
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Point d'injection : actif souterrain du réseau Landanoby (TH2), C.L. : 327,522 - 96,475 - 906
- Date de l'injection : 05/06/96 à 17h45
- Débit estimé à l'injection : <3 l/s
- Durée de l'injection : 45 mn directement
- Contexte géologique : calcaires d'Aussurucq (Jurassique)
- Contexte climatique : temps sec
- Contexte hydrologique : moyennes eaux à l'injection, puis étiage durant le passage
- Traceur : un peu plus de 2 kg de fluorescéine, dilués directement dans l'actif
- Méthode de surveillance : fluocapteurs (charbons actifs). Révélation : solution 10 % de potasse dans de l'alcool éthylique
- Bibliographie : Vanara, 1996

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Le Béhorléguy, pont "286", 2/07-1/08	318,49	97,67	286	700	648-1368	9111	620	14,1-6,7	6,8

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Ur Belcha, trop plein du réseau, 4/06 - 1/08	326,69	99,1	375	1
Ur Belcha, trop plein en ciment, 5/06 - 24/08	326,7	99,05	375	>20
La Bidouze, en aval d'Ur Belcha, 5/06 - 24/08	326,77	99,25	370	100
La Bidouze, sorties de rive gauche, amont Ur Belcha, 5/06 - 24/08	326,7	99	376	1
Cent Sources, sortie amont, 4/06 - 1/08	333,62	93,62	255	50
Cent Sources, sortie aval, 4/06 - 31/08	333,62	93,62	255	50
Apoura, retenue 4/06 - 31/08	336,03	93,78	234	2 000
Garaybie, pont de l'hôtel, 5/06 - 24/08	329,68	100,31	259	10
Arangoréna, pont Lohiolha, 5/06 - 31/08	330,99	101,306	217	<100
Zahagui, 5/06 - 22/08	321,96	100,52	305	10
Hosta Ur Handia, pont Bihurria, 5/06 - 22/08	323,03	104,55	190	1 000
Grande Bidouze, siphon, 4/06 - 3/07	326,64	97,81	610	<10
Grande Bidouze, porche, 4/06 - 30/08	326,64	97,81	610	<10
Petite Bidouze, vasque, 4/06 - 30/08	326,76	97,8	625	5
Petite Bidouze, galerie, 3/07 - 30/08	326,76	97,8	626	5
Zarobé, galerie d'entrée, 4/06 - 1/08	326,64	97,42	720	<2
Zarobé, abreuvoir, 4/06 - 3/07	326,68	97,46	715	<1
Ibargonéa-Camou, 4/06 - 31/08	326,7	97,43	719	20
Guessalia-Aussurucq, 4/06 - 29/08	333,32	99,07	210	20
Uthurbietta, vasque, 4/06 - 2/07	332,8	98,64	225	15

Annexe 6-17

Traçage du ruisseau des sources du Zarobé (commune d'Aussurucq)

- Association responsable : Société Spéléologique et Préhistorique de Bordeaux
- Lieu d'injection : ruisseau des sources du Zarobé devant la cabane forestière (C.L. : 326,66 - 97,51 - 700)
- Date de l'injection : 30/07/68 le matin
- Traceur : 200 g de fluorescéine
- Dilution : directement dans l'eau du ruisseau
- Méthode de surveillance : visuelle le matin et le soir, fluocapteurs posés après la coloration (révélation, solution de potasse diluée dans l'alcool éthylique)
- Débit estimé à l'injection :
- Contexte géologique : calcaires urgoniens (Aptien supérieur)
- Contexte climatique : mauvais temps du 28/07 au 02/08 avec des orages violents le 29/7 l'après-midi, le 30/7 au soir et le 31/07 à minuit ; le 03/08 quelques rayons de soleil
- Contexte hydrologique : très forte crue, les dolines d'Elsarré remplies d'eau ne pouvaient pas absorber la totalité des écoulements qui débordaient par dessus la reculée de la Bidouze, après l'orage du 29/07 le ruisseau décuple de volume
- Observations : les fluocapteurs contenaient des traces infimes de fluorescéine. Les résultats de cette coloration ont été vérifiés par ceux du traçage du 14/09/96 (encadré 18)
- Bibliographie : Laffite, 1971 ; M.-C. Bernés, notes de terrain ; J.-P. Besson, comm. écrite ; B. Chevet, comm. orale

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Grande Bidouze	326,64	97,81	610	≈ 24	301	90	12,5	29,9	-
Petite Bidouze	326,76	97,8	625	≈ 24	307	75	12,8	24,4	-

Annexe 6-18

Traçage de la rivière souterraine du Zarobé (EL 10) (commune d'Aussurucq)

- Responsable de la coloration : N. Vanara
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Point d'injection : actif souterrain du réseau Zarobé (EL 10), C.L. : 326,889 - 97,378 - 735
- Date de l'injection : 14/09/96 à 18h50
- Débit estimé à l'injection : 1 l/s
- Durée de l'injection : 10 mn
- Contexte géologique : calcaires massifs de l'Aptien à faciès urgonien
- Contexte climatique : temps sec jusqu'au 16/09 ; orage dans la nuit du 16 au 17 ; pluies fréquentes par la suite
- Contexte hydrologique : étiage jusqu'au 16/09, les eaux de la Bidouze se perdaient au-dessus de la prairie Olhagorena ; crue et fortes eaux à partir du 17, la Bidouze coule sur toute la longueur de son lit
- Traceur : 500 g de fluorescéine dilués directement dans l'actif
- Méthode de surveillance : visuelle pour le Zarobé et le 1er affluent de rive droite de la Petite Bidouze ; fluocapteurs pour les autres sorties (charbons actifs ; restitution, solution de potasse à 10 % dilué dans l'alcool éthylique)
- Observations visuelles : les sorties du Zarobé ont été vues très vertes le 17/09 [N. Vanara] et le 18/09 [M. Castan et G. Rivet, comm. orale]. A partir du 21/09, le colorant n'est plus visible aux sources Zarobé [des militaires, comm. orale].

Certains résultats de cette coloration doivent être pris avec précaution. En effet, de nombreuses émergences sont situées quasiment à la hauteur du lit de la rivière la Bidouze. La montée des eaux a eu pour conséquence que certaines sources ont pu être noyées sous les eaux de la rivière contenant de la fluorescéine. On ne peut donc savoir si les résultats positifs, donnés par les fluocapteurs placés à ces sources, sont imputables à l'eau des émergences ou à l'eau de la rivière. La contamination des fluocapteurs par la rivière est certaine dans le cas de "l'émergence, amont du frêne, rive gauche" et elle est possible pour : "Source des arbres couchés, rive gauche ; Ur Belcha, sortie tuyau en ciment ; Emergence, aval du frêne, rive gauche ; Petite source de rive droite ; Emergence rive droite, St-Just-Ibarre ; Emergence de rive gauche, St-Just-Ibarre".
- Bibliographie : Vanara, 1997

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Zarobé, vasque de l'entrée basse, 14-25/09	326,64	97,42	720	<1	66	253	15	3,8	5,9
Zarobé, à l'amont des abreuvoirs, 14-25/09	326,68	97,46	715	1	66	225	20	3,4	8,9
Zarobé, abreuvoirs, 14-25/09	326,68	97,46	715	1	66	225	20	3,4	8,9
Petite Bidouze, 1er affluent rive droite, 14-25/09	326,784	97,613	695	1	66	257	40	3,9	15,5
Petite Bidouze, 14-25/09	326,76	97,8	625	10	<257	441	110	>1,7	24,9
Grande Bidouze, 14-25/09	326,64	97,81	610	12	<257	499	125	>1,9	25,1
Source des arbres couchés, rive gauche, 14-25/09	326, 70	99	376	1	<257	1633	359	>6,4	22
Ur Belcha, sortie tuyau en ciment, 14-25/09	326,7	99,05	375	5	<257	1683	360	>6,5	21,4
Ur Belcha, sortie du réseau, 14-25/09	326,69	99,1	375	1	<257	1733	360	>6,7	20,8
Emergence, amont du frêne, rive gauche, 14-25/09	326, 76	99,22	370	1	<257	1847	365	>7,2	19,8
Emergence, aval du frêne, rive gauche, 14-25/09	326, 76	99,22	370	1	<257	1847	365	>7,2	19,8
Bidouze, lit de la rivière, 14-25/09	326, 77	99,28	370	100	<257	1906	365	>7,4	19,1
Petite source de rive droite, 14-25/09	326, 77	99,32	370	<1	<257	1946	365	>7,6	18,8
Emergence rive droite, St-Just-Ibarre, 14-25/09	324,59	4,3	185	2	<257	7294	550	>28,4	7,5
Emergence rive gauche, St-Just-Ibarre, 14-25/09	324,59	4,3	185	30	<257	7294	550	>28,4	7,5

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Petite Bidouze perte, 2e affluent de rive droite, 14-17/09	326,795	97,61	694	1

Annexe 6-19

Variation de la concentration en hydrogénocarbonates, dureté totale et calcium d'Uthurbietta durant trois épisodes de crue.

Date	t °C	HCO_3^- meq/l	mg/l	TH meq/l	mg/l	Ca^{2+} meq/l	mg/l	Débit meq/l	Turbidité mg/l
29/05/96	-	2,850	173,850	3,375	168,750	3,15	63	2	0
1/06/96	-	2,750	167,750	3,200	160,000	2,8	56	8	1
2/06/96	11,5	2,750	167,750	2,875	143,750	2,5	50	11	2
5/06/96	11,6	2,700	164,700	2,925	146,250	2,8	56	8,5	3
4/06/96	-	2,725	166,225	2,950	147,500	2,825	56,5	5	3
6/06/96	12	2,850	173,850	3,075	153,750	2,9	58	3	2
7/06/96	11,9	3,000	183,000	3,300	165,000	2,975	59,5	2,5	2
9/06/96	12	2,850	173,850	3,250	162,500	2,95	59	2,5	1
13/06/96	12	2,900	176,900	3,325	166,250	2,95	59	2,5	0
21/06/96	12,2	2,900	176,900	3,400	170,000	3,1	62	2,5	0
23/06/96	12,1	2,800	170,800	3,100	155,000	2,9	58	2	0
26/06/96	12,1	2,900	176,900	3,450	172,500	3	60	1	0
4/07/96	12,2	2,900	176,900	3,550	177,500	3,2	64	1	0
6/08/96	-	-	-	3,100	155,000	-	-	11	3
8/08/96	-	-	-	3,150	157,500	3	60	44	3
12/08/96	-	-	-	3,525	176,250	3,2	64	3	2
14/08/96	-	-	-	3,500	175,000	3,2	64	2	1
27/08/96	12,1	3,150	192,150	3,300	165,000	3,05	61	11,2	2
29/08/96	12,1	3,125	190,625	3,350	167,500	3,15	63	4	2
31/08/96	12,1	3,200	195,200	3,500	175,000	3,4	68	3,2	1
4/09/96	12,1	3,250	198,250	3,700	185,000	3,4	68	2,9	1
16/09/96	12,1	3,150	192,150	3,850	192,500	3,55	71	1,3	0

Annexe du chapitre 7

Annexe 7-1

Grottes et légendes des Arbailles

Un jour, le berger du cayolar d'Etchecortia blasphéma. Un aven s'ouvrit alors subitement et le cayolar, le berger et son chien tombèrent au fond de ce gouffre qui se tranforma ensuite en lac. Depuis, à la nuit de la Saint-Jean, on peut entendre le chien qui aboie au lac d'Etchecortia [un berger, comm. orale].

A la lisière du bois de Zouhoure, un pâturage est sur le versant de la montagne Azaléguy et, au milieu du versant, un antre dominant un abîme.

Autrefois les pasteurs d'alentours perdaient leur bétail et n'en trouvaient trace nulle part. Un jour un effroyable serpent sortit de l'antre pour aller boire.On vit sa tête à l'eau du ruisseau, et la queue encore près de l'antre. Il attirait les brebis par sa seule aspiration et les engloutissait. Que fallait-il donc faire ?

En ce temps, il y avait à Athaguy une chevalier, cadet de cette maison, qui n'avait peur. Il voulut savoir s'il serait maître du dragon. Il met une peau de vache pleine de poudre sur sa monture et il va. Quand il arriva à Harburia, il attache sa monture à une aubépine. De la crête de la montagne d'Azaléguy, il fait rouler par bonds et par sauts la peau au-devant de la caverne. Ah ! bien ! Le bon Dieu lui avait donné l'agilité. Il monte son cheval, comparable à l'éclair, descend le vallon, et se tourne vers Alçay. Il arrivait au col de Hangaitz, lorqu'il entend comme un bruit de cent clochettes derrière lui. Le dragon ayant avalé la peau de vache, la poudre avait pris feu. Il roula en bas du bois d'Ithé fracassant les jeunes hêtres du bout de sa queue. Par Aussurucq il arriva à la mer et s'y noya. Pour le chevalier d'Athaguy, le sifflement du dragon et le bruit convertirent son sang en eau ; il entra dans son lit et mourut;

Récité par M. Etchebarne en dialecte souletin, transcrit par M. Basterreix [Cerquand, 1992].

Annexe 7-2

Fiche technique du traçage gouffre de Nassine - source Honia (commune d'Ordiarp)

- Responsable de la coloration : N. Vanara
- Association responsable : Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques
- Organisme financeur : Conseil Général
- Point d'injection : actif souterrain du gouffre de Nassine, C.L. : 330,122 - 101,216 - 408
- Date de l'injection : 13/02/96 à 17 h 52
- Débit estimé à l'injection : 1 l/s. Le débit a été augmenté momentanément grâce à la construction d'une retenue et à l'apport extérieur de 20 l d'eau pour pousser le traceur.
- Durée de l'injection : 15 mn
- Contexte géologique : Flysch marno-calcaire (C2")
- Contexte climatique : crachin pendant une heure environ, puis temps sec
- Contexte hydrologique : fortes eaux (période humide)
- Traceur : 1 kg de fluorescéine dilué directement dans l'actif
- Méthode de surveillance : Visuelle directe et fluocapteurs (charbons actifs)
- Observations visuelles : A notre arrivée à 8 h 25 le 14/02/96, Uturi Honia crachait des eaux très colorées. La couleur verte a été visible jusqu'à 12 h
- Bibliographie : Vanara, 1996

Points de sortie ou de passage du traceur	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)	Transit (h)	Distance (m)	Dénivellé (m)	Vitesse (m/h)	Pente (%)
Uturi Honia	330,27	3100,98	250	40	14,28	277	158	19,4	57
Arangorena, Pont de Lohiolha	330,99	3101,36	217	100	-	-	-	-	-
Arangorena, Pont du Moulin	330,54	3101,13	227	100	-	-	-	-	-
Arangorena, à l'amont de Lohiolha	330,60	3101,18	225	100	-	-	-	-	-

Points surveillés où aucune sortie du traceur n'a été détectée	X	Y	Alt. (m)	Débit (l/s)
Source aux abreuvoirs, sortie est	330,17	3101,24	410	0,5
Source aux abreuvoirs, sortie ouest	330,17	3101,24	410	0,5
Ruisseau de la grange	330,6	3101,2	230	2
Source sous la maison Aguer	330,26	3100,92	240	0,5

Annexe 7-3

Tableaux d'analyses hydrochimiques

Date	13/10/76		23/11/83	
T °C extérieure	10		—	
T °C	8,8		9,3	
Turbidité gouttes de mastic	3		5	
Couleur en unité HAZEN	4		—	
Odeur	Inodore		—	
Matières en suspension (mg/l)	0		—	
pH	6,65		8,0	
C25° µs/cm	142,46		172,95	
Résidu sec 110 °C (mg/l)		150		
Extrait sec 180 °C (mg/l)	84,40	—		
Extrait sec sulfaté (mg/l)	106,70	—		
M théorique	88,23	107,23		
Unité de mesure	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l
TH	1,52	76,00	1,84	92,00
Deg. hydrotimétrique permanent	1,4	—	—	—
TA	0	—	—	—
TAC	1,28	—	1,62	—
Ca^{2+}	1,48	29,50	1,53	30,60
Mg^{2+}	0,04	0,55	0,31	3,78
Na^{+}	0,06	1,38	0,09	2,0
K^{+}	0,01	0,19	0,01	0,05
$Na^{+} + K^{+}$	0,07	—	0,10	—
HCO_3^-	1,28	78,08	1,85	112,85
Cl^-	0,15	5,15	0,03	1,07
SO_4^{2-}	0,00	0,01	0,06	3,00
NO_3^-	0,07	4,34	0,02	1,0
Somme cations	1,59	—	1,94	—
Somme anions	1,50	—	1,96	—
Erreur balance ionique	2,91	—	-0,48	—
Fe^{2+}	—	0,02	—	0,01
NH^{4+}	—	0	—	0
Al^{3+}	—	—	—	0,02
Mn^{2+}	—	—	—	0,01
NO_2^-	—	0	—	0
CO_3^{2-}	—	0	—	—
SIO_3^{2-}	0,107	4,080	—	—
PO_4^{3-}	—	0	—	0,20
SiO_3^{2-}	—	4,080	—	—
SiO_2	—	—	—	4,8
Oxygène cédé par KMnO4	—	—	—	0,2
milieu alcalin				
Anhydrique carbonique libre	—	3,47	—	—
Oxygène dissous 8°8	—	3,47	—	—
Sulfures et SH_2	—	0	—	—
Oxydabilité permanganique à	—	0,50	—	—
chaud milieu alcalin				
Chlore libre	—	0	—	—
As	—	<0,005	—	—
Cu	—	<0,005	—	—
Zn	—	0,008	—	—
Se	—	<0,001	—	—
Sr	—	0,116	—	—
Mn	—	<0,003	—	—
Al	—	0,006	—	—
Li	—	<0,001	—	—
F	—	0,400	—	—
Pb	—	<0,010	—	—
Cr	—	<0,005	—	—
Hg	—	<0,010	—	—
Sn	—	<0,020	—	—
Ag	—	<0,005	—	—
CN	—	<0,005	—	—
Cd	—	<0,005	—	—

Analyses chimiques de la source d'Ahusquy. [Université Bordeaux II in *Blanquefort, 1985 ; D.D.A.S.S., inédit ; complété].*

Date	10/11/83		13/01/83	
T °C	11,1			
Couleur	incolore			
Turbidité gouttes de mastic	10		10	
pH	7,6		8,1	
C25° µs/cm	509,98		363,6	
Résidu sec 110 °C (mg/l)	370			
M théorique	316,19			
Unité de mesure	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l
TAC	3,42	—	15,4	—
TH	5,56	278,00	3,8	190
Ca^{2+}	4,16	83,20	—	—
Mg^{2+}	1,40	17,08	—	—
Na^{+}	0,13	3,0	—	—
K^{+}	0,02	0,75	—	—
$Na^{+} + K^{+}$	0,15	3,75	—	—
HCO_3^-	3,40	207,40	—	—
Cl^-	0,06	2,13	0,04	1,4
SO_4^{2-}	2,06	99,00	0,81	39,0
NO_3^-	0,05	3,20	0,02	1,0
Somme cations	5,71	—	—	—
Somme anions	5,57	—	—	—
Erreur balance ionique	1,20	—	—	—
Fe^{2+}	—	0	—	0,05
NH^{4+}	—	0	—	0
Mn^{2+}	—	0,003	—	—
Al^{3+}	—	0,18	—	—
CO_3^{2-}	—	0	—	—
PO_4^{3-}	—	0,15	—	—
NO_2^-	—	0	—	0
SiO_2	—	7,8	—	—
Oxygène cédé par $KMnO_4$ en milieu alcalin	—	0,2	—	0,6

Analyses chimiques de la source la Vierge [D.D.A.S.S., complété].

Annexe du chapitre 8

Les financements des commissions syndicales

Les ressources ordinaires sont constituées par les produits domaniaux (ressources forestières et cynégétiques, pâturage, ressources liées au tourisme : chalets d'Iraty). Les rentrées importantes sont dues à la chasse : le premier poste de revenus depuis plus de 20 ans pour la Soule.

La chasse procure aux commissions syndicales des rentrées importantes d'argent, notamment en Soule. Cette source importante de revenu est utilisée pour l'aménagement de la montagne. L'engouement pour la chasse à la palombe a été facilité par la construction de pistes qui permettent un accès facile aux cols à une clientèle aisée. Chaque commission syndicale possède sa réglementation et ses lieux de pratique plus ou moins renommés.

En Ostabarret, les cols de Zuharry et de d'Othamendy sont concédés aux chasseurs par mise aux enchères.

En Cize, le syndicat loue le territoire à l'Association Intercommunale de chasse de Garazi qui regroupe les communes du pays de Cize. L'Association sous-loue après division en plusieurs zones. Il y a des zones louées pour un an aux hôteliers à qui elles permettent de s'assurer en arrière saison une clientèle fidèle peu regardante à la dépense; des zones de chasse au vol où des postes de tir numérotés en nombre contrôlé sont aménagés ; les possesseurs de cartes passent à tour de rôle dans chacun des postes; des zones de chasse à l'affût et des zones de chasse libre où les sociétaires peuvent pratiquer l'affût aussi bien que le tir au vol dans les cols. Enfin le syndicat gère directement le secteur d'Olhoby avec participation au partage du tableau, 10 % des prises soit environ 150 palombes.

En Soule, le phénomène cynégétique atteint une grande ampleur. Pour la chasse à l'affût dans les zones forestières, à l'exclusion des périmètres protégés des cabanes et des cols (forêt d'Etchelu et d'Holzarté), des cartes nominatives d'autorisation sont délivrées au tarif de 20 F pour les souletins et de 100 F pour les étrangers. Les autres modes de chasse sont mis en adjudication tous les trois ans pour la durée du 25 septembre au 18 novembre de chaque année :

- la chasse en cabane ou palombière est strictement réservée aux seuls souletins ayant résidence et activité principale dans l'une des 43 communes du Syndicat. Les postes sont simples à trois fusils ou doubles à 5 fusils. Dans la limite du nombre de fusils qui lui est ainsi concédé, chaque adjudicataire reçoit des cartes pour ses invités qui doivent être aussi souletins. Les cabanes sont louées de 50 à 7 500 F suivant la valeur présumée du poste. Une zone jalonnée de 250 m de rayon autour de la cabane est réservée à l'adjudicataire ;
- la chasse à tir au vol dans les cols et sur les lignes de crêtes est l'objet d'une adjudication ouverte à tous. Chaque lot prévoit un nombre de fusils allant de 3 à 12 suivant son importance avec cartes numérotées pour chaque invité. En action, les chasseurs ont l'obligation de se tenir dans un rayon de 50 mètres au plus de leur poste. Le Syndicat adjuge 28 postes aux prix de 1 000 à 46 000 F.

L'origine géographique des chasseurs est différente selon les types de chasse pratiqués :

- les adjudicataires des palombières, de par le règlement sont tous souletins, mais ce sont surtout quelques communes qui fournissent les contingents les plus importants comme Mauléon ou Licq-Athérey ;
- les adjudicataires des cols et crêtes ne sont pas tous étrangers, mais les cols les plus intéressants et donc les plus chers sont adjugés à des étrangers à la Soule. Depuis trois ans une certaine morosité touche le milieu cynégétique régional. Les changements migratoires de la palombe expliquent l'effondrement des prises. Le développement concurrentiel des Landes accentue un moindre intérêt pour la location des cols. On note la baisse du nombre des permis de chasse chez les jeunes et une baisse de la fréquentation par les chasseurs extérieurs à la région.

Les syndicats doivent équilibrer leur budget. Au niveau des dépenses, on distingue : les impôts y compris le foncier ; les frais de fonctionnement et de personnel ; les frais d'entretien (voirie, adductions d'eau, matériels et bâtiments) ; les intérêts des emprunts ; les investissements (travaux neufs et équipements).

Les recettes se partagent entre : l'autofinancement très variable d'une année à l'autre (entrées des cotisations et adjudications) ; les subventions du Ministère de l'Agriculture (route d'Ahusquy par exemple) et du Département (route d'Apanicé) ; les prêts du Fonds Forestier National (les conditions particulièrement favorables jusqu'en 1962 permettant le financement des routes forestières de Mayrulle-Zouhoure, d'Ahusquy… et des routes pastorales comme le goudronnage de la route Mendive-Apanicé) ; les prêts du Crédit Agricole, moins avantageux, ont servi à réaliser des routes pastorales comme celle de Mendive-Apanicé.

Annexe du chapitre 9

Principaux séisme enregistrés dans les Pyrénées occidentales

[J. Delaunay *in* Vogt, 1979 ; simplifié]

Date	Epicentre macrosismique		Lieux et aires affectés		Effets régionaux	Intensité (échelle MSK)	Degrè de connaissance du séisme
			Séisme régional	Séisme lointain			
	Régional	Lointain	Dans la région et hors d'elle	Dans la seule région			
580	?		Bordeaux, Pyrénées (sans autre indications), Espagne		Mouvements de terrain dans les Pyrénées		Médiocre
03/07/1618	Présumé régional		Béarn, Pau, Lescar		Dégâts à Pau, sonneries de cloches	Pau VI, Lescar VI	Médiocre
21/06/1660		Pyrénées de Bigorre		Bayonne, Pau, St-Jean-de-Luz	Pau : chutes de cheminées Bayonne : panique ?	Pau VII Bayonne VI ?	Médiocre
06/07/1714	Région de Bayonne		Bayonne et alentours		Largement ressenti	Bayonne V ?	Médiocre
24/05/1750		Pyrénées de Bigorre	Bayonne, Pau		Dégâts ? à Pau		Médiocre
05/01/1756	Présumé régional		Vallée de Baigorry		?		Médiocre
31/03/1761		Portugal		Bayonne, Bordères	?		Médiocre
13/03/1763	Présumé régional		Pau et environs			Pau V	Médiocre
Oct. 1772	Présumé	régional	Arudy		Dégats à Arudy		Médiocre
17/10/1773	Présumé régional		Arudy, Gan, Navarrenx, Oloron, Pau		Dégats à Oloron, mouvements de terrain dans la vallée d'Aspe, panique	Oloron VI-VII ?	Médiocre
10/08/1784	Région d'Oloron ?		Camou-Cihigue, Ogeu, Oloron-Ste-Marie ? , Pays de Soule		Dégâts à Ogeu	Oloron VI ? , Ogeu VI	Médiocre
15/01/1807	Présumé régional		Bayonne, St-Jean-Pied-de-Port, Mauléon, Oloron, Pau, Lourdes, Vallée d'Ossau, Espagne		Dégâts à Oloron	Oloron VI	Médiocre
22/5/1814	43°10' N 0°26 E		Aiguillon, Arudy, Asson, Bagnères-de-Bigorre ? Bénéjacq, Bordères, Clairac, Gan, Lourdes, Louvié-Juzon, Marmande, Navarrenx, Oloron-Ste-Marie, Pau, Tarbes, Espagne		Dégats sérieux : Gan, Louvie-Juzon, Bénéjacq, Oloron-Ste-Marie ; panique entrainant des blessés	Gan VII, Oloron VII, Louvie-Juzon VII, Bénéjacq VII, Tarbes VI, Lourdes VI, Arudy VI, Bordres V-VI	Moyen
14/07/1853	Présumé régional		St-Jean-de-Luz et environs, Sare, Urrugne, Espagne (Vera)		Légers dégâts à St-Jean-de-Luz ; réveil des dormeurs	St-Jean-de-Luz V	Médiocre
20/7/1854		Pyrénées		Les Eaux-Bonnes, les Eaux-Chaudes Gan, Igon, Laruns, Oloron-Ste-Marie, Pau	Panique, mouvements de terrain aux Eaux Bonnes		Médiocre
29/11/1858	Région de St-Jean-le-Vieux		Bayonne, Biarritz, Bricous, Cambo, Dax, Larceveau, Lasse, Lecumberry, Oloron, Ostabat, Peyrorade, Salies-de-Béarn, St-Jean-Pied-de-Port, St-Jean-le-Vieux, St-Palais		Légers dégâts à St-Jean-Pied-de-Port, St-Jean-le-Vieux, Lecumberry, Bayonne ; tintements des cloches à Bayonne, Lasse, Larceveau, Cambo	St-Jean-Pied-de-Port V, St-Jean-le-Vieux VI Lecumberry VI, Lasse V-VI, Larceveau V-VI, Bayonne V-VI Cambo V-VI	Moyen
27/01/1880	Présumé régional		Région de St-Etienne-de-Baïgorry		Panique		Médiocre
06/05/1902		Pyrénées de Bigorre		Ensemble de la région	Chutes de cheminés à Accous, Lées-Athas, Osse, Bédous, Oloron ; dégâts à Sarrance ; mouvements de terrain dans la vallée d'Aspe	Lées-Athas VI, Osse VI, Sarrance VI-VII, Bédous VI Oloron VI	Moyen
24/07/1911	43°11'N 0°14'W		Ensemble de la région, Aquitaine, Pyrénées de Bigorre		Dégâts à Aramits, Arros, Arthez d'Ason, Bénéjacq, Bosdarros, Gan, Nay ; panique à Coarraze, Oloron-Ste-Marie ; mouvements de terrain aux Eaux-Bonnes	Nay VI-VII Bénéjacq VI-VII Arthez-d'Asson VI Gan VI, Bosdarros VI Arros VI, Aramits VI	Moyen
22/02/1924		Pyrénées de Bigorre		Ensemble de la région	Dégâts à Nay, Arudy, Arthez-d'Asson, Louvie-Juzon, Capbis	Arudy VII, Louvie-Juzon VI-VII, Arthez-d'Asson VI, Nay VI	Bon
01/01/1934		Frontière franco-espagnole		Ensemble de la région	Réveil de dormeurs	Aldudes V, Bidache V, Ainhoa V, Hasparren V, Macaye V, Hosta V, Anhaux V	Moyen
17/01/1948	43°10'N 0°44'W		Régions de Iholdy, Sauveterre, Pau, Nay, Urdos, Licq-Athérey		Dégâts à Ance, Oloron-Ste-Marie	Oloron-Ste-Marie VI Ance VI	Bon
07/02/1952	43°6'N 0°44'W		Sud-est de la région		Dégats dans la région d'Arette	Arette VI-VII, Lanne VI Oloron-Ste-Marie V-VI	Bon
15/02/1956	43°13'N 0°38'W		Sud de la région		Dégats à Arette, Estialescq, Moumour, Oloron-Ste-Marie ; panique à Estos	Arette VI, Estialesq VI, Oloron VI, Gurmençon VI, Estos VI	Bon
13/08/1967	43°05'N 0°45'W		Ensemble de la région, Aquitaine, Roussillon, Pyrénées ariègeoises et Comminges, Pyrénées de Bigorre, Espagne		Dégats importants à Arette, Lanne, Montory, Aramits, Hauxx ; dégâts à Issor, Ance, Féas, Goës, Oloron, Ste-Engrace, Etchebar… 62 communes sinistrés, 1 mort, une quinzaine de blessés, mouvements de terrain	Arette VIII, Lanne VIII Montory VIII Aramits VII-VIII Haux VII-VIII, Sunhar VII Lécumberry VII Ispoure VII	Bon
31/12/1972	43°24'N 0°40'W		Région de Lacq			Abidos V, Arance V, Laà-Mondrans V, Lacq V marsillou V, Lagor V, Mont-Audejos V, Mourenx V, Sauvelade V, Viellesegure V	Bon
13/12/1973	43°8'N 0°15'W		Sud-est de la région, Pyrénées de Bigorre		Légers dégâts à Nay, Bénéjacq, Montaut, Bordes	Nay VI-VII, Bénéjacq VI Montaut VI, Bordes VI, Lagos V	Bon
12/09/1977		Espagne		Sud de la région	Panique à Larrau, Ste-Engrâce ; réveil de dormeurs à Montory, Tardets, Lanne	Larrau V, Ste-Engrâce VI Montory V, Lanne V Tardets V	Moyen

Bibliographie

ALIMEN H. -1964- Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mém. expl. carte géologique détaillée Fr.*, 394 p., 117 fig., 488 réf. bibl., 12 pl. h.t.

ALIMEN H. et CAILLERE C. –1964– Caractérisation des nappes quaternaires des Pyrénées de la Bigorre et du Béarn par leurs minéraux argileux et essai d'interprétation climatique. *Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest, t. 35, fasc. 4*, p. 373–396, 14 fig., 8 tabl.

ANDRIEU V. -1987- Le paléo-environnement du piémont nord-pyrénéen occidental de 27 000 B. P. au Postglaciaire : la séquence de l'Estarrès (P.A., F) dans le bassin glaciaire d'Arudy. *C. R. de l'Académie des Sciences, Paris, t. 304, série II, n° 2*, p. 103-108, 2 fig., 13 réf. bibl.

ANDRIEU V. -1991 - Paysages de la haute Garonne depuis les temps glaciaires. *Revue géographique des Pyrénées et du sud-ouest, t. 62, fasc. 1*, p. 95-99, 3 fig.

ANTEA -1995- Etude hydrogéologique des sources de Bussunarits (64). *S.I.A.E.P. de St-Jean-le-Vieux - Bussunaritz*, 16 p, 10 fig., 10 pl. h.t., .

ASSOCIATION FRANCAISE D'ETUDE DES SOLS. A. F. E. S. -1992– Référentiel pédologique. Principaux sols d'Europe. Techniques et pratiques, *Institut National de la Recherche Agronomique. I. N. R. A.*

AUDRA P. -1994- Karsts alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'Ile de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). *Karstologia Mémoires n° 5, Association française de karstologie et Fédération française de spéléologie,* 279 p., 119 fig., 39 tabl., 59 ph.

BACHELIER -1968- Problèmes relatifs à l'atmosphère du sol et utilisation possible d'un détecteur de gaz pour la mesure de sa teneur en gaz carbonique. *Cah. ORSTOM, Pédologie, 6, 1,* p. 95-104.

BAFFALIO S. -1995- Approche stationnelle d'une hêtraie sur roches calcaires. *Office National des Forêts, Direction de Mauléon, Direction Régionale Aquitaine, Service Régional des Pyrénées Atlantiques,* 44 p, 13 fig., 43 réf. bibl., 5 tabl. h.t.

BAFFALIO S. -1995- Préétude pour une typologie des stations forestières du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales). *Office National des Forêts, Direction de Mauléon, Direction Régionale Aquitaine, Service Régional des Pyrénées Atlantiques*, 112 p, 52 fig., 10 tabl., 43 réf. bibl., 11 tabl. h.t.

BAKALOWICZ M. -1979- Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. *Laboratoire souterrain du C.N.R.S. de Moulis, Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6e,* 269 p.

BARANDIARAN DE J.–M. –1972-1973– Obras completas, tomo 1 Diccionario ilustrado de Mitologia Vasca, tomo 2 Eusko-folklore. *La gran Enciclopedia Vasca, Bilbao.*

BARBARY J.-P., COLLIGNON B., MAIRE R., CHEN S. et SHI M. -1989- Karst et environnement en Chine du Sud. *In* Gebihe 89, karsts de Chine., *Karstologia Mémoires,* p. 192–208., 1 fig., 10 ph.

BARBIER J. -1931- Contes et légendes du Pays Basque. *Imp. Delagrave.*

BARRERE P. -1963- La période glaciaire dans l'ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France, n° 7*, p. 516-526.

BASTIN B. -1978- L'analyse pollinique des stalagmites : une nouvelle possibilité d'approche des fluctuations climatiques du Quaternaire. *Annales de la Société Géologique de Belgique, t. 101*, p. 13–19, 1 fig.

BASTIN B. -1990- L'analyse pollinique des concrétions stalagmitiques : méthodologie et résultats en provenance des grottes belges. *Karstologia Mémoires n° 2, Colloque Remplissages karstiques et paléoclimats*, p. 3-10, 6 fig., 2 tabl.

BATTIAU-QUENAY Y. -1993- Le commentaire de carte par la coupe et le croquis. *Masson éd.*

BAUER J. -1993- Introduction à l'hydrologie du massif karstique de Arbailles (Pays de Soule, Pyrénées-Atlantiques). *Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, Pau,* 22 p, 11 fig. h.t.

BAUER J. -1994- Arbailles. Le TH2 au coeur du problème ou "cherche pas plus bas : la discordance est dans le puits d'entrée""un Nébélé dans le Jurassique au coeur du massif karstique central (forêt des Arbailles)". *Eths Ueilhs Deth Gave n°97, Groupe Spéléologique Oloronais, Oloron-Sainte-Marie,* p. 6-10, 1 fig. h.t.

BAUER J. -1995- Le massif des Arbailles. Iteko Ohiana. *Comité départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques,* 15 p., 22 réf. bibl., 17 fig. h.t.

BAUER J., BRAMOULLE Y et DOUAT M. -1991- Introduction à l'hydrologie du massif karstique de Arbailles (Pays de Soule, Pyrénées-Atlantiques). *Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques, Pau,* 22 p., 11 fig. h.t.

BAULIG H. -1949- Causalité et finalité en géomorphologie. *In* Glacier and Climate. *Geog. ann.*, p. 321-324.

BEGUE M., BENJAMIN D. et CALVET B. -1976- Le secteur nord de Lourdes : le modelé d'une marge glaciaire et son évolution au Quaternaire. *Travaux d'Etudes et de Recherches, Univ. de Pau, Département de Géographie,* 207 p., 115 réf. bibl.

BELIARD C. -1970- Contribution à l'étude hydrologique et géochimique du bassin du Saison. Pyrénées-Atlantiques. *Thèse de 3° cycle, Géologie de l'Environnement, Géologie continentale, Faculté des Sciences, Bordeaux,* 67 réf. bibl., 54 fig. h.t., 5 pl. h.t.

BIDOU J.-E. et FAVORY M. –1972– Les formes du karst et leur évolution dans deux massifs calcaires de l'ouest des Pyrénées centrales. *Travail d'Etudes et de Recherches, Université de Bordeaux III,* 74 p, 7 fig., 48 ph., 36 réf. bibl., 5 tabl. h.t., 23 pl. h.t.

BINI A. -1994- Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien. L'exemple du karst lombard (Italie). *Karstologia,* p. 33-53, 17 fig., 7 ph.

BINI A., QUINIF Y., SULES O. et UGGERI A. -1992- Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiori (Lombardie, Italie). *Karstologia n° 19, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie*, p. 23-30, 13 fig., 4 ph., 6 réf. bibl.

BINI A. et QUINIF Y. -1996- Datation de croutes calcitiques dans la grotte Il Forgnone (Italie) : évolution et néotectonique. *Speleochronos n° 7, Centre d'études et de recherches appliquées au karst*, p. 3-8, 9 fig., 1 tabl., 4 réf. bibl.

BIROT P. -1937- Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales. *Thèse, Paris.*

BISHOFF J.-L. et ROSENBAUER R.-J. -1981- Uranium series dating of bones and carbonate deposits of the Caune of Arago at Tautavel. *Colloque international : Datations absolues et analyses isotopiques en Préhistoire, Tautavel, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris,* p. 327–347.

BLANC J.-J. -1992- Signification géodynamique des réseaux étagés du canyon de Baudinard (moyennes gorges du Verdon). *Karstologia n° 20, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 38-48, 11 fig., 3 ph., 37 réf. bibl.

BLANQUEFORT G. -1985- Ressources thermales méconnues ou oubliées des Pyrénées Atlantiques. *Thèse d'Etat, Université de Bordeaux II, Unité d'enseignement et de recherche des Sciences Pharmaceutiques,* 215 p., 14 fig., 11 croq., 33 tabl., 11 graph., 10 cartes, 27 pl., 23 réf. bibl.

BOILLOT G. -1984- Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, *Masson éd. , Paris*, p. 5-81.

BOILLOT G. et CAPDEVILLA R. -1977- The Pyrenees : subduction and collision?. *Earth and Planetary Sciences Letters n° 6, 35*, p. 151-160.

BOIRIE J.-M. et SOUQUET P. –1982- Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine,* p. 405–435.

BOISSONNAS J., LE POCHAT G., THIBAULT C. et BERNATZKY M. –1974- Notice et carte géologique d'Ilholdy. *Coll. carte géologique au 1/50 000e, Bureau de Recherches Géologiques et Minières,* 36 p., 35 réf. bibl., 1 tabl. h.t., 1 carte h.t.

BOSSET J.-C. et STRIEBEL L. –1994– Etude structurale de la partie Sud-Est du bloc des Arbailles (Pyrénées Atlantiques). *Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs. Université de Toulouse. Elf-Aquitaine Production,* 55 p., 34 fig., 7 cartes, 11 réf. bibl.

BOUSQUET G. -1985- Massif des Arbailles. Secteur Ursula. Béhorléguy. *Spélunca, Fédération Française de Spéléologie, t. 19,* p. 10.

BRUNET M.-F. -1984- Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geol. Mag., 121, 5,* p. 421-428.

BUGNICOURT D., CLARACQ P., DUPERON J., PRIVE-GILL C. et SAUVAGE J. –1988- Sédimentologie, bois fossiles et palynologie d'une couche à lignite de Capvern (Plateau de Lannemezan, Hautes-Pyrénées). *Bull. Centres Rech. Explor. -Product. Elf-Aquitaine n° 12,* p. 739-757.

BUTLER H. -1987- Richesses naturelles et archéologiques des Arbailles. Propositions pour leur conservation. *Délégation régionale à l'architecture et à l'environnement d'Aquitaine,* 60 p., 2 tabl., 11 ph., 10 cartes, 23 réf. bibl., 3 tabl. h.t.,

CALLOT Y. -1978- A propos des plateaux ardéchois : karsts. Rapports fond-surface et évolutions des paysages calcaires. *Thèse de 3ème cycle, Université de Reims, Géographie Physique,* p. 384.

CAMUS H. -1997- Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées : l'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. *Karstologia n° 29,* p. 23–42, 14 fig., 2 tabl., 36 ph., 45 réf. bibl.

CANEROT J. -1964- Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (Basses Pyrénées). *Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Toulouse*, 200 p., 34 fig., 107 réf. bibl., 7 pl. h.t.

CANEROT J. -1987- Evolution géodynamique jurassique et éocrétacé de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). Conséquences structurales. *C. R. A. S., t. 3052,* p. 297-300, 2 fig.

CANEROT J. -1989- Rifting éocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. *Bulletin du Centre de Recherche-Exploration Elf Aquitaine, fasc. 13, n° 1,* p. 87-99, 7 fig., 26 réf. bibl.

CANEROT J. -1989- Récifs et mudmounds albo-aptiens des Pyrénées occidentales : une approche génètique par la stratigraphie séquentielle. *Compte-rendu Académie des Sciences, Paris, t. 308, série II, n° 1,* p. 57–62, 2 fig.

CANEROT J. -1989- Mise en place et évolution des bassins jurassiques et éocrétacé des Pyrénées. *Colloque Association des Géologues du sud-ouest, A.G.S.W. Pau*.

CANEROT J. -1991- Compative study of the Eastern Iberides (Spain) and the Western Pyrenees (France) Mesozoic basins. *Paleogeography, Paleoeclimatology. Paleoecologie,* 87 p. 1-28, 19 fig.

CANEROT J. -1996- Géodynamique des bassins et stratigraphie séquentielle. L'exemple de la marge ibérique des Pyrénées occidentales au Mésozoique. *Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier, Toulouse,* 123 p., 33 réf. bibl.

CANEROT J., LENOBLE J.-L., VILLIEN A. -1989- Stratigraphie séquencielle et discontinuités sédimentaires. Exemples ouest-pyrénéens (géologie superficielle) et sud-aquitains (géologie de surface). *Strata, (1), 5,* p. 13-16, 2 fig.

CANEROT J., VILLIEN A. et LENOBLE J.-L. -1990- Sequence stratigraphy and sedimentary unconformities : western Pyrenees (field data) and Southern Aquitarian basin (subsurface data), examples. *Bulletin de la Société Géologique de France, fasc. 8, n° 6, 8 t.,* p. 999-1000, 5 fig., 11 réf. bibl.

CANEROT J. et LENOBLE J.-L. –1991– Rifting sur une marge en distension, puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises. *Excursion 27 et 28 avril 1991, Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université Paul Sabatier, Toulouse*, 114 p., 40 fig., 60 réf. bibl.

CAREY S.-W. -1958- The tectonic approach to continental drift. *Symp. continental drift, Univ. Tasmania,* p. 177-355.

CAROZZI A.-V., BOUROULLEC J., DELOFFRE R. et RUMEAU J.–L. –1972– Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. *Bull. Centre Rech. Pau, S. N. P. A., vol. spécial n° 1,* 594 p.

CASTANY G. -1967- Traité pratique des eaux souterraines. *Dunod éd., Paris*, 661 p.

CASTANY G. -1967- Eaux thermominérales. *In* Traité pratique des eaux souterraines. *Dunod éd., Paris*, p. 559-645, 47 fig., 37 réf. bibl.

CASTERAS M. -1970- Notice et carte géologique de Lourdes. *Coll. Carte géologique au 1/50 000e, Bureau de Recherches géologiques et minières,* 20 p., 1 tabl. h.t., 1 carte h.t.

CASTERAS M. -1975- Les Pyrénées. *In* Géologie de la France, *Doin éd.*, t. 1, p. 296-345, 20 fig.

CASTERAS M. et coll. -1970- Notice et carte géologique : Oloron-Sainte-Marie. *Coll. Carte géologique au 1/50 000e. Bureau de Recherches Géologiques et Minières,* 19 p., 1 carte h.t.

CASTERAS M. et coll. -1971- Notice et Carte géologique de Tardets-Sorholus. *Coll. Carte géologique au 1/50 000e, Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 20 p., 1 carte h.t..

CERQUAND J.-F. -1992- Légendes et récits populaires du Pays Basque. *Réédition Aubéron éd., Bordeaux*.

CHABOT G. -1927- Les plateaux du Jura central. *Thèse d'Etat de Géographie, Strasbourg*.

CHAMBRE SYNDICALE DE LA MEGISSERIE LAINIERE -sans date- Ectoparasites des ovins. Leurs répercusions cutanés. Autres défauts de la peau. *Chambre syndicale de la mégisserie lainière,* 10 p., 1 tabl., 12 ph.

CHICOT D. et COMBE M. -1986- Diagnostic de l'intérêt thermal de sources oubliées du Pays de Soule. *Bureau de Recherche Géologique et Minière, Syndicat intercantonnal du Pays de Soule*.

CHICOT D. et MONDEILH C. –1984– Etude sur la protection des captages et de nappes d'eau souterraine dans le département des Pyrénées Atlantiques. Deuxième phase : rapport de synthèse des captages d'alimentation en eau potable et carte de vulnaribilité. *Département des Pyrénées-Atlantiques, D.D.A.F., D.D.A.S.S., B.R.G.M.,* 41 p., 20 fig., 5 tabl.

CHIMITS P. -1966- Equipement sylvo-pastorale de la montagne basque (syndicats de Cize et de Soule). *Revue forestière française n°10*, p. 621-626.

CHOLLEY A. -1925- Les Préalpes de Savoie. *Thèse*.

CHOUKROUNE P. -1973- Phases tectoniques d'âge variable dans les Pyrénées : évolution du domaine plissé pyrénéen au cours du Tertiaire. *C.R.A.S.*, (D), *t. 276,* p. 909-912.

CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SEGURET M. et SIBUET J.–C. –1973– Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth Planet Sc. Lett.*, 18, p. 109-118.

CHOUKROUNE P., SEGURET M. et GALDEANO A. -1973- Caractérisation et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relation entre zone orogénique et mouvement des plaques. *B.S.G.F. n° 5-6*, p. 600–611, 10 fig.

CHOUKROUNE P. -1974- Structure et évolution tectonique de la zone nord pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Thèse d'Etat Sc., Univ. de Montpellier,* 216 p.

CHOUKROUNE P. et MATTAUER M. -1978- Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec les modèles actuels. *B.S.G.F. n° 5, (7), t. 20,* p. 689-700, 7 fig.

CLAUDE D. -1990- Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale des dépôts mésozoïques au nord du massif de Labourd. Rôle de la faille de Pamplona (P. B.). *Th. Doctorat géol., Bordeaux.,* 437 p., 225 fig., 1 carte, 430 réf. bibl.

COLLIGNON B. -1983- Spéléogénèse hydrothermale dans les Bibans (Atlas Tellien-Nord de l'Algérie). *Karstologia n° 2, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 45-54, 11 fig., 3 tabl., 8 ph.

COLLIGNON B. -1983- Rhar Es Skhoun. Etude d'une grotte thermale de la région des Bibans. Algérie du Nord. *Spélunca n° 12, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 19–24, 1 tabl., 1 graph., 8 ph., 1 carte, 10 réf. bibl.

COMBAZ A. -1964- Les palynofaciès. *Rev. Microp., t. 7, n° 3,* p. 205-218.

COMBES P.-J. -1969- Recherches sur la genèse des bauxites dans le nord-est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). *Mémoires du Centre d'Etudes et de Recherches Géologiques et Hydrogéologiques, Université de Montpellier, C.E.R.G.A.*, 342 p., 71 fig., 28 tabl., 238 réf. bibl., 74 ph. h.t.

COMBES P. -J. et PEYBERNES B. –1987– Les altérites et les brèches des Pyrénées basco-béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. *C. R. de l'Académie des Sciences, Paris, t. 305, série II,* p. 49-54, 2 pl. h.t.

COMMISSION DE PEDOLOGIE ET DE CARTOGRAPHIE DES SOLS. C. P. C. S. -1967- Classification des sols.

CORBEL J. - 1957 - Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison (étude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires). *Mém. Doc. Inst. Et. Rhodaniennes, Université de Lyon,* 12, 531 p.

CORBEL J. -1959- Erosion en terrain calcaire. *Annales de Géographie,* 366, p. 97.

COURTAUD P. et EBRARD D. –1996– La fouille d'une sépulture collective du Bronze ancien dans le massif des Arbailles : la grotte d'Elsarreko karbia. Premiers résultats. *In* Les Pyrénées dans une Aquitaine, terre d'accueil, terre d'exil. *Fédération Historique du Sud-Ouest, Société des Sciences, Lettes et Arts de Pau et du Béarn,* p. 11-28, 2 cartes, 14 réf. bibl., 16 fig. h.t., 13 ph. h.t.

COUVREUR G. -1988- Essai sur l'évolution morphologique du Haut Atlas central calcaire (Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique n°318, Rabat,* 391 p.

CVIJIC J. -1893- *Das Karstphänomen. G. Ab.*, V., p. 217–330.

DAIGNIERES M., GALLARD J., BANDA E. et HIRN A. -1982- Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range. *Earth Plan. Sc. Lett., 57*, p. 88-100.

DAVIS W.-E. -1899- The geographical cycle. *Geogr. Journ., 14*, p. 481-504.

DEBOURLE A. et DELOFFRE R. -1976- Pyrénées occidentales, Bearn, Pays Basque. *Guide géologique régionaux. Masson éd., Paris*, 175 p., 91 fig., 10 pl. h.t.

DEBROAS E.-J. -1987- Modèle du bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanien de la Ballongue. *B.S.G.F. (8), t. 3, n° 5,* p. 887-898, 6 fig.

DELAITRE E. -1995- Massif des Arbailles. Base de données.*Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques*. 315 p.

DELANNOY J.-J. -1981- Le Vercors septentrional. Le karst de surface et le karst souterrain. *Thèse de 3ème cycle, Grenoble*, p. 517.

DELANNOY J. -J. -1984- Le Vercors : un massif de la moyenne montagne alpine. *In* Karsts des Alpes occidentales. *Karstologia n°3,* p. 34–45, 10 fig., 6 tabl., 3 ph., 17 réf. bibl.

DELANNOY J.-J. -1997- Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphologéniques du karst. *Thèse de doctorat d'état, Université de Grenoble 1*, 678 p.

DELFAUD J. -1969- Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur. *Thèse de Doctorat, Sciences Naturelles, Université de Bordeaux, 5 t.,* 875 p., 117 fig., 6 tabl., 5 pl.

DELFAUD J. -1969- Le massif des Arbailles. *In* Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur. *Thèse de Doctorat, Sciences Naturelles, Université de Bordeaux,* p. 150-403, 1 croq., 1 carte.

DELFAUD J. -1969- Présentation d'une recherche sur la dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, t. 106, série B, n° 2,* 4 fig., 18 réf. bibl.

DELFAUD J. -1984- Histoire des bassins sédimentaires qui se sont succédés dans les Pyrénées occidentales. *In* Traversée des Pyrénées occidentales de Bérenx à Sanguesa, *Université de Pau et des Pays de l'Adour, I-3*, p. 25-49, 12 réf. bibl.

DELFAUD J. et SERVANT M. – 1971– Les grands traits de l'Urgo-aptien du massif des Arbailles (Basses Pyrénées). *Bulletin de la Société Linnéenne de Bordeaux, t. 1, n° 3,* 71 p., 6 fig., 11 réf. bibl.

DENDALETCHE C. -1973- Le massif des Arbailles. *In* Guide du Naturaliste dans les Pyrénées occidentales. Moyennes montagnes. *Delachaux et Niestlé éd., Neuchâtel, Suisse, t. 1,* p. 280–292, 5 fig.

DENDALETCHE C. -1973- Guide du Naturaliste dans les Pyrénées occidentales. Eléments de géologie, écologie et biologie pyrénéennes. Moyennes montagnes. *Delachaux et Niestlé éd., Neuchâtel (Suisse), t. 1,* 348 p., 114 fig., 48 tabl., 3 réf. bibl.

DENDALETCHE C. -1973- Ecologie et peuplement végétal des Pyrénées occidentales. Essai d'écologie montagnarde. *Thése, Nantes,* 661 p.

DERRUAU M. -1972- Les formes du relief terrestre. Notions de géomorphologie. *Coll. Initiation aux études de géographie, Masson éd.,* 120 p, 111 fig., 7 ph., 9 réf. bibl.

DERRUAU M., sous la dir. de – 1996- Composantes et concepts de la géographie physique. *Armand Colin éd.*, 256 p.

DIOT M.-F. -1991- Le palynofaciès en archéologie : intérêt de son étude. *Revue d'Archéométrie n° 15*, p. 54-62, 2 fig.

DIOT M.-F. -1989- Etudes palynologiques du remplissage de la grotte Vaufrey. *In* RIGAUD J.-P. dir., La grotte Vaufrey (Dordogne), paléoenvironnement, chronologie, activités humaines. *Mémoires de la Société Préhistorique française, t. 19,* p. 75-88., 5 fig.

DOUAT M. et SALOMON J.-N. – 1994- Nouveaux traçages sur le massif de la Pierre Saint-Martin (Pyrénées-Atlantiques). Choix d'un site pour l'implantation d'une nouvelle station d'épuration. *Karstologia n° 23, Fédération Française de Spéléologie et Association française de Karstologie,* p. 9-18, 7 fig., 5 tabl., 5 ph., 10 réf. bibl.

DUBAR G. -1926- Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le nord-ouest de l'Espagne aux temps jurassiques. *C. R. 14e cong. géol. int., Madrid,* p. 585-589.

DUCASSE L., MULLER J. et VELASQUE P. C. -1986- La chaîne pyrénéo-cantabrique : subduction hercynienne, rotation crétacé de l'Ibérie et subductions alpines différentielles. *C.R.A.S., t. 303, (2)*, p. 419-424.

DUCASSE L., VELASQUE P. -C. et MULLER J. -1986- Glissement de couverture et panneaux basculés dans la région des Arbailles (Pyrénées occidentales) : un modèle évolutif crétacé de la marge nord-ibérique à l'est de la transformante de Pamplona. *C.R. de l'Académie des Sciences, Paris, t. 303, série II,* p. 1477-1482, 1 pl., 13 réf. bibl.

DUCASSE L. et VELASQUE P.-C. –1988– Géotraverse dans la partie occidentale des Pyrénées de l'avant pays aquitain au bassin de l'Ebre : effet d'une inversion structurale sur l'édification d'une chaîne intracontinentale. *Th. doct. Sc., Aix Marseille 3*, 197 p.

E. C. O. R. S. Pyrenees Team – 1988– The E. C. O. R. S. deep reflection seismoc survey across the Pyrenees. *Nature, London,* 331 p. 508-511.

EBRARD D. -1985- Grottes et société agro-sylvo-pastorale. 31 p., 61 réf. bibl., 25 fig. h.t., 2 tabl. h.t., 1 carte h.t.

EBRARD D. -1994- Trajets archéologiques. *In* Le Pays de Soule. *Izpegi,* p. 53-91, 8 ph., 92 réf. bibl.

EBRARD D. -1995- Prospection, conservation et valorisation du patrimoine archéologique du massif des Arbailles, Pyrénées-Atlantiques., 17 p., 14 cartes.

FABRE C. et NAVARRE J.-C. – 1992– Le Mésozoïque du bloc des Arbailles : structuration et sédimentation. *I. F. P., E. N. S. P. M., Université Paul Sabatier - Toulouse,* 127 p., 34 fig., 21 réf. bibl., 5 pl. h.t.

FABRE G. et NICOD J. -1982- Modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique dans les karsts méditerranéens et tropicaux. *Zeit. f. Geomorph. n° 26.*

FAGUNDO J.-R., VALDES J. et RODRIGUEZ J. -1996- Hidroquimica des karst. *Universidad de Granada, Grupo de investigacion recursos hidricos y geologia ambiental ed.*

FAVORY M. -1972- Le relief calcaire dans les massifs du Jaout et de l'Estibette-Pibeste. *Travaux d'Etudes et de Recherches, Institut de géographie, Univ. Bordeaux 3,* 111 p., 49 ph., 3 cartes, 11 réf. bibl.

FENELON P. -1951- Le Périgord, étude morphologique. *Thèse, Paris.*

FEUILLEE P., VILLANOVA M. et WINNOCK E. -1973- La dynamique des fosses à «turbites» et de leur contenu sédimentaire dans le système pyrénéen. *Bull. de la Société Géologique de France, 7, t. 15, n° 1,* p. 61-76, 28 réf. bibl.

FORD D., SALOMON J.-N. et WILLIAMS P. -1996- Les «forêts de Pierre» ou «Stone forest» de Lunan (Yunnan, Chine). *Karstologia n° 28, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie*, p. 25-40, 7 fig., 3 tabl., 15 ph., 26 réf. bibl.

FRISIA S. -1996- Petrographic evidences of diagenesis in speleothems : somes examples. *Speleochronos n° 7, Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst, Mons,* p. 21–30, 10 fig., 24 réf. bibl.

GAGNEPAIN J., MODIANO A., CISTERAS A, RUEGG J.-C., VADELL M., HATZFELD D. et MES -1980-. *Ann. Géophys., 36, 4*, p. 499–508.

GAGNEPAIN-BEYNEIX J., HAESSLER H. et MODIANO T. –1982- The pyrenean earthquake of february 29, 1980 : an example of complex faulting. *Tectonophysics, vol. 85, n° 3-4,* p. 273-290.

GANGLOFF P., HETU B. et COURCHESNE F. -1991- Présence d'un dépôt glaciaire sous la terrasse moyenne d'Agnos, vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). *Quaternaire n° 3-4*, p. 131-133, 3 fig., 9 réf. bibl.

GENTY D. -1993- Mise en évidence d'alternances saisonnières dans la structure interne des stalagmites. Intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements continentaux. *C. R. de l'Académie des Sciences, Paris, t. 317, série 2,* p. 1229-1236.

GENY P., WAECHTER P. et YATCHINOVSKY A. sous la dir. de –1992– Environnement et développement rural. Guide la gestion des ressources naturelles. *Coopération française, Frison-Roche éd.*, 418 p.

GEOTHERMA -1995- Etude préalable à la visite de l'hydrogéologue agrée. Commune d'Ordiarp. Source de Garraïbie. *Conseil Général des Pyrénées Atlantiques*, 12 p., 12 tabl. h.t., 1 carte h.t.

GEOTHERMA -1995- Captage de la source des Cent Fontaines. *In* Mise en conformité des périmètres de protection (Pyrénées-Atlantiques). Etude préalable à la visite de l'hydrogéologue grée. *SIAEP Pays de Soule. Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques, n° 65 1015/KA,* p. 6-11, 2 réf. bibl., 4 fig. h.t., 17 tabl. h.t., 3 ph. ht, 1 carte h.t.

GIBERT J., DANIELOPOL D. -L. and STANDFORD J.-A. editors – 1994- Grounwater Ecology. *Academic Press, San Diego, USA.*

GODECHOT Y. -1962- Contribution à l'étude des chaînons nord-pyrénéens aux confins du Béarn et de la Bigorre. *Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Toulouse,* 146 p., 12 fig. 67 réf. bibl., 4 ph. h.t.

GORY J.-Y. et RIBOT F. -1993- Le bloc des Arbailles. Dynamique des dépôts et diapirisme associé au basculement de blocs éocrétacés. *Elf-Aquitaine Production, Université de Toulouse, I. F. P. / E. N. S. P. M. Centre Exploration,* 33 p., 60 fig., 22 réf. bibl., 8 pl. h.t.

GOTTY P. -1986- Les eaux minérales et thermales en Soule, en Basse Navarre et au Labourd. *Thèse d'Etat n° 137, Bordeaux II, Unité de Formation et de Recherche des Sciences Pharmaceutiques,* 354 p., 1 fig., 10 croq., 21 tabl., 45 graph., 6 ph., 32 cartes, 23 pl., 93 réf. bibl.

GRANDJEAN G. -1994- Etude des structures crustales dans une portion de chaîne et leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales. *Centres de Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, vol. 18, n° 2,* p. 391-420.

GVISHIANI A., GORSHKOV A., KOSOBOKOV., CISTERNASA., PHILIP H. et WEBER C. -1987- Identification of seismically dangerous zones in the Pyrenees. *Annales Géophys., 5B, 6,* p. 681–690.

HABOURS S. -1979- *Thèse de 3e cycle, Univ. de Strasbourg*.

HAQ B.-U. et coll. -1987- Mesozoïc-Cenozoïc Cycle chart (Version 3-1 B). A. A. P. G. Studies. *In* Atlas of seismic stratigraphy. *Geology, A.-W. Bailly éd., 27, 1.*

HENRY J. -1987- Enquête géologique sur les Pyrénées «mes cinq dernières minutes». *Bull. tech. expl. prod., spécial n° 37, Soc. nationale Elf Aquitaine*, 83 p., 58 fig.

HETU B. et GANGLOFF P. –1989- Dépôts glaciaires du Pléistocène inférieur sur le piémont nord des Pyrénées Atlantiques. *Z. Geomorph. N. F., 33, n° 4,* p. 385-404, 3 fig., 1 tabl., 6 ph.

HOFFMANN F. et PELLEGRIN J.-C. -1996- Méthodologies hydrologiques. *Bull. du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée n° 14,* p 3–79, 5 fig., 18 tabl., 16 réf. bibl.

HOGREL-MADE M. -1988- Les types de sédiments brèchiques dans les chaînons calcaires jurassico-crétacés de la zone de Tardets (Pyrénées Atlantiques). Relations avec la dynamique de la Zone Nord-Pyrénéenne. *Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, n° 32, 2 t.*, 566 p., 307 fig.

HOURDEBAIGT M.-L., VILLATTE J. et CROCHET B. –1986- Le poudingue de Jurançon du sud de Pau appartient à la série syntectonique de Palassou : preuve par la découverte d'une malacaufaune éocéne. *C.R. de l'Académie des Sciences, Paris, t. 303, série 2, n° 10,* p. 951-956, 14 réf. bibl.

JAILLET S. et GAMEZ P. -1995- Observations morphologiques sur le géosystème karstique du Rupt du Puits. *Karstologia n° 26, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie*, p. 27–38, 13 fig., 8 ph., 24 réf. bibl.

JALUT G. -1990- Le paléoenvironnement de la moitié occidentale du versant nord des Pyrénées de 40 000 B.P. à l'Actuel : étapes de la déglaciation et histoire de la végétation. *In* The environment and the human society in the werstern pyrenees and the basque mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene. *International conference, 3–5 Mai 1990, Vitoria, Universidad del Pais Vasco,* p. 67–78, 4 fig., 20 réf. bibl.

JOHNSON J.-A. et HALL C.-A. Jr. –1989– The structural and sedimentary evolution of the Cretaceous North Pyrenean Basin, Southern France. *Geological Society of America Bulletin, 101,* p. 231-247, 11 fig.

KATZER F. -1909- Karst und Karsthydrographie. *Zur Kunde der Balkanhalbinsel, n° 8, Sarajevo*.

KIEKEN M. et coll. -1972- Notice et carte géologique d'Hasparren n° XIII-44. Coll. Cartes géologiques au 1/50 000e. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 24 p., 11 réf. bibl., 1 carte h.t.

KRAWCZYK W.-E. -1996- Hydrochemistry of karst waters, manual for water analysis. *Uniwersytet Slaski. Katowice*.

KUNAVER J. -1979- Some experiences in measuring the surface karst denudation. *In* Higt alpine environmement. Actes du symposium international sur l'érosion karstique, *I. U. S., Aix-en-Provence-Marseille-Nimes, Association Française de Karstologie,* p. 75-85.

LABOUYRIE M. -1961- Etude géologique de la zone nord-pyrénéenne entre les vallées de l'Adour et du Gave de Pau. *Thèse 3e cycle, Bordeaux*., 192 p., 79 réf. bibl., 7 pl. h.t.

LAMARE P. -1941- Remarques sur la structure du Pays basque. *Bulletin de la Société Géologique de France, 5, 11,* p. 97-112, 2 cartes.

LAMOUROUX M. -1972- Etude des sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallithique au Liban. *Coll. Mémoires ORSTOM, Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, n° 56,* 266 p., 49 fig., 61 tabl., 36 ph. h.t.

LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J.-C. -1971- Une hypothèse d'évolution liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *In* Histoire structurale du Golfe de Gascogne, t 1-2, *Technip. éd., Paris,* p. 4-11-1 à 4-11-44.

LEPILLER M. -1980- Contribution hydrologique à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etudes de quelques systèmes karstiques du massif de Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France). *Thèse de 3ème cycle, Université scientifique et médicale de Grenoble,* 478 p.

LE POCHAT G. et coll. -1978- Carte géologique de la France au 1/50 000e n° XIII-46 : Saint-Jean-Pied-de-Port. *Ministère de l'Industrie, Service Géologique National, Bureau de Recherches Géologiques et Minières,* 41 p., 1 carte h.t.

LEMOINE Y et VENGUD M. –1991- Zone des Arbailles, reconnaissance géophysique, Pyrénées-Atlantiques. *Inst. géodynamique Bordeaux III, Eau et Environnement G. P. G. F. - Horizon,* t. 3644, 17 p., 1 fig., 53 pl. h.t.

LENOBLE J.-L. -1992- Les plates formes carbonatées ouest-pyrénéenne du Dogger à l'Albien. Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique. *Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, géologie sédimentaire*, 413 p., 177 fig., 331 réf. bibl.

LISMONDE L. -1995- La crue du 18 mai 1994 au Trou qui Souffle. *Karstologia n° 25, Fédération française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 1- 12, 8 fig., 6 ph., 16 réf. bibl.

LOUBIERE J.-P. -1987- Observations préléminaires sur les cavités de la région du lac Centrum (nord-est Groenland). *Karstologia n° 9, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 7-16, 5 fig., 2 tabl., 7 ph., 27 réf. bibl.

LUCAS C. -1985- Les grès rouges du versant nord des Pyrénées. Essai de géodynamique des dépôts continentaux du Permien et du Trias. *Thèse de Doctorat, Toulouse III*.

MAIRE R. -1976- Recherches géomorphologiques sur les karsts hauts alpins des massif de Platé, du Haut-Giffre, des Diablerets et de l'Oberland occidental. *Thèse de 3ème cycle, Nice,* 458 p.

MAIRE R. -1979- Karsts et activités humaines (Utilisations pratiques, pollutions, responsabilités.). *Spélunca n° 3,* p. 101-108, 4 fig., 4 ph.

MAIRE R. -1979- Comportement du karst vis à vis des substances polluantes. *In* Comptes rendu du colloque franco-belge de karstologie appliquée. *Annales de la Société Géologique de Belgique, Ek C. et Grimberieux J., t. 102*, p. 101-108, 6 fig., 13 réf. bibl.

MAIRE R. -1990- La haute montagne calcaire. *Thèse d'Etat, Université de Nice, Karstologia-Mémoires n° 3,* 732 p., 394 fig., 77 tabl., 330 ph., 790 réf. bibl.

MAIRE R. et POMEL S. -1994- Karst Geomorphology and Environnement. *Grounwater Ecology, Academy Press,* p. 129-155, 2 fig., 11 ph., 62 réf. bibl., 2 ph. h.t.

MALOD J. A. -1982- Comparaison de l'évolution des marges continentales au nord et au sud de la Péninsule ibérique. *Th. d'Etat, Univ. de Paris,* 253 p.

MANGIN A. -1974- Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. *In* Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Annales de spéléologie, t. 30, fasc. 1*, p. 21–124.

MANGIN A. -1974- Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées. *In* Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Annales de spéléologie, t. 29, fasc. 3*, p. 283-332.

MANGIN A. -1974- Concepts méthodologiques adoptés. Systèmes karstiques étudiés. *In* Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Annales de spéléologie, t. 29, fasc. 4,* p. 495-601.

MANGIN A. et BAKALOWICZ M. –1989– Orientation de la recherche scientifuque sur le milieu kartique. Influences et aspects perceptibles en matière de protection. *In* Protection des cavernes et du milieu karstique. *Spélunca n° 35, Fédération Française de Spéléologie*, p. 1–79, 2 fig., 6 ph., 34 réf. bibl.

MARRES P. -1935- Les Grands Causses, étude de Géographie Physique. *Arrault éd., Tours*.

MARTONNE de E. -1909- Traité de géographie physique., *A. Colin éd., Paris,* 3 t.

MASSINON B. -1979- Vue d'enemble de la sismicité instrumentale en France de 1962 à 1976. *In* Les tremblements de terre en Franc, sous la dir. de J. Vogt. *Mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières n° 96, BRGM édit., Orléans*.

MATTAUER M. -1985- Présentation d'un modéle lithosphèrique de la chaîne des Pyrénées. *C.R.A.S., t. 3002*, p. 71–74.

MEDIAVILLA F. -1978- Tectonique et sédimentation dans la zone de failles de Bigorre entre Bagnères et Lourdes. *Th. 3e cycle Sc., Univ. Toulouse,* 105 p., 17 fig., 99 réf. bibl., 5 pl. h.t.

MEGARD-GALLI J., GOTTIS M., DELFAUD J. et BADEUR Y. -1984- Multiples épisodes de bréchification indices de mouvements tectoniques synsédimentaires dans le Jurassique et le Crétacé inférieur du flanc sud du massif des Arbailles (Pyrénées nord occidentales). *10e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, Société Géologique de France édit., Paris,* p. 389.

MONTABERT L. et WINNOCK E. -1971- Histoire structurale du Golfe de Gascogne. *In* Histoire stucturale du golfe de Gascogne, *Technip éd., t. 1-2*, p. 6–16–1 à 6–16–18.

MONTIGNY J. et MORTALENA F. -1989- Le gouffre de Sinhikole (Trou de la Hache), massif des Arbailles., *Société Spéléologique et Préhistorique de Bordeaux,* p. 23-59, 3 croq., 3 ph., 1 carte, 1 pl.

MUDRY J. -1987- Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon. Mémoire de Géologie n° 4,* 381 p., 2420 fig., 62 tabl., 176 réf. bibl.

MÜLLER I. -1981- Quelques aspects de la pollution bactériologique et chimique des sources karstiques du Jura Neuchatelois. *Actes du 1er colloque national sur la protection des eaux souterraines karstiques, Besançon, avril 1980. Les cahiers de la C. P. E. P. E. S. C. n° 2, Besançon-Secretariat,* p. 263-282, 4 fig., 15 réf. bibl., 5 tabl. h.t.

MULLER J. et ROGER P. -1977- L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géol. Alpine, Grenoble*, *53, 2,* p. 149–191.

NAPIAS J.-C. -1963- Etude hydrologique du massif des Arbailles. *Thèse 3e cycle n° 220, hydrogéologie-géochimie, Bordeaux,* 104 p., 55 réf. bibl., 14 tabl. h.t., 2 cartes h.t., 32 pl. h.t.

NICOD J. -1972- Pays et paysages du calcaire. *P. U. F.*, 242 p.

NICOD J. et SALOMON J.-N. – 1991- Le karst des moyennes montagnes méditerranéennes. *C.R. de la table-ronde franco-slovène (24-27 juin 1991). Karstologia n° 18, Fédération française de Spéléologie et Association française de Karstologie,* p. 57-60, 4 fig., 2 ph.

NIJMAN W. ET SAVAGE J.-F. – 1989- Persistent basement wrenching as controlling mechanism of Variscan thin-skinned thrusting and sedimentation, Cantabrian Mountains, Spain. *Tectonophysics n° 169,* p. 281–302.

OFFICE NATIONAL DES FORETS -1994- Massif des Arbailles. Etude préalable aux orientations de gestion. Analyse historique et bilan de la gestion forestière. Annexes. *Commission syndicale du Pays de Soule, Syndicat intercantonnal du Pays de Soule,* 68 p., 2 fig., 9 tabl., 9 graph., 32 ph.

OFFICE NATIONAL DES FORETS -1994- Massif des Arbailles. Synthèse des connaissances actuelles et orientations de gestion.. *Syndicat intercantonal du Pays de Soule, Commission Syndicale du Pays de Soule,* 64 p., 15 fig., 6 tabl., 14 graph., 10 ph., 17 cartes, 8 réf. bibl.

OFFICE NATIONAL DES FORETS -1995- Massif des Arbailles. Gestion forestière actuelle, état des lieux et orientations de gestion, *Syndicat du Pays de Soule et Commission syndicale du Pays de Soule,* 50 p., 22 fig., 2 cartes, 8 réf. bibl.

OLIVET J.-L. -1996- La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine, 20, n° 1,* p. 131-195, 21 fig., 1 tabl., 272 réf. bibl.

OLLIER G. et ROVIRA A. -1983- Etude sédimentologique et structurale de la discordance Jurassique-Crétacé dans le massif des Arbailles (Pays Basque). *Ecole national supérieur du Pétrole et des Moteurs, Société Nationale Elf-Aquitaine (Production), Institut Français du Pétrole,* 156 p., 78 fig., 34 réf. bibl., 2 cartes h.t.

PAILHE P. et THOMAS G. – 1984– Approche de la néotectonique des confins basco-béarnais. *10ème R.A.S.T, Bordeaux, S.G.F. éd., Paris.*

PALU P. -1994- Forêt et société souletine au XIXe et XX siècle. *In* Le Pays de Soule., *Izpegi éd.*, p. 319-336., 11 réf. bibl., 3 fig. h.t.

PARIS J.-P. -1964- Etude d'une partie du massif d'Igounce et de ses abords septentrionaux en Barétouse et Basse-Soule. *Thèse 3e cycle, Fac. Sc., Toulouse,* 23 fig., 109 réf. bibl., 5 pl. h.t.

PASSEMARD E. -1924- Les stations paléolithiques du Pays basque et leurs relations avec les terrasses d'alluvions. *Thèse, Strabourg,* 218 p., 128 fig., 8 pl., 1 carte.

PELLEGRIN J.-C. -1997- Un exemple de cryptokarst en région tempérée : le karst de Casteljaloux (Lot-et-Garonne). Géomorphologie-Hydrolchimie. *Thèse de Géographie Physique, Université de Bordeaux 3,* 238 p., 105 fig., 76 réf. bibl., 51 ph. h.t.,

PENCK A.-N. -1924- Das Unterirdische Karst. *In* Recueil de travaux offerts à J. Cvijic. *Belgrade*.

PERRITAZ L. -1995- Contribution à l'étude géomorphologique et hydrologique d'un karst perché en domaine méditerranéen : le plateau des Aït Abdi (Haut Atlas Central Calcaire, Maroc). *Thèse de la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse),* 178 p.

PERRETTE Y. -1996- Contribution des spéléothèmes à la connaissance paléoenvironnementale : exemple de l'étude de la structure interne d'une stalagmite du réseau de Cofin-Chevaline (Choranche, Vercors, France). *Mémoire de Maîtrise, Institut de Géographie Alpine, Grenoble,* 188 p.

PETOTEGUY J.-M. -1972- La montagne basque, son exploitation, son aménagement. *T. E. R., Université de Bordeaux III, Institut de géographie et d'études régionales,* 102 p., 14 fig., 4 tabl., 19 réf. bibl., 1 carte h.t.,

PEYBERNES B. -1978- Dans les pyrénées la paléogéographie antécénomanienne infirme la théorie d'un coulissage sénestre de plusieurs centaines de kilomètres le long d'une «faille nord pyrénéenne» des auteurs. *B.S.G.F. , (7), t. 20, n° 5,* p. 701-709, 3 fig.

PEYBERNES B. -1990- Interprétation eustatique des principales discontinuités et lacunes stratigraphiques du Callovien-Oxfordien à ammonites du sud-ouest de la Fance (Grands Causses, Pyrénées occidentales). *C.R.A.S., t. 3102,* p. 603–608.

PEYBERNES B. et GAROT B. – 1984– Les brèches d'écroulement aptiennes, témoins de la paléomarge nord-ibérique du domaine pyrénéen dans la zone des chaînons béarnais. *Actes du laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier-Toulouse, Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse n° 120*, p. 51-59., 6 fig., 15 réf. bibl.

PEYBERNES B. et COMBES P.– J. -1987- Le problème de la limite Jurasssique-Crétacé dans les Pyrénées occidentales entre Lourdes et Saint-Jean-Pied- de-Port : cadre stratigraphique et géodynamique des bauxites basco-béarnaises. *Strata, I, 3*, p. 5-25.

PLAUD M. -1994- La vulnérabilité des eaux karstiques. *In* Journées Norbert Casteret, *XXe Congrès de la Fédération Française de Spéléologie, 28-31 Mai 1992. Spélunca mémoires n° 21, Fédération Française de Spéléologie,* p. 43-45., 1 ph., 16

POMEL S. -1995- Le karst et l'évolution des paysages agraires (Rappel de l'histoire rurale en Chine et zonation des cultures dans les montagnes du Hubei-Hunan). *In* Donghe 92. Karsts de Chine Centrale. *Karstologia Mémoires n° 6,* p. 175–198, 4 fig., 8 ph.

QUINIF Y. -1983- La reculée et le réseau karstique de Bou Akouss (Hammamet, Algérie de l'est). Géomorphologie et aspects évolutifs. *Revue Belge de Géographie, 4, 107e année, n° 107,* p. 89-111, 13 fig., 2 tabl., 20 réf. bibl.

QUINIF Y. -1989- La datation uranium-thorium. *Spéléochronos n° 1, Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst,* p. 3-22, 14 fig., 7 tabl., 3 ph., 12 réf. bibl.

QUINIF Y. -1983- Eléments d'une approche énergétique du karst. Application à quelques exemples réels de karsts. *Karstologia n° 1,* p. 47-54, 2 fig., 7 ph., 12 réf. bibl.

QUINIF Y. -1990- La datation des spéléothèmes (U/TH) appliquée aux séquences sédimentaires souterraines pour une mise en évidence des ruptures paléoclimatiques. *In* Remplissages karstiques et paléoclimatiques. *Karstologia mémoires n° 2, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 23–32, 10 fig., 1 ph., 31 réf. bibl.

QUINIF Y., GENTY D. et MAIRE R. –1994– Les spéléothèmes : un outil performant pour les études paléoclimatiques. *In* Mém. SGF, Carbonates intertropicaux : 38, 1, *Bulletin de la Société Géologique de France, t. 165, n° 6,* p. 603–612, 7 fig., 57 réf. bibl.

RAT P. -1988- The Basque-Cantabrian Bassin between the Iberian and European plates. Some facts but stillmany problems. *Rev. Soc. Geol. Espana, I, 3-4*, p. 327–348.

RAZIN P. -1989- Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (province du Labour). *Th. doct. géol., Bordeaux*, 464 p., 217 fig., 432 réf. bibl.

RENAULT P. -1992- La karstologie française de 1900 à 1992. *In* Karsts et évolutions climatiques, Hommage à Jean Nicod, sous la dir. de J.– N. Salomon et de R. Maire, *Presse Universitaire de Bordeaux,* 9 fig., p. 17-30.

REY E. -1970- Etude géologiques de la zone nord pyrénéenne entre l'Adour et le Gave de Pau. *Thèse 3e cycle, Univ. Toulouse,* 120 p., 10 fig., 83 réf. bibl., 2 pl. h.t.

RODET J. -1981- Contribution à l'étude du karst de la craie. L'exemple normand et quelques comparaisons. *Thèse de 3ème cycle, Paris-Sorbonne,* 426 p.

RODIER J. et coll. -1984- L'analyse de l'eau. Eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. Chimie, physico-chimie, bactériologie, biologie., 7e édition, *Dunod éd., Paris,* 1365 p., 221 réf. bibl.

ROURE F., CHOUKROUNE P., BERASTEGUI X., MUNOZ J.-R., VILLIENA., MATHERON P., BAR –1989– Ecors Deep seismic data and balanced cross sections : geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics, Washington,* 1, 8, p. 41–50.

RUEGG J.-C. et KASSER M. – 1983- Géodésie : Mouvements verticaux dans la région d'Arudy (Pyrénées occidentales). *C.R. de l'Académie des Sciences, Paris,* t. 296, série II, p. 443–448., 1 fig., 10 réf. bibl.

S. I. E. E. et SOGELERG-SOGREAH -1996- Contrat de rivière du Saison. Etudes préalables. Volet 1 : Amélioration de la qualité des eaux, optimisation de la gestion des ressources en eau. *Syndicat intercantonal du Pays de Soule*, 13 p.

SCHOEFFLER J. -1965- Une hypothése sur la tectogenèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords. *B.S.G.F., (7), t. 7,* p. 917-920, 3 fig.

SERRANO O. -1995- Stratigraphie séquentielle du Barrémien-Bédoulien du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, Pays basque). *Laboratoire de géologie sédimentaire et paléontologie de l'Université de Paul Sabatier, Toulouse III, Elf Aquitaine Direction Exploration Production France,* 46 p. , 19 fig., 40 réf. bibl., 18 ph. h.t.

SOUQUET P. -1984- Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées. *Strata, Toulouse, 1, 1,* p. 47-70.

SOUQUET P. -1988- Evolucion del Margen Noriberico en los Pirineos durante el Mesozoico. *Rev. Soc. Geol. Espana, I, 3-4,* p. 349-356.

SOUQUET P. et DEBROAS E.-J. –1980– Tectorogénèse et évolution des bassins sédimentaires dans le cycle alpin des Pyrénées. *In* Evolution géologique de la France. *Colloque C. 7, 26e cong. géol. int. Paris. Mém. B.R.G.M. n° 107-B.1,* p. 213-233, 13 fig.

SOUQUET P. et DERAMOND J. –1989– Séquences de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées. *C. R. de l'Académie des Sciences, Paris, t. 309, série 2,* p. 137–144.

SOUQUET P. et MEDIAVILLA F. -1976- Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. *C. R. de l'Académie des Sciences, t. 282, série D,* p. 2139-2141, 3 fig.

SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M. et DEBROAS E.-J. –1977– La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine, t. 53, fasc. 2* p. 193–216.

TAILLEFER F. -1951- Le piémont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de piémont. *Thèse d'Etat, Université de Toulouse, Privat éd.*, 383 p., 49 fig., 252 réf. bibl., 5 pl. h.t., 7 dépliants h.t.

VANARA N. -1990- Etude géomorphologique du bassin-versant de la Jonte. *Maîtrise, Université de Paris IV - Sorbonne,* 333 p., 85 fig., 15 ph., 67 réf. bibl., 28 tabl. h.t., 3 cartes h.t.

VANARA N -1996- Intérêt des explorations souterraines pour la géologie : exemples dans le massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques). *Karstologia n° 27, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 57–59., 5 fig., 2 ph.

VANARA N. -1996- Les cavités du massif des Arbailles. Types et indicateurs de l'évolution géomorphologique. *Actes du colloque commun de la Société Suisse de Géomorphologie et de l'Association Française de Karstologie. Sornetan (BE, Suisse), 5-8 octobre 1995. Rapports de recherche, Institut de Géographie, Université de Fribourg, Suisse,* 8, p. 79-98., 12 fig., 2 tabl., 12 réf. bibl.

VANARA N. -1996- Etude géographique et hydrologique du bassin-versant de la source captée Honia. Commune d'Ordiarp, lieu-dit Bedecaratz, Pyrénées-Atlantiques, France. *Conseil Général des Pyrénées-Atlantiques, Comité Départemental de Spéléologie des Pyrénées-Atlantiques,* 54 p., 4 fig., 2 tabl., 5 cartes.

VANARA N. -1997- Dissolution et spéléogenèse en contexte tectonique actif : le massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques, F.). *Actes du 6e Colloque d'hydrologie en Pays calcaire et en Milieu Fissuré, La Chauds de Fonds, Suisse, 10–17/08/1997, P.–Y. Jeannin, édit., 2*, p. 115-118, 5 fig., 7 réf. bibl.

VANARA N. -1998- Datation d'un phénomène catastrophique dans la grotte-tunnel d'Azaléguy (massif des Arbailles, Pyrénées-Atlantiques, France). *Spéléochronos n° 8.*

VANARA N. -1998- Les paléoréseaux démantelés d'altitude. Indicateurs des phases anciennes de karstification. Exemple des grandes salles décapitées du Belchou (karst des Arbailles, Pyrénées-Atlantiques, F.). *A paraître.*

VANARA N. et MAIRE R. -1997- Néotectonique et spéléogenèse : application au massif pyrénéen des Arbailles (France). *Actes du 12e Congrès international de Spéléolgie, La Chaux-de-Fonds, Suisse, 10–17/08/1997, P.-Y. Jeannin édit.,* 1, p. 359-362, 7 fig., 1 tabl., 10 réf. bibl.

VANARA N., MAIRE R. et LACROIX J. -1997- La surface carbonatée du massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) : un exemple de paléoréseau hydrographique néogène déconnecté par la surrection. *Bulletin de la Société Géologique de France, t. 168, n° 2,* p. 255–265., 6 fig., 4 tabl., 31 réf. bibl.

VAUVE J. -1994- Aménagement des point d'eau potable en pays karstique et protection des nappes. *In* Journées Norbert Casteret, *XXe Congrès de la Fédération Française de Spéléologie, 28-31 Mai 1992. Spélunca mémoires n° 21,* p. 46-48., 3 fig.

VENGUD M. -1992- Zone des Arbailles. Note technique sur la géochimie des eaux. Pyrénées-Atlantiques. *CPGF Horizon et Simon environnement, n° 3644,* 15 p., 2 fig., 2 graph., 13 réf. bibl., 9 tabl. h.t.

VENGUD M. -1992- Amélioration de la qualité de l'eau. Etude hydrologique du massif des Arbailles. Résumé. Département des Pyrénées Atlantiques, *S. I. A. E. P. du Pays de Soule, C. P. G. F. Horizon, Simon environnement,* 15 p., 16 pl. h.t.

VERHEYE W. -1989- Impact des propriétés hydrodynamiques du substrat karstique sur la nature du sol en milieu méditerranéen. *Karstologia n° 14,* p. 1-8, 3 fig., 3 tabl., 4 ph., 25 réf. bibl.

VIAUD J.-M. -1991- Etude hydrologique globale de l'extrémité orientale du massif des Arbailles. *Diplôme universitaire des sciences et travaux géologiques, Bordeaux III,* 99 p., 26 fig., 7 tabl., 47 réf. bibl., 4 tabl. h.t.

VIERS G. -1960- Pays basques français et Barétous. Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont. *Th. de l'Université de Bordeaux, Faculté des Lettres, Privat éd., Toulouse,* 604 p., 85 fig., 342 réf. bibl., 8 pl. h.t.

VIERS G. -1960- Le massif calcaire des Arbailles (Basses Pyrénées). *Actes 3e congr. int. Etudes pyrénéennes, Gerona 1958.*

VIERS G. -1991- Montagnes et terroirs. *In* le Pays de Cize. Coll. Pays, *Ispegi édit.,* p. 19-35, 6 ph.

VILLANOVA M. -1962- Contribution à l'étude géologique de la région de Lourdes et du chaînon Pibeste-Estibette. *Thèse 3e cycle, Fac. Sc, Toulouse,* 173 p., 10 fig., 145 réf. bibl., 4 pl. h.t.

VOGT J., sous la dir. de -1979- Les tremblements de terre en France. *Mémoire du bureau de recherches géologiques et minières n° 96, B.R.G.M. édit., Orléans.*

WILDBERGER -1984- Karst du Rawyl (Hautes-Alpes calcaires helvétiques, Suisse occidentales), matières dissoutes et en suspension emportées par les sources. *Karstologia n° 4, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 29-34, 2 fig., 3 ph.

ZHANG S. et MAIRE R. -1995- Répartition et contexte géographique des karsts du Hubei et du Hunan. *In* Donghe 92. Karsts de Chine Centrale. *Karstologia Mémoires n° 6, Fédération Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie,* p. 1-16, 7 fig., 3 tabl., 3 ph.

ZIEGLER P.-A. -1988- Evolution of the Arctic-North Alantic and the Western Tethys. *A. A. P. G. Memoir 43*, 198 p., 30 pl.

ZUMACLINI C. -1993- Diagnostic pastoral en vallée de Soule. *D.E.S.S. Aménagement et développement transfrontaliers de la montagne, Univ. Toulouse le Mirail,* 69 p., 18 tabl., 9 réf. bibl.

Table des figures

0-1 : Organigramme de la thèse 15
0-2 : Situation des Arbailles 17
0-3 : Situation du karst des Arbailles dans les Pyrénées occidentales 17
0-4 : Situation du karst des Arbailles dans les chaînons pré-pyrénéens 18
0-5 : Les différentes unités géomorphologiques du Pays Basque nord 18
0-6 : Carte isométrique du massif des Arbailles 21
1-1 : Situation géologique des Arbailles 24
1-2 : Coupe structurale des Pyrénées occidentales 24
1-3 : Les grandes zones structurales de la chaîne pyrénéenne 25
1-4 : Modèle cinématique d'ouverture du Golfe de Gascogne avec rotation d'un pôle migrant vers le sud 26
1-5 : Essai de reconstitution des Pyrénées à l'Albien avec l'allure possible de la faille transformante nord-pyrénéenne 26
1-6 : Place des Pyrénées dans le système alpin de la Méditerranée occidentale 27
1-7 : Mouvement possible de l'Ibérie par rapport à l'Europe au Paléocène et à l'Eocène 28
1-8 : Interprétation de la structure profonde des Pyrénées centrales au niveau du profil E.C.O.R.S 28
1-9 : Echelle stratigraphique synthétique du massif des Arbailles 29
1-10 : Carte géologique du massif des Arbailles 33
1-11 : Les grandes unités morphostructurales du massif des Arbailles 34
1-12 : Coupe géologique simplifiée des Arbailles 35
1-13 : Coupe géologique d'Egurceko Borda au pic du Belchou 36
1-14 : Coupes sériées orientées SSW-NNE à travers le massif des Arbailles 38
1-15 : Corrélations stratigraphiques des séries des bordures nord et sud du massif des Arbailles 40
1-16 : Corrélations lithostratigraphiques synthétiques dans le Crétacé du massif des Arbailles. 41
1-17 : Coupe géologique des hautes collines du karst cizain à la hauteur du Lauhiburu (783 m) 41
1-18 : Schéma d'évolution de la sédimentation du Malm et du Crétacé inférieur sur le bloc des Arbailles 43
1-19 : Carte structurale de la Zone nord-pyrénéenne aux confins du Béarn et du Pays basque 44
2-1 : Le relief fluvial, fluvio-karstique et karstique du massif des Arbailles et des régions environnantes 47
2-2 : Les profils en long bien régularisés de la vallée de l'Apoura et de son affluent l'Azaléguy 48
2-3 : Les profils en long de la grande vallée d'Elsarré et de quelques vallons et ravins affluents 48
2-4 : Profil en long de la grande vallée d'Ithé et de quelques vallons affluents 48
2-5 : Projection 3D de la haute vallée de l'Apoura 49
2-6 : Hypothèse d'évolution de la vallée de Lécharéguibela 49
2-7 : Carte géomorphologique simplifiée du massif des Arbailles 50
2-8 : Evolution du poljé d'Elsarré 52
2-9 : Exemples de coupes dans une grande dépression et dans une grande vallée sèche façonnée dans les calcaires marneux albiens . . . 53
2-10 : Typologie des interfluves du massif des Arbailles mettant en valeur le rôle joué par la lithologie 56
2-11 : Typologie des mégadolines du massif des Arbailles. 58
2-12 : Croquis des cinq grands types de vallées dolinaires observés dans le massif des Arbailles 59
2-13 : Coupes des grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ithé 60
2-14 : Dissolution sous couverture des calcaires marneux albiens. Site d'Otxolatzé à 1 030 m d'altitude 61
2-15 : La carrière de Camou. Crypto-lapiés dans les calcaires à faciès urgonien 63
3-1 : Les paléogours du Belchou sud 71
3-2 : La "bauxite" du Belchou sud 71
3-3 : Genèse des bauxites et des "brèches d'Arhansus" 72
3-4 : Les conglomérats du col d'Arhansus 73
3-5 : Essai de reconstitution des paléoenvironnements de la marge nord-ibérique basco-béarnaise au Gargasien supérieur 73
3-6 : Stades d'évolution éocrétacé de l'intumescence diapirique d'Arhansus 74
3-7 : La paléosurface d'altération du puits d'Apanicé 75
3-8 : Les paléocavités démantelées du pic de Belchou 76
3-9 : La coulée massive du Belchou nord 77
3-10 : Surface polie de la coulée massive du Belchou nord 79
3-11: Stromatolites endokarstiques du site des paléogours, Belchou sud 81
3-12 : Résultats des analyses paléomagnétiques 82
3-13 : Dépôts alluviaux de la cavité de la carrière d'Andoche 85
3-14 : Surface polie n° 231 du niveau induré à galets et sables de la cavité de la carrière d'Andoche 85
3-15 : Les remplissages de la cavité recoupée de Bédola 87

3-16 : Le paléo-drain de Lécharegaratia - Sihigue 87
3-17 : Situation des paléocavités mis au jour de Jagui, à proximité du village d'Aussurucq 90
3-18 : Croquis schématique du site des grandes salles démantelées du versant de Jagui 91
3-19 : Hypothèses de mise en place de la cuirasse gréseuse de Jagui 91
4-1 : Carte de synthèse des phénomènes endokarstiques 95
4-2 : Profil en long du gouffre du Yéti 96
4-3 : Croquis du remplissage de la galerie du Banc, réseau du Yéti 97
4-4 : Croquis en trois dimensions montrant la localisation du réseau du Yéti par rapport à la vallée d'Azaléguy 98
4-5 : Profil en long du gouffre Bienvenu 99
4-6 : Coupe du gouffre d'Otxolatzé 100
4-7 : Plan et vues 3D selon un axe vertical, du gouffre d'Apanicé 101
4-8 : Le réseau du Landanoby - TH2 102
4-9 : Vues 3D schématiques du réseau du Landanoby 103
4-10 : Plan du gouffre du Landanoby - TH2 103
4-11 : La galerie du Sahara, coupe des remplissages 104
4-12 : Coupe longitudinale de la stalagmite 119, galerie du Sahara, réseau du Landanoby 104
4-13 : Hypothèse d'évolution de la galerie du Sahara, réseau du Landanoby - TH 2 106
4-14 : Evolution schématique de la grotte-tunnel d'Azaléguy 108
4-15 : Plan spéléomorphologique de la grotte d'Azaléguy et coupes étudiées 109
4-16 : Plan d'Etxanko Zola et localisation des échantillons étudiés 112
4-17 : Coupe d'Etxanko Zola 112
4-18 : Evolution du réseau d'Etxanko Zola 113
4-19 : Séquence de la galerie fossile du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola 116
4-20 : Résultats des analyses paléomagnétiques des échantillons prélevés à Etxanko Zola 120
4-21 : Résultats des analyses paléomagnétiques des échantillons prélevés à Etxanko Zola 121
4-22 : Coupe schématique du gouffre d'Ithelatzeta ou trou des Belges 122
4-23 : Surface polie d'un calcaire altéré, paroi de la salle des Galets au gouffre d'Ithelatzeta 123
4-24 : Surface polie du plancher coiffant les dépôts alluviaux du gouffre d'Ithelatzeta 124
4-25 : Coupe longitudinale de la stalagmite 375 de la salle des Galets, gouffre d'Ithelatzeta 124
4-26 : Plan du réseau Nébélé et localisation des échantillons étudiés 125
4-27 : Polygonales topographiques du réseau Nébélé 127
4-28 : Coupe développée de la grotte de Guillaminé, vallée d'Ithé 129
4-29 : Plan du réseau de Guillaminé 129
4-30 : Les remplissages de la salle des Toboggans, réseau de Guillaminé 131
4-31 : Les étapes de la spéléogenèse des galeries de Guillaminé 131
4-32 : La cavité phréatique recoupée par la D. 117, alt. 400 m, vallée d'Ithé 132
5-1 : Carte de localisation des sources du massif des Arbailles 135
5-2 : Localisation des stations météorologiques étudiées 136
5-3 : Moyenne annuelle des cumuls des précipitations par poste météorologique 136
5-4 : Estimation des isohyètes 137
5-5 : Augmentation des précipitations moyennes annuelles en fonction de l'altitude 137
5-6 : Totaux pluviométriques annuels d'après les données Météo France 138
5-7 : Totaux pluviométriques annuels d'après les données Météo France 139
5-8 : Comparaison de l'évolution mensuelle des précipitations 139
5-9 : Précipitations et températures moyennes mensuelles 140
5-10 : Précipitations et températures moyennes mensuelles 141
5-11 : Roses des vents sur la période 1951-1980 141
5-12 : Répartition des espaces forestiers 143
5-13 : Variation estimée des débits des émergences des Arbailles et variation de la pluviométrie à Hosta 145
5-14 : Variation de la température de huit grandes émergences des Arbailles 145
5-15 : Relation entre la température moyenne des sources et leur altitude 145
5-16 : Variation de la turbidité aux Cent Sources 146
5-17 : Diagramme de Schoeller-Berkaloff montrant les différents faciès chimiques de huit grandes émergences 147
5-18 : Composition chimique moyenne de huit grandes émergences 149
5-19 : Variation du pH de huit grandes émergences 149
5-20 : Variation du CO_2 de huit grandes émergences, comparée aux variations des températures 149
5-21 : Variation de la température et de la conductivité de huit grandes émergences 150
5-22 : Variation des concentrations en calcium, magnésium, sodium et potassium de huit grandes émergences 151
5-23 : Variation des concentrations en chlorures, hydrogénocarbonates, sulfates et nitrates de huit grandes émergences 152
5-24 : Cristal de pyrite en cours d'altération 153

5-25 : Variation de la concentration en phosphates de huit grandes émergences 153
5-26 : Composition chimique moyenne des sources thermales 155
5-27 : Diagramme de Schoeller-Berkaloff montrant les différents faciès chimiques des sources thermales 156
5-28 : Schéma des différents niveaux du karst des Arbailles 156
5-29 : Coupe sud-nord à la hauteur des sources de Camou 157
5-30 : Coupe ouest-est à la hauteur des sources de Camou 158
5-31: Variation de la température des sources de Camou comparée à l'évolution du débit 158
5-32 : Evolution de l'indice de saturation par rapport à la calcite de huit grandes émergences 161
5-33 : Evolution de la dureté totale depuis la zone d'absorption jusqu'aux émergences 161
6-1 : Carte hydrogéologique 167
6-2 : Croquis hydrogéologique du massif des Arbailles et types de sources en fonction du faciès chimique 169
6-3 : Plan du réseau Nébélé 169
6-4 : Plan des réseaux de l'EX25, d'Etxanko Zola et de Sinhikole et rivières souterraines 170
6-5 : Plan de la grotte Arhex - AL251 171
6-6 : Plan du RE7, vallée d'Etchaltia 172
6-7 : Le système karstique du Zarobé-Bidouze-Ur Belcha 173
6-8 : Croquis schématique du système karstique perché de la Grande Bidouze 174
6-9 : Suivi du débit du trop-plein de la source captée d'Abotecoborda et relation avec la pluviomètrie 177
6-10 : Echelle lithostratigraphique, aquifères et écrans hydrauliques 178
6-11 : Composition chimique moyenne de la source Ursoy, haute vallée d'Ilhounatzé 178
6-12 : Limite théorique des bassins-versants des grandes zones d'émergences des Arbailles 180
6-13 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence d'Arhanzéta 181
6-14 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de Garaybie 182
6-15 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de la Grande Bidouze 182
6-16 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de la Petite Bidouze 183
6-17 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence des Cent Sources 184
6-18 : Coupe NW / SE entre la source d'Abotecoborda et la route du col des Palombières 185
6-19 : Composition chimique moyenne de la source d'Abotecoborda 186
6-20 : Suivi de la température et de la conductivité des eaux de la source Abotecoborda 186
6-21 : Diagramme de correspondance débit-température-conductivité des eaux de la source Abotecoborda 187
6-22 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence de Zahagui 187
6-23 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence d'Urondoa Haute 188
6-24 : Composition chimique moyenne de la source d'Ur Belcha, vallée de la Bidouze 188
6-25 : Variation de la concentration en hydrogénocarbonates, dureté totale et calcium des eaux de la source d'Uthurbietta 189
6-26 : Variation de la chimie des eaux de l'émergence d'Uthurbietta 189
7-1 : Les sources du massif des Arbailles 193
7-2 : Plan et coupe de la fontaine de Leziague montrant la récupération de l'eau pour le bétail 194
7-3 : Urdunako Karbia 195
7-4 : Stations thermales françaises actuellement en fonctionnement dans les Pyrénées 195
7-5 : Les eaux minérales et thermales méconnues ou oubliées des Pyrénées occidentales 196
7-6 : Composition chimique des sources de la Vierge et d'Ahusquy en % 197
7-7 : Le bassin-versant de la source Honia 199
7-8 : Réseau d'alimentation en eau d'Ahusquy-Commission syndicale de Soule 202
7-9 : Schéma simplifié du système de pompage par énergie solaire 202
7-10 : Répartition annuelle des précipitations à Licq-Athérey , Hosta et Larrau 208
7-11 : Coupes géologiques du karst de Nassine 209
7-12 : Coupe et plan du gouffre de Nassine 210
7-13 : L'occupation des sols dans le bassin-versant de la source Honia 211
8-1 : Carte synthétique de la prospection et de l'inventaire archéologique du massif des Arbailles 215
8-2 : Carte de l'utilisation pastorale des cavités naturelles dans le massif des Arbailles 215
8-3 : Carte des activités diverses et proto-industrielles dans le massif des Arbailles 216
8-4 : Valeur fourragère et niveau de chargement de l'estive de Lecharegaratia pour l'année 1993 219
8-5 : Valeur fourragère et niveau de chargement de l'estive d'Héguilloré pour l'année 1993 220
8-6 : Coupe schématique du gouffre aux Barbelés (poljé d'Elsarré) 224
8-7 : Sondages à la tarière du poljé d'Elsarré 225
8-8 : Evolution de la population des communes du massif des Arbailles 233
8-9 : Contexte géomorphologique de la perte d'Istaurdy 234
8-10 : La perte du ravin d'Istaurdy 236
9-1 : Carte géomorphologique de synthèse du massif des Arbailles 240
9-2 : Représentation des niveaux fluvio-karstiques et endokarstiques étagés. L'exemple de la vallée d'Elsarré. 241

9-3 : Représentation des niveaux fluvio-karstiques et endokarstiques étagés. L'exemple de la vallée d'Ithé 242
9-4 : Vues en trois dimensions du massif des Arbailles 243
9-5 : Coupe projetée des fonds des vallées d'Ithé et d'Elsarré 245
9-6 : Cheminement des coupes de la 9-7 246
9-7 : Les anciennes surfaces du massif des Arbailles démantelées par l'érosion fluvio-karstique et karstique 246
9-8 : Rosaces des fréquences de la microfracturation 247
9-9 : Direction de plongement de la microfracturation 248
9-10 : Carte des séismes de magnitude ≥ 4 depuis 1900 dans les Pyrénées 250
9-11 : Plan et diagramme de direction des visées topographiques de plus de 10 m de long, réseau du Nébélé 251
9-12 : Diagramme de fracturation du réseau Nébélé 251
9-13: Exemple de tectonique récente dans le réseau du Yéti 253
9-14 : Poche karstique de la ferme Athéïs 254
9-15 : La terrasse alluviale de l'Apoura, méandre de Quihillat 255
9-16 : Terrasse fluviatile du château de Çaro, vallée de l'Apoura 256
9-17 : Les terrasses étagées de la basse vallée de l'Apoura 257
9-18 : Localisation des nappes de galets et de cailloutis essentiellement quartzeux de l'avant-pays 257
9-19 : Localisation des terrasses étagées de la Bidouze au Signal d'Esprémont, au nord-ouest du village d'Arancou 258
9-20 : Les éboulis lités d'Idoya, vallée du Béhorléguy 261
9-21 : Coupe schématique de la cavité recoupée du sommet oriental d'Etchécortia 261
9-22 : La poche paléokarstique et la brèche ossifère de l'escarpement de Mendive 261
9-23 : Profils des vallées d'Elsarré et d'Ithé 262
9-24 : Profil en long des vallées d'Apanicé-Elsarré-Bidouze et de Lécharéguibela 262
10-1 : Echelle magnétostratigraphique 269
10-2 : Courbe de croissance du Thorium 230 en fonction du temps 271

Table des photographies

Les auteurs des photographies sont : T. Levêque, R. Maire, N. Vanara et S. Vogrig

0-1 : Les collines verdoyantes de Nassine 19
0-2 : Le massif de Mendibelza 19
0-3: Vue aérienne de la vallée du Saison 19
0-4 : La vallée de Béhorléguy au niveau de la retombée occidentale du massif des Arbailles 20
0-5 : Les reliefs doux du replat d'Eltzegagnia et de la crête de Lacharra 20
0-6 : Vue d'avion des Roches d'Etchaltia dans la partie orientale du massif 22
0-7 : Lapiés émoussés. recouverts par un épais tapis de mousses sous une futaie de hêtres à Hasgagnia 22
1-1 : Lame mince d'un calcaire d'Aussurucq, éch. 52 31
1-2 : Lame mince d'un calcaire d'Aussurucq, éch. 59 31
1-3 : Le sommet du Pic du Belchou vu d'avion 37
1-4 : Le sommet du Béhorléguy et le synclinal d'Apanicé sont vus de la vallée d'Ur Handia 39
2-1 : La vallée aveugle suspendue de Lécharéguibela 51
2-2 : Le poljé d'Elsarré vu d'avion 51
2-3 : La haute surface à buttes résiduelles vue d'avion 55
2-4 : Le chicot résiduel du pic du Zabozé 55
2-5 : La crête escarpée de Béhorléguy 57
2-6 : La haute vallée sèche d'Ithé - Ibar Naba 57
2-7 : La mégadoline du Belchou 57
2-8 : Vallons dolinaires ou dolines alignés sur la structure synclinale d'Hasgagnia 59
2-9 : Filon de quartz fibreux au sein des calcaires marneux albiens 61
2-10 : Erosion différentielle dans les calcaires marneux albiens 61
2-11 : Vue générale des crypto-lapiés de la carrière de «marbre» de Camou sur le flanc oriental du massif 62
2-12 : Carrière de «marbre» de Camou, bordure est des Arbailles 62
2-13 : Les processus de dissolution sous couverture d'altérites des calcaires purs, carrière de Camou 63
2-14 : «Dents de pierre» développés dans les calcaires à faciès urgonien 64
2-15 : Crypto-lapiés sous couverture forestière à Esté dans les calcaires massifs aptiens 65
2-16 : Lapiés de type alpin sur la crête d'Hasgagnia 65
3-1 : Lame mince d'un dépôt paléokarstique du versant nord du Belchou 69
3-2 : Bauxite du cayolar d'Andoche, bordure sud des Arbailles 69
3-3 : Lame mince de la bauxite du cayolar d'Andoche 70
3-4 : Lame mince des niveaux à polypiers de la séquence supérieure des brèches d'Arhansus 70
3-5 : L'ensemble nord du sommet du Belchou 77
3-6 : Spéléothèmes en forme de lapiés «feuilletés», Belchou sud 78
3-7 : Spéléothèmes du Bechou sud 78
3-8 : Surface polie de la coulée stalagmitique de l'ensemble nord du Belchou 78
3-9 : Lame mince de la calcite massive de la coulée de l'ensemble nord du Belchou 80
3-10 : Lame mince d'une calcite à faciès microstromatolitiques finement laminés, Belchou sud 80
3-11 : Dômes stromatolitiques de la coupe des paléogours, cavité démantelée du sommet du Belchou sud 80
3-12 : Le massif stalagmitique d'Héguilloré 83
3-13 : Lame mince d'un niveau sableux de la cavité de la carrière d'Andoche, bordure sud du karst des Arbailles 86
3-14 : Dépôts alluviaux de la cavité de la carrière d'Andoche 86
3-15 : Lame mince des niveaux alluviaux anciens du réseau démantelé de Bédola 88
3-16 : Lame mince d'un plancher, réseau démantelé de Bédola 88
3-17 : Lame mince du silt induré de la poche inférieure du réseau démantelé de Bédola, mégadoline de Sihigue 88
3-18 : Cuirasse grèseuse du col d'Oxibar, altitude 589 m 89
3-19 : Cuirasse limonitique en géode 89
3-20 : Le cuirassement gréseux climatique de Jagui 90
3-21 : Cuirasse climatique de Jagui, lame mince de l'échantillon 490 90
3-22 : Cuirasse de fracture dans le site d'Andoche avec influence hydrothermale probable, bordure sud des Arbailles 92
4-1 : Réseau du Yéti 96
4-2 : Coulée altérée du réseau du Landanoby 105
4-3 : Remplissage rythmé jaunâtre, galerie du Sahara, réseau du Landanoby 105
4-4 : L'entrée actuelle du réseau d'Azaléguy 111
4-5 : La galerie des Planches à Clous, dans le réseau d'Etxanko Zola 113
4-6 : La galerie d'entrée du réseau d'Etxanko Zola : l'ancienne conduite forcée 114
4-7 : La galerie d'entrée du réseau d'Etxanko Zola : les coupoles 114
4-8 : Coupoles emboitées, galerie d'Entrée, réseau d'Etxanko Zola 115

4-9 : Croisement de la galerie d'Entrée avec la galerie du Manganèse dans le réseau d'Etxanko Zola 115
4-10 : Paléo-coulée de l'Affluent du Manganèse 116
4-11 : Argile de la séquence détritique de la galerie fossile du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola 116
4-12 : Plancher stalagmitique finement laminé 117
4-13 : Rognon induré de la galerie des Planches à Clous, réseau d'Etxanko Zola 117
4-14 : Massifs stalagmitiques cisaillés, galerie des Planches à Clous, réseau d'Etxanko Zola 118
4-15 : Lame mince d'un spéléothème de la galerie des Planches à Clous 118
4-16 : La salle des Galets du gouffre d'Ithelatzeta 123
4-17 : La galerie des Gérontes dans le réseau du Nébélé 126
4-18 : Roches et remplissages recouverts d'importants concrétionnements, galerie du Scrouitch 126
4-19 : La galerie du Bain, réseau d'Etxanko Zola 128
4-20 : L'entrée de Guillaminé : une ancienne conduite forcée recoupée par le versant 130
4-21 : Salle abondemment concrétionné dans la grotte de Guillaminé 130
4-22 : Silt quartzeux et graviers de cuirasses ferrugineuses dans la poche à galets de la D. 117 130
5-1 : Luxuriance de la végétation sur le lapiés forestier d'Hasgagnia 142
5-2 : Végétation de substitution sur les pâturages du Lomendi 144
6-1 : Le site de la source de Garaybie 168
6-2 : La coloration de la source d'Uthurbietta de mars 1996 168
6-3 : La source d'Etcheberriborda 181
7-1 : Turbidité à la source d'Uthurbietta 200
7-2 : Abreuvoir d'Ibar Naba 200
7-3 : Impact des feux pastoraux sur les paysages 205
7-4 : Erosion dans les pâturages d'Hosta 205
7-5 : Les égouts de l'hôtel d'Ahusquy 206
7-6 : Décharge sauvage 206
8-1 : Griffades d'ours sur un fragment d'argile sèche 217
8-2 : Les terrasses de la vallée de l'Apoura 217
8-3 : Mise en valeur des dolines d'Elhorta 217
8-4 : Troupeau de vaches de la race Blonde d'Aquitaine sur la haute estive d'Otxolatzé 218
8-5 : Rassemblement des moutons pour la traite au cayolar d'Apanicé 218
8-6 : Borde traditionnelle 221
8-7 : Pâturage de la grange Néquesaur, vallée de l'Apoura après le passage des feux pastoraux de printemps 222
8-8 : Surpâturage dans la vallée sèche d'Ibar Naba 222
8-9 : La route du col d'Ibarburia au col Burdin Olatzé 227
8-10 : La route du sommet du Belchou 228
8-11 : Le cayolar moderne d'Héguilloré 228
8-12 : Le cayolar d'Héguilloré 228
8-13 : Feu courant pour éliminer les plantes indésirables, vallon d'Eltzegagnia 229
8-14 : Le vallon d'Eltzegagnia après le passage des feux pastoraux 229
8-15 : Enlèvement des grosses pierres et nivellement au bulldozer du patûrage du poljé d'Elsarré le 7 janvier 1996 230
8-16 : Nanisme et forme en «balai» de la végétation 230
8-17 : Lame mince du dépôt argileux supérieur de la perte d'Istaurdy 237
8-18 : Lapiés forestier d'Esté 237
8-19 : Les crypto-lapiés décapés de Bosmendiette 238
8-20 : Lichens crustacés 238
9-1 : Le poljé d'Elsarré vu d'avion 244
9-2 : Morphologie fluvio-karstique et karstique des Arbailles 244
9-3 : Serrage tectonique et éclatement de la roche, réseau d'Etxanko Zola 250
9-4 : Joint de cisaillement cicatrisé par de la calcite, salle des Grandes Concrétions, réseau d'Azaléguy 250
9-5 : Décalage de la roche généré par une faille majeure, Galerie 93, réseau de -100 du Nébélé 251
9-6 : Grande fracture verticale de cisaillement affectant les parois de la Galerie 93, niveau -100 du Nébélé 251
9-7 : Pilier central de la salle du Rejeu, réseau d'Etxanko Zola 252
9-8 : Chaos de blocs dans la galerie 93, niveau de - 100 m du Nébélé 252
9-9 : Concrétionnement cisaillé, réseau de Guillaminé 253
9-10 : Stalagmite cisaillée observable dans la Galerie 93, niveau de - 100 m du Nébélé 253
9-11 : Le cimetière des concrétions, Galerie 93, niveau de -100 m du Nébélé 253
9-12 : Niveaux sableux lités de la poche karstique de la ferme Athéïs 255
9-13 : Lame mince du niveau sableux de la poche karstique de la ferme Athéïs 255
9-14 : Karst en vague vu d'avion, crête d'Hasgagnia 259
9-15 : Le versant ouest d'Hasgagnia 260
9-16 : Puits recoupé de la source de Chahaski, vallée de Monholatzé 260

Table des tableaux

1-1 : Corrélation stratigraphique entre les deux cartes géologiques 30
1-2 : Pourcentage de $CaCO_3$ dans les différents faciès du karst des Arbailles 36
1-3 : Déterminations de l'âge des différents faciès de roches, ferme Apoloborro 37
3-1: Préparations palynologiques des échantillons du Belchou 81
3-2 : Eléments principaux du palynofaciès du Belchou 82
3-3 : Comptages polliniques des échantillons du Belchou 82
3-4 : Datation par la méthode uranium / thorium de la stalagmite du Belchou prélevèe en surface 82
4-1 : Liste des principales cavités du massif des Arbailles 94
4-2 : Déterminations de l'âge d'échantillons de roche du réseau du Landanoby 102
4-3 : Chronologie de l'évolution de la grotte-tunnel d'Azaléguy dans son contexte morpho-tectonique 107
4-4 : Datation par la méthode uranium / thorium de deux stalagmites prélevèes dans le réseau Azaléguy 110
4-5 : Datation par la méthode uranium / thorium de la stalagmite prélevée dans la salle des Galets 125
4-6 : Datation par la méthode uranium / thorium de quatre échantillons prélevés dans le réseau du Nébélé 128
5-1 : Caractéristique des postes météorologiques 134
5-2 : Nombre moyen de jours à occurence neigeuse 139
5-3 : Moyenne des températures et températures extrêmes de huit sources des Arbailles en fonction de l'altitude 145
5-4 : Moyenne des températures des huit émergences étudiées du karst des Arbailles en fonction des saisons 146
5-5 : Variations des températures des eaux en fonction des débits pour huit sources karstiques des Arbailles 146
5-6 : Moyenne et valeurs extrêmes du pH pour huit sources du karst des Arbailles 147
5-7 : Moyenne du CO_2 théorique et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 148
5-8 : Moyenne par saison du CO_2 théorique pour huit sources du karst des Arbailles 148
5-9 : Conductivités des sources des Arbailles, année 1992-93 150
5-10 : Moyenne et valeurs extrêmes pour le TH (dureté totale) de huit sources des Arbailles 150
5-11 : Moyenne du calcium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbaille. 151
5-12 : Moyenne du magnésium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 151
5-13 : Moyenne du sodium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 151
5-14 : Moyenne du potassium et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 151
5-15 : Moyenne du Cl^- pour huit sources des Arbailles 152
5-16 : Moyenne du HCO_3^- et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 152
5-17 : Moyenne du SO_4^{2-} et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 152
5-18 : Moyenne du NO_3^- et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 152
5-19 : Moyenne du PO_4^{3-} et valeurs extrêmes pour huit sources des Arbailles 153
5-20 : débits et conductivités des sources thermominérales des Arbailles 154
5-21 : Températures des sources thermominérales des Arbailles 154
5-22 : Températures des sources de Camou 155
5-23 : Analyse chimique de la source froide de Camou 155
5-24 : Analyse chimique de la source chaude de Camou 157
5-25 : Analyse chimique de la source sulfureuse de Garaybie du 17/07/85 159
5-26 : Analyse chimique de la source ferrugineuse de Garaybie du 17/07/85 159
5-27 : Analyse chimique de la source Ibar du 06/05/96 159
5-28 : Analyse d'eau du forage d'Alçay du 24/05/96 159
5-29 : Suivi de la turbidité et de la température du forage artésien d'Alçay 160
5-30 : Estimation de la dissolution spécifique actuelle sur le massif des Arbailles 161
5-31 : Mesures de la concentration des ions TH et Ca^{2+} de plusieurs rivières souterraines du karst des Arbailles 162
6-1 : Temps de transfert de la fluorescéine durant quelques traçages effectués dans le massif des Arbailles 176
6-2 : Températures des eaux du système hydrologique Zarobé-Petite Bidouze 183
7-1 : Débits et conductivités des sources d'Ahusquy et de la Vierge 194
7-2 : Températures des sources d'Ahusquy et de la Vierge 196
7-3 : Les sources captées des Arbailles pour l'alimentation des villages 198
7-4 : Nature géologique des bassins-versants et caractéristiques physico-chimiques des sources captées 198
7-5 : Fréquences des risques bactériologiques, de la turbidité et traitement de l'eau des sources captées 201
7-6 : Quelques débits de la source Chahaski 203
7-7 : Moyennes annuelles des précipitations en mm à Licq-Athérey 208
9-1 : Chronologie des cavités des Arbailles et les principales étapes de la spéléogenèse 242
9-2 : Altitudes et chronologie des niveaux étagés de vallées sèches et relations avec les phases de surrection et de morphogenèse 242
9-3 : Nature pétrographique des galets des terrasses étagées de la Bidouze, signal d'Esprémont 258
9-4 : Chronologie générale des évènements morpho-tectoniques sur le massif des Arbailles 264
10-1 : Datation par la méthode uranium / thorium de différentes stalagmites 270
10-2 : Synthèse des explorations spéléologiques effectuées dans le karst des Arbailles 272

Table des matières

Sommaire 3

Préface 5

Résumé général 7

Avant-propos 11

Remerciements 13

Introduction générale 15

Chapitre 1 : Le contrôle géologique. Un massif carbonaté jurassico-crétacé de la zone nord-pyrénéenne 23

Introduction . . . 24

I. Rappel sur la géologie générale des Pyrénées . . . 25
A. Existence de cinq zones structurales majeures . . . 25
B. Formation de la chaîne pyrénéenne . . . 25
1. L'orogène hercynien . . . 26
2. La phase d'ouverture . . . 26
3. L'orogène alpin . . . 26
C. Les modèles d'évolution géodynamique . . . 27
1. Le mécanisme d'ouverture du Golfe de Gascogne et des bassins au Crétacé . . . 27
2. L'épisode de convergence des plaques . . . 28
3. Les structures profondes de la chaîne . . . 28

II. Données lithostratigraphiques . . . 29
A. Le Paléozoïque . . . 29
B. Le Mésozoïque . . . 29
1. Le Trias . . . 29
2. Le Jurassique . . . 30
a. Le groupe du Jurassique inférieur . . . 30
b. Le groupe du Jurassique moyen . . . 31
c. Le groupe du Jurassique supérieur . . . 34
3. Le Crétacé inférieur . . . 34
a. Le Barrémien . . . 34
b. Le Bédoulien . . . 34
c. La série aptienne de faciès urgonien . . . 34
d. L'Albien inférieur . . . 35

III. Révision de la carte géologique et définition des grandes unités morphostructurales . . . 35
A. L'anticlinal majeur de la Haute Bidouze-Hosta et le grand escarpement bordier nord . . . 35
1. Le brachyanticlinal de la Haute-Bidouze . . . 35
2. Les boutonnières et le grand escarpement bordier nord . . . 36
B. La structure plicative intermédiaire du haut karst central et ses buttes résiduelles . . . 37
1. Apoloborro . . . 37
2. Thartassu . . . 37
C. Le synclinal majeur d'Apanicé, une haute surface en cours de démantèlement . . . 38
1. Le synclinal d'Apanicé . . . 39
2. La bordure méridionale des Arbailles . . . 39
D. La terminaison périclinale du synclinal d'Apanicé : les hautes collines du karst cizain . . . 40
E. Incidence de la structure sur la morphologie générale des Arbailles . . . 42

IV. Les phases tectoniques et leurs conséquences paléogéographiques : distension jurassique et éocrétacée, compression tertiaire . . . 42
A. Rifting intracratonique et distension est-ouest du Permien au Trias supérieur . . . 42
B. Distension NW-SE, installation d'une plate-forme carbonatée . . . 42

1. Le Jurassique, rifting modéré téthysien puis atlantique . . . 42
2. Le Crétacé inférieur : création du rift pyrénéen ou rift de Gascogne . . . 42
C. La compression tertiaire : l'orogène pyrénéen . . . 43

Conclusion . . . 44

Chapitre 2 : Un paléoréseau fluviatile asséché par la surrection. Les indicateurs du relief fluvio-karstique, karstique et crypto-karstique 45

Introduction . . . 46

I. Rappel historique . . . 46

II. Caractères du relief fluvio-karstique . . . 46
A. L'étagement des vallées sèches : indicateur d'un système fluviatile hérité et soulevé . . . 47
1. Signification du profil en long des vallées . . . 47
a. Les profils concaves tendus des vallées actives . . . 48
b. Les profils en long complexes des grandes vallées sèches d'Elsarré et d'Ité . . . 48
c. Les profils en long irréguliers des vallons perchés . . . 49
2. Quatre niveaux étagés principaux . . . 49
3. Captures et vallées sèches : indicateurs morphologiques de la surrection . . . 50
4. Le rôle de la lithologie : l'exemple de la vallée de Lécharéguibella . . . 51
B. L'exemple des vallées suspendues majeures d'Ithé et d'Elsarré . . . 51
1. La poljé suspendu d'Elsarré, un témoin du stationnement du niveau de base . . . 51
a. Les hautes vallées inscrites dans les calcaires marneux albiens . . . 52
b. Le paléo-poljé d'Elsarré, témoin de l'ancien niveau de base, perché actuellement à 700 m . . . 52
c. La reculée et le niveau de base actuel . . . 53
2. La vallée d'Ithé : quatre tronçons distincts en fonction de la lithologie . . . 53
a. Un haut bassin-versant maintenant disparu et la haute vallée d'Ibar Naba . . . 53
b. La moyenne vallée karstifiée . . . 54
c. Une basse vallée à écoulement temporaire et la vallée actuelle du ruisseau de Guessalia . . . 54

III. Un relief karstique très évolué . . . 55
A. La haute surface à buttes résiduelles . . . 55
1. Fragments de plateaux et champs de buttes . . . 55
2. Les types de buttes résiduelles . . . 55
B. Les mégadolines des Arbailles, un exemple rare en France . . . 57
1. Une forme majeure : la mégadoline du Belchou . . . 57
2. Les mégadolines de Sihigue et du Zabozé . . . 58
C. Les vallées dolinaires . . . 58
1. Une évolution vers la disparition totale du profil de la vallée . . . 58
2. Des processus différents d'évolution selon la nature des roches . . . 59
3. Typologie des vallées dolinaires : cinq modèles principaux . . . 59

IV. Le modelé crypto-karstique . . . 60
A. Des processus crypto-karstiques différents selon la nature des calcaires . . . 60
1. L'altération des calcaires marneux albiens . . . 61
a. Le site d'Otxolatzé . . . 61
b. L'importance de la dissolution différentielle : le site de Chahasquy . . . 61
2. Caractère du crypto-karst dans les calcaires urgoniens . . . 62
a. Etude micropédologique des altérites infiltrées . . . 62
b. Origine des altérites et nature de la crypto-corrosion . . . 62
B. Erosion des sols et évolution progressive vers les karsts nus . . . 63
1. Processus d'évolution des modelés crypto-karstiques . . . 63
2. Typologie des lapiés : les modelés du crypto-karst au karst nu . . . 64
a. Types de lapiés dans les calcaires marneux . . . 64
b. Types de lapiés dans les calcaires purs . . . 64
3. Caractéristiques des sols du massif des Arbailles . . . 65

Conclusion . . . 66

Chapitre 3 : Les paléokarsts et les paléocavités démantelées. Indicateurs des phases de karstification au Mésozoïque et au Cénozoïque 67

Introduction . . . 68

I. Les paléokarsts prétertiaires : indicateurs de l'évolution karstique avant l'orogenèse principale des Pyrénées . . . 68
A. Etat des recherches . . . 68
B. Le «paléokarst à bauxite» de la limite Jurassique-Crétacé . . . 69

1. Etude des paléokarsts anté-aptiens : les sites d'Andoche et du Belchou . . . 70
a. La bauxite d'Andoche . . . 70
b. La poche du Belchou . . . 70
2. Caractérisation des paléokarsts de la limite Jurassique-Crétacé . . . 71
C. Les brèches du col d'Arhansus, indicateurs d'une émersion sur la bordure sud des Arbailles au cours de l'Aptien . . . 72
1. Les trois séquences des brèches d'Arhansus . . . 72
2. Interprétation générale : des coulées de débris ou des brèches karstiques d'origine diapirique . . . 72
D. La discordance intra-aptienne du puits d'Apanicé . . . 74

II. Les paléoréseaux démantelés d'altitude . . . 76
A. Les grandes salles décapitées au sommet du Belchou . . . 76
1. La morphologie du site : deux ensembles de massifs stalagmitiques . . . 76
2. L'analyse des dépôts : brèches et sables fluviatiles scellés par les concrétionnements . . . 77
a. La coulée stalagmitique compacte du flanc nord . . . 77
b. Les concrétionnements variés de la paléocavité sud . . . 79
3. Essai d'évolution du site du Belchou depuis le Néogène : morphologie et méthodes analytiques . . . 80
a. Les arguments géomorphologiques et micromorphologiques . . . 81
b. La palynologie . . . 81
c. Datation U/Th . . . 82
d. Analyse paléomagnétique . . . 83
B. Les autres concrétionnements mis au jour sur la haute surface . . . 83

III. Les anciennes pertes recoupées par l'érosion . . . 84
A. Les paléocavités en bordure du massif imperméable de Mendibelza : Lutogagne . . . 84
1. Les poches à galets du Lutogagne . . . 84
2. La paléo-perte de la carrière d'Arhansus . . . 84
a. Les niveaux à galets . . . 85
b. Les niveaux sableux . . . 85
c. Les niveaux argilo-limoneux . . . 85
B. Le réseau démantelé de Bédola, une ancienne perte de la mégadoline de Sihigue . . . 86
1. Un ancien réseau décapité . . . 86
2. Des dépôts anciens indurés . . . 86
a. Les remplissages fluviatiles de la poche supérieure . . . 86
b. Les dépôts de la poche inférieure . . . 87

IV. Les poches de paléoaltérites et les cuirasses associées . . . 89
A. Les modalités de la pédogenèse au Plio-quaternaire : les poches d'altérites . . . 89
1. La coupe du col d'Oxibar . . . 89
2. Poche d'altérites sur la haute surface : l'exemple de Lécharéguibela . . . 89
B. Les cuirasses, témoin d'un régime de surrection et d'un karst tropical hérité . . . 90
1. La cuirassement climatique de Jagui . . . 91
2. Cuirasse de fracture en bordure sud du massif : Andoche . . . 92

Conclusion . . . 92

Chapitre 4 : Les jalons spéléologiques. Indicateurs de l'évolution géomorphologique plio-quaternaire 93

Introduction . . . 94

I. Les anciennes pertes de la bordure sud asséchées par l'isolement du massif . . . 94
A. Les paléo-pertes recoupées du versant sud : les réseaux du Yéti et du Bienvenu . . . 94
1. Le réseau du Yéti . . . 94
a. Morphologie du réseau . . . 94
b. Etude des remplissages entre 0 et -250 m . . . 96
c. Hypothèse de formation du gouffre . . . 97
2. Le réseau du Bienvenu . . . 98
a. Morphologie du réseau . . . 98
b. Les remplissages . . . 98
c. Hypothèse de formation du réseau . . . 99
B. Les paléo-pertes d'Otxolatzé et d'Apanicé de la haute surface des calcaires marneux . . . 99
1. La perte d'Otxolatzé . . . 99
a. Morphologie de la cavité . . . 99
b. Formation du gouffre . . . 99
2. Le gouffre d'Apanicé . . . 99
a. Morphologie . . . 99
b. Les remplissages . . . 100

c. Hypothèse de formation du gouffre 100

II. Les cavités déconnectées des hauts vallons perchés : l'exemple du réseau de Landanoby 101
A. Le contexte géologique : un «coin» de jurassique dans les calcaires urgo-aptiens 102
B. Les différentes parties du réseau et les remplissages associés 103
1. Les dépôts de la zone des puits d'entrée 103
2. Les dépôts du réseau fluviatile intermédiaire 104
a. Les remplissages de la base du puits de 22 m 104
b. Les remplissages de la galerie du Sahara 104
c. Les remplissages de la salle Martel 105
3. Le niveau actif inférieur 107
C. Hypothèse de formation et fonctionnement du réseau 107

III. Les cavités jalonnant la vallée sèche d'Ithé et d'Etchaltia 107
A. La grotte-tunnel perchée d'Azaléguy : indicateur d'une ancienne perte amont de la vallée d'Ithé 107
1. Une ancienne perte perchée 107
2. La coulée de débris, témoin d'une vidange de doline durant l'Eémien 108
a. Caractères de la coulée de débris 108
b. Datation du phénomène 110
c. Interprétation géomorphologique de la lave torrentielle 110
d. Interprétation paléoclimatique 111
B. Le réseau d'Etxanko Zola : une ancienne résurgence de la vallée d'Etchaltia 111
1. Morphologie du réseau 111
2. Etude des remplissages associés aux différents réseaux 114
a. Les dépôts anciens de la galerie d'entrée 114
b. Les dépôts du réseau d'Ascune 114
c. Les remplissages anciens de la galerie des Planches à Clous 118
d. Les remplissages récents du réseau d'Etchaltia 119
3. Un jalon morphotectonique important dans l'histoire de la surrection du massif 119
a. Apport des données spéléomorphologiques et géologiques 119
b. Apports des remplissages : cortège allochtone et démantèlement de cuirasses 119
c. Datation du réseau d'Etxanko Zola par le paléomagnétisme 121
C. Le gouffre d'Ithelatzéta ou Trou des Belges, une ancienne perte de la vallée d'Ithé 122
1. Géologie et morphologie du gouffre 123
2. L'étude des remplissages : la séquence des galets 123
a. Les dépôts de galets 123
b. Les concrétionnements et âge U/Th 124
3. Interprétation et schéma d'évolution 125
D. Le réseau du Nébélé : un jalon souterrain dans les calcaires du Dogger 125
1. Morphologie du réseau 126
2. Remplissages et datations U/Th 126
a. Le remplissage du niveau fossile de -100 m et les datations U/Th 127
b. Remplissage du niveau semi-actif de -150 m et datation U/Th 128
3. Interprétation et formation du réseau 128
E. Les réseaux de la partie aval d'Ithé : la grotte Guillaminé et la cavité phréatique de la D. 117 128
1. La grotte de Guillaminé 129
a. Le remplissage de la salle des Toboggans et les témoins d'un apport allochtone 129
b. Etapes de la morphogenèse d'après la morphologie des galeries et les remplissages 130
2. La poche phréatique de la D. 117 131
a. Le remplissage de galets 131
b. Interprétation de la formation de la cavité 132

Conclusion générale : les informations apportées par les réseaux endokarstiques 132

Chapitre 5 : La dissolution karstique. Contrôle pédi-climatique, fonctionnement des sources et répartition spatiale de la dissolution 133

Introduction 134

I. Le contrôle climatique 134
A. Une pluviosité importante 134
1. Des précipitations abondantes 134
a. Des totaux pluviomètriques supérieurs à 1 500 - 2 000 mm/an 134
b. D'importantes variations annuelles 136
c. Une bonne répartition saisonnière des pluies 137
2. Caractéristiques des précipitations 138
B. Des températures révélatrices d'un climat océanique 140
1. Des températures peu contrastées 140

a. L'influence de trois facteurs contraires . . . 140
b. Une moyenne annuelle douce . . . 140
c. Des moyennes mensuelles peu contrastées . . . 140
2. Un climat modéré . . . 140
a. Des minima et maxima absolus révélateurs d'un climat modéré . . . 140
b. Une durée d'insolation faible . . . 141
c. De multiples nuances imputables aux différences d'exposition . . . 141
C. Les vents : influence prédominante des vents d'ouest et du foehn . . . 142
1. Fréquence des vents de secteur ouest . . . 142
2. L'importance des vents du sud : le foehn . . . 142

II. Le contrôle des sols et de la végétation . . . 142
A. Les sols . . . 142
B. La végétation et les espaces forestiers . . . 142
1. La hêtraie sur les calcaires . . . 144
2. La lande et les pelouses sur les calcaires marneux . . . 144

III. Variation des paramètres physiques contrôlant la dissolution . . . 145
A. La température : le rôle primordial joué par les types d'infiltration . . . 145
1. Variation des températures de l'eau en fonction des saisons . . . 145
2. Variation des températures de l'eau en fonction de l'altitude des sources . . . 145
3. Variation des températures de l'eau en fonction des débits . . . 145
4. Influence des pertes de rivières subaériennes sur la température des eaux . . . 146
B. Fréquence de la turbidité des sources : l'impact des crues . . . 146

IV. Faciès hydrochimiques des sources . . . 147
A. Les types de faciès hydrochimiques . . . 147
1. Les eaux bicarbonatées calciques . . . 147
2. Les eaux bicarbonatées calciques légèrement sulfatées . . . 148
3. Les eaux bicarbonatées calciques et sulfatées . . . 148
B. Interprétation . . . 148

V. Variation des paramètres chimiques des sources . . . 148
A. L'évolution du pH et du CO_2 . . . 148
1. Le pH . . . 148
2. L'anhydrique carbonique et le rôle des sols . . . 148
B. Variation de la conductivité . . . 149
C. Variation de la dureté totale et des cations calcium et magnésium . . . 150
1. La dureté totale . . . 150
2. Les ions calcium . . . 150
3. Les ions magnésium . . . 151
D. Variation des cations sodium et potassium et de l'anion chlore . . . 152
1. Les ions sodium et potassium . . . 152
a. Le sodium . . . 152
b. Le potassium . . . 152
2. Les ions chlorures . . . 153
E. L'évolution des anions hydrogénocarbonates, sulfates, nitrates et phosphates . . . 153
1. Les ions hydrogénocarbonates . . . 153
2. Les ions sulfates . . . 153
3. Les ions nitrates et phosphates . . . 154
a. Les nitrates . . . 154
b. Les phosphates . . . 154

VI. Les eaux thermominérales . . . 154
A. Définition de la notion d'eau thermominérale . . . 154
1. Eaux thermales et minérales, recherche d'une définition adaptée aux sources du massif des Arbailles . . . 154
2. Principe de fonctionnement des sources thermominérales . . . 155
B. Les sources thermominérales : le site de Camou . . . 156
1. La source minérale bicarbonatée calcique et magnésienne . . . 156
2. La source thermominérale chlorurée sodique . . . 156
a. Des eaux issues des aquifères profonds . . . 157
b. Hypothèses de fonctionnement . . . 158
3. Le délicat problème du mélange des eaux . . . 159
C. Les sources minérales sulfureuses . . . 160
D. Les sources minérales dites ferrugineuses . . . 160
E. Le forage artésien d'Alçay . . . 160

VII. Bilan de la dissolution karstique . . . 161
A. Les états de l'eau et leur évolution dans le temps . . . 161
1. Agressivité et saturation des eaux : mise en évidence de variations saisonnières . . . 161
2. Dépôts de tufs calcaires : inventaire et description . . . 161
B. La dissolution spécifique . . . 163
C. Bilan de la distribution spatiale et temporelle de la dissolution . . . 163
1. Répartition de la dissolution dans l'épikarst et l'endokarst . . . 163
a. Une évolution rapide dans la zone épikarstique . . . 163
b. Une augmentation globalement lente dans les rivières souterraines . . . 163
2. Répartition spatiale de la dissolution . . . 164

Conclusion . . . 164

Chapitre 6 : Les systèmes karstiques et les bassins d'alimentation du karst des Arbailles 165

Introduction . . . 166

I. Etat des recherches spéléologiques sur les rivières souterraines et apports des traçages . . . 166
A. Les systèmes karstiques orientaux . . . 166
1. Le système de Garaybie . . . 166
2. Le système d'Uthurbietta . . . 166
a. Le traçage de la perte de Léchagorry . . . 168
b. La coloration dans le réseau du Nébélé . . . 168
3. Le système de Camou . . . 170
4. Le système des Cent Sources . . . 171
a. Le réseau d'Etxanko Zola - Sinhikole . . . 171
b. Le traçage de la grotte Arhex . . . 171
c. Le traçage des pertes de l'Apoura . . . 172
d. L'émergence «mixte» des Cent Sources . . . 172
e. Autres rivières susceptibles d'appartenir au système des Cent Sources . . . 172
B. Les systèmes karstiques centraux . . . 173
1. Le système d'Arhanzéta . . . 173
2. Les systèmes de la Bidouze . . . 174
a. Le réseau du Zarobé et les sources qui en sont issues . . . 174
b. Le réseau de la Petite Bidouze . . . 174
c. Le réseau du gouffre d'Elsarré - Grande Bidouze . . . 174
d. La Bidouze souterraine et Ur Belcha . . . 174
C. Les systèmes karstiques occidentaux . . . 175
1. Le système complexe de la vallée de Béhorléguy . . . 175
a. Les colorations à la rivière du Landanoby . . . 175
b. Le traçage du gouffre du cayolar Arroscoua . . . 175
2. Le système mal connu d'Hosta - Zahagui . . . 175
3. Les systèmes de l'extrémité occidentale du massif . . . 175

II. Le fonctionnement hydrodynamique . . . 176
A. Traçages et temps de transfert . . . 176
1. Des vitesses de transfert souvent faibles . . . 176
2. L'importance des conditions hydrologiques . . . 176
B. Evolution des débits et réserves dynamiques . . . 176
1. Des réponses rapides aux précipitations dans l'endokarst . . . 176
2. Etudes du débit à partir du suivi de la source d'Abotecoborda . . . 177
a. Régime hydrologique . . . 177
b. Estimation des réserves dynamiques . . . 177
3. Comparaison avec les réserves estimées des autres sources des Arbailles . . . 177
a. La réserve estimée des Cent Sources . . . 178
b. Réserves estimées des autres sources, l'exemple d'Uthurbietta . . . 178

III. Définition des différents aquifères karstiques . . . 178
A. Aquifères karstiques et faciès chimiques . . . 178
1. Les aquifères des calcaires marneux albiens . . . 178
2. L'aquifère de la série carbonatée aptienne de faciès urgonien . . . 178
3. L'aquifère des calcaires à microfilaments du Dogger . . . 179
4. Les aquifères des calcaires marneux du Lias . . . 179
5. Les aquifères profonds influencés par le Trias . . . 179
B. Le rôle des écrans marneux . . . 179
1. Les calcaires marneux albo-aptiens . . . 179
2. Les marnes bédouliennes . . . 179

3. Les marno-calcaires de l'Oxfordien . . . 179
4. Les marnes du Lias . . . 179

IV. L'étude des grands bassins d'alimentation karstique des Arbailles : synthèse des résultats . . . 181
A. Les systèmes synclinaux des calcaires marneux albiens : les émergences Etcherriborda et Arhanzéta . . . 181
1. L'émergence d'Etcheberriborda . . . 181
2. L'émergence d'Arhanzéta et son bassin d'alimentation . . . 181
B. Le système anticlinal de la Haute Bidouze-Hosta : l'émergence de Garaybie . . . 182
C. Les systèmes perchés des calcaires de l'Aptien . . . 183
1. Le bassin d'alimentation de la Grande Bidouze . . . 183
2. Le bassin d'alimentation de la Petite Bidouze . . . 184
D. Les systèmes de l'Aptien de la structure plicative sud-est . . . 185
1. La source froide de Camou et autres émergences karstique de la partie orientale . . . 185
2. Les Cent Sources et l'émergence Arhex . . . 185
a. L'émergence des Cent Sources et son vaste bassin d'alimentation . . . 185
b. L'émergence Arhex . . . 186
E. Le systèmes synclinaux de la terminaison ouest . . . 187
F. Les systèmes du Jurassique . . . 188
1. Les sources Zahagui et Urondoa Haute . . . 188
a. Le bassin d'alimentation de la source Zahagui . . . 188
b. L'émergence d'Urondoa Haute . . . 188
2. Ur Belcha . . . 189
3. La zone d'émergence d'Uthurbietta . . . 189

Conclusion . . . 190

Chapitre 7 : Les ressources en eau : exploitation et vulnérabilité **191**

Introduction . . . 192

I. La mise en valeur ancienne des ressources en eau . . . 192
A. Les émergences et les petites sources des vallées . . . 192
B. Sources d'altitude et écoulements torrentiels . . . 192
C. Des écoulements souterrains difficilement accessibles . . . 194
D. Les sources renommées . . . 195
1. Les Pyrénées, montagnes riches en sources thermominérales . . . 195
2. L'exploitation des sources pour leurs vertus thérapeutiques . . . 196
3. Une activité abandonnée . . . 196

II. Les aménagements actuels . . . 197
A. Utilisation des ressources en eau pour les besoins des villages . . . 197
1. Les sources captées . . . 197
2. Les réseaux d'eau potable et leur gestion . . . 198
3. La qualité des eaux captées . . . 198
4. Le traitement de l'eau . . . 200
5. Les orientations futures . . . 200
a. La protection des ressources actuelles . . . 200
b. L'amélioration des réseaux de distribution . . . 201
c. La recherche de nouvelles ressources . . . 201
B. Eau et pastoralisme . . . 201
1. Les nouveaux abreuvoirs . . . 202
2. Vers une meilleure répartition de la fréquentation des pâturages . . . 203

III. Les ressources en eau et leur protection . . . 203
A. Des ressources en eau vulnérables . . . 203
1. La fragilité des aquifères des calcaires jurassiques et crétacés . . . 203
2. Le rôle ambigu joué par les calcaires marneux . . . 204
B. Les activités humaines et leurs conséquences sur la qualité des eaux . . . 204
1. Le pastoralisme . . . 204
a. Les contaminations bactériologiques . . . 204
b. Les traitements antiparasitaires . . . 204
c. Les avens-charniers . . . 205
d. Déforestation, feux pastoraux et construction des routes . . . 206
2. Habitats de montagne et villages de bas de vallée . . . 207
a. Les constructions d'altitude . . . 207
b. Les avens-poubelles . . . 207
3. Les villages et leur environnement immédiat . . . 207

a. Les pollutions dues aux pratiques agricoles : l'exemple de la source Honia . . . 207
b. Les eaux des rivières issues des Arbailles . . . 210

Conclusion . . . 212

Chapitre 8 : Mise en valeur et impact des actions humaines sur la morphogenèse récente 213

Introduction . . . 214

I. Adaptation de la société basque à un environnement karstique de moyenne montagne . . . 214
A. Ancienneté et permanence de l'occupation humaine . . . 214
B. Rythmes biologiques des milieux et mise en valeur de la montagne du Néolithique à aujourd'hui . . . 216
1. Les basses vallées, axes fertiles du système et lieux d'habitat permanent . . . 216
2. Les hauts pâturages et la transhumance . . . 216
3. Les espaces intermédiaires : landes et forêts . . . 221
C. Dynamique des versants et rôle des déboisements . . . 222
1. Evolution des versants sur les calcaires massifs . . . 222
a. Les zones boisées, l'exemple de la zone de Guillembero . . . 222
b. Conséquence des déboisements sur les calcaires massifs . . . 223
2. Evolution des versants sur les calcaires marneux . . . 223
a. Erosion ralentie dans les zones forestières . . . 223
b. Versants déboisés et importances du surpâturage pour le décapage des sols . . . 223
c. Les cônes d'alluvions et l'empâtement des vallons et des dolines . . . 224
D. Les enregistrements pédologiques et sédimentaires de l'érosion des sols et le rôle de l'homme : l'exemple du poljé d'Elsarré . . . 224
1. Le remplissage du Trou aux Barbelés . . . 224
2. Les tumulus, indicateurs d'une occupation ancienne du poljé . . . 225

II. Karst de montagne et aménagements . . . 226
A. Un outil de gestion efficace : les commissions syndicales . . . 226
1. Les commissions syndicales : des organes anciens et spécifiques remontant à la fin du Moyen-Age . . . 226
2. Les compétences actuelles des commissions syndicales . . . 226
B. Le désenclavement des Arbailles et l'accentuation des déséquilibres . . . 226
1. Historique des travaux . . . 227
2. Conséquence sur l'environnement . . . 227
a. Les impacts paysagers . . . 227
b. Augmentation de la fréquentation touristique . . . 227
c. Impact des routes sur l'érosion et problème de protection des eaux . . . 228
C. Equipements pastoraux et forestiers pour une gestion améliorée d'un massif karstique . . . 229
1. Les aménagements pastoraux . . . 229
2. Historique de l'utilisation de la forêt . . . 230
a. Du moyen-âge à 1827, une exploitation anarchique . . . 230
b. 1827-1920, le Code forestier et ses conséquences . . . 230
c. 1920-1960, l'emprise de l'administration forestière et le règne du cable . . . 231
d. 1960-1997, développement du réseau routier . . . 231

III. Conséquence de la mise en valeur sur les équilibres en montagne . . . 231
A. La gestion actuelle de la forêt . . . 231
1. Rôle de la forêt dans la protection des espaces fragiles du karst . . . 231
2. Espaces forestiers et lapiés naturels . . . 232
a. Types d'espaces forestiers . . . 232
b. Paysages forestiers et lapiés . . . 232
B. Le pastoralisme . . . 233
1. Baisse de la main d'oeuvre et conséquence sur les rythmes pastoraux . . . 233
2. Adaptation de la transhumance aux nouveaux impératifs économiques . . . 234
a. Les nouvelles donnes . . . 234
b. Une exploitation de la montagne en mutation . . . 235
3. Espaces sous-pâturés et surpâturés : les déséquilibres de la montagne . . . 235
a. Abandon des espaces non desservis . . . 235
b. Le surpâturage . . . 235
c. Enregistrement sédimentaire de la dynamique des pâturages : l'exemple de la coupe d'Istaurdy . . . 236
d. Signification générale des crypto-lapiés décapés . . . 237

Conclusion : bilan des actions humaines sur l'érosion des sols . . . 238

Chapitre 9 : Evolution géomorphologique générale. Relations entre surrection, morphogenèse et paléoclimats. Essai de chronologie 239

Introduction . . . 241

I. La tectonique, un des principaux moteurs de la morphogenèse . . . 241
A. Calcul de la composante de surrection quaternaire et âge des vallées sèches de la haute surface . . . 241
1. Les informations apportées par les datations U/Th et paléomagnétiques de remplissages endokarstiques . . . 241
a. La composante de surrection depuis le Pléistocène moyen . . . 241
b. La composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur et la datation du niveau perché de 700 m . . . 243
c. Datation des niveaux supérieurs de vallées sèches et de la haute surface . . . 243
2. Caractères de la surrection plio-quaternaire . . . 244
B. L'évolution générale du massif en liaison avec la surrection néogène et quaternaire . . . 244
1. La haute surface et les informations apportées par les cavités démantelées . . . 244
2. Le relief karstique à buttes résiduelles et la notion relative d'immunité karstique . . . 245
3. Les enseignements apportés par l'étagement des réseaux . . . 245
C. Rôle de la fracturation dans la structuration du karst des Arbailles . . . 245
1. Rappel : les accidents majeurs structurant les Arbailles . . . 249
2. L'étude de la microfracturation de la surface et ses limites . . . 249
D. Enregistrement des mouvements tectoniques récents dans l'endokarst . . . 249
1. Les Pyrénées occidentales : une région sismique . . . 249
2. Les indices de tectonique récente . . . 252
a. Les phénomènes de cisaillement de la roche . . . 252
b. Les phénomènes affectant les spéléothèmes . . . 253

II. Les relations entre la sédimentation détritique et la surrection plio-quaternaire . . . 254
A. Les terrasses des vallées des Arbailles : l'exemple de la vallée de l'Apoura . . . 254
1. Les poches karstiques recoupées de l'Apoura moyenne . . . 254
a. Description de la coupe . . . 255
b. Signification du remplissage et dynamique de mise en place . . . 255
2. Les terrasses récentes de la basse et moyenne vallée de l'Apoura . . . 255
a. La terrasse du méandre de Quihillat . . . 255
b. La terrasse du château de Çaro . . . 255
3. Dépôts et terrasses de la basse vallée de l'Apoura . . . 255
a. Description des dépôts . . . 255
b. Signification des terrasses et du grand replat de Baratzéguia . . . 256
B. Les sédimentations détritiques du piémont pyrénéen . . . 256
1. Originalité des épandages du piémont des Pyrénées basques . . . 256
2. Rareté des épandages sur le piémont des Pyrénées basques . . . 257
a. Les épandages du Saison et de la Nive . . . 257
b. Conditions de dépôts . . . 257
3. Les enseignements apportés par les terrasses de la Bidouze . . . 258
a. Les quatre terrasses étagées du signal d'Espremont . . . 258
b. Le problème posé par les terrasses du signal d'Espremont . . . 258

III. Le rôle du refroidissement quaternaire sur la morphogenèse des Arbailles . . . 259
A. Les conditions climatiques au Quaternaire et l'historique des recherches . . . 259
B. Les empreintes morpho-climatiques des épisodes froids pléistocènes . . . 259
1. Le modelé nivo-karstique . . . 259
a. Approfondissement des dolines et mégadolines . . . 259
b. Dissymétrie des versants et karst en vague . . . 260
c. Empâtement des vallons et cône de déjections . . . 260
d. Observations réalisées dans l'endokarst . . . 260
2. La gélifraction et la rareté des dépôts périglaciaires de surface . . . 261
3. Les dépôts périglacaires piégés dans les cavités . . . 262

IV. Estimation de la tranche de calcaire dissoute . . . 262
A. Modalités de la dénudation karstique en fonction du temps court et du temps long . . . 262
1. Le cavernement en profondeur . . . 262
2. Réflexion sur le concept d'immunité karstique . . . 262
B. Estimation de la dénudation karstique au plio-quaternaire . . . 263

V. Essai de chronologie générale . . . 263
A. La période anté-miocène supérieur . . . 263
B. La période plio-quaternaire . . . 263
C. Chronologie générale des cavités des Arbailles . . . 264

Conclusion . . . 264

Conclusion générale **265**

Annexes **269**

Bibliographie **297**

Table des figures **303**

Table des photographies **307**

Table des tableaux **309**

Table des matières **311**

Un travail remarquable tant sur le fond que dans la forme, illustré de nombreuses photographies et de cartes informatisées en couleur. Une interrogation pluridisciplinaire et en profondeur des Arbailles, un des plus célèbres massifs karstiques de France. Une mine d'informations utiles pour le scientifique et le spéléologue comme pour l'administrateur et l'écologiste. Nathalie Vanara nous offre le résultat d'une recherche passionnée et passionnante qui s'intègre pleinement dans le grand renouveau de la spéléo-karstologie française depuis 1990.

Richard Maire
Directeur de Recherche au C.N.R.S.