



Le réseau d'Etxanko Zola, un témoin privilégié de l'évolution du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France)

Nathalie Vanara, Pierre Rochette, François Leveque, Didier Vandamme

► To cite this version:

Nathalie Vanara, Pierre Rochette, François Leveque, Didier Vandamme. Le réseau d'Etxanko Zola, un témoin privilégié de l'évolution du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). European conference Karst 99, from karst landscape to karstic geosystems, Centre aixois de géographie physique, Sep 1999, Mende, Grands Causses, Vercors, France. pp.193-198. <hal-04806078>

HAL Id: hal-04806078

<https://hal.science/hal-04806078v1>

Submitted on 5 Dec 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons CC BY-NC-ND 4.0 - Attribution - Non-commercial use - No Derivative Works - International License

Le réseau d'Etxanko Zola, un témoin privilégié de l'évolution du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France)

Etxanko Zola system, a privileged witness of Arbailles massif evolution

Nathalie VANARA*

avec la collaboration du C.E.R.E.G.E. (P. ROCHETTE, F. LEVEQUE & D. VANDAMME) **

* Université de Panthéon-Sorbonne (Paris I), Institut de Géographie, 191 rue St-Jacques, 75005 Paris et G.D.R. 740 du C.N.R.S. « étude des dépôts laminés karstiques »

** Laboratoire d'Etude Magnétique des Roches, C.E.R.E.G.E., B.P. 80, Plateau d'Arbois, 13397 Aix-en-Provence

Abstract : Le massif des Arbailles (200-1 200 m) est situé dans la zone nord-pyrénéenne. Il forme une unité de structure plissée, formée de calcaires d'âge jurassique et crétacé. Les observations réalisées conjointement en surface et dans les réseaux souterrains permettent une étude précise des corrélations entre les phases de surrection et de karstification. En surface, on observe plusieurs niveaux étagés de vallées sèches. Le niveau de 700 m, représenté par les grandes vallées sèches d'Ithé et d'Elsarré, est le plus caractéristique. Il correspond à un stationnement du niveau de base entre deux grandes phases de surrection. L'étude des formes et des remplissages du réseau souterrain d'Etxanko Zola permet de comprendre que cette cavité fonctionnait autrefois en relation avec le niveau de 700 m. Les datations par paléomagnétisme corrélés aux arguments morphologiques généraux permettent de rattacher le niveau de 700 m à la période inverse de Matuyama (Pléistocène inférieur). On montre ainsi que la composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur est de l'ordre de 500 m environ.

Résumé : The Arbailles massif (200-1 200 m) is located in north pyrenean area. It forms a jurassico-cretaceous folded unit. Observations made both on the surface and in underground galleries allow an accurate study of correlations between surrective and karstic periods. On the surface, several staged levels of dry valleys can be identified. The 700 meters level of the large valleys of Ithé and Elsarré is the most characteristic one. It is correlated to a pause between two surrective periods. The studies of forms and fillings of the underground Etxanko Zola system show that this cavity was connected to 700 m level in the past. Paleomagnetic datations in accordance with general morphologic observations allowed to position the 700 m level during invers Matuyama period (lower Pleistocen). It is shown consequently that the surrection from lower Pleistocen is of about 500 meters.

I - Le contexte général et la problématique

1 - Un karst de la zone nord-pyrénéenne

Le massif basque des Arbailles, d'une superficie de 165 km², forme un bastion calcaire appartenant à la zone pyrénéenne, qui domine le piémont pyrénéen de 1 000 m (fig. 1). Il correspond à une structure plissée de calcaires du Jurassique et du Crétacé. 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 (fig. 2) (VANARA N. 1998).

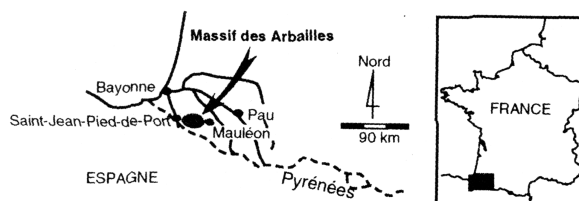


Figure 1 : Situation des Arbailles. Le massif est situé dans les Pyrénées-Atlantiques entre les villes de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Mauléon, à une soixantaine de kilomètres au sud-ouest de Pau.

Figure 1 : Situation. The Arbailles massif is located in Pyrénées-Atlantiques Department, between Saint-Jean-Pied-de-Port and Mauléon, about sixty kilometers south-west of Pau

2 - 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 A. 1974 ; QUINIF Y. 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 morphogénèse et la spéléogénèse. 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 J.J. 1997).

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 (fig. 2).

3 - Les informations apportées par le réseau du Nébélé et les datations U/Th

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. Ce paléoniveau, creusé au sein de la masse des calcaires du Dogger, correspond à un ancien stationnement du niveau de base (fig. 2).

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. 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.

Les stalagmites les plus anciennes, reposant sur le plancher de la galerie et recouvertes localement par des dépôts argileux, ont un âge de 407 000 ans (analyses C.E.R.A.K., Y. QUINIF, Mons, Belgique). 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 altitude que le niveau de base actuel.

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).

II - Les informations apportées par le réseau d'Etxanko Zola

Pour dater le grand niveau de vallées sèches de 700 m (Elsarré, Ithé) et préciser ainsi la vitesse de surrection au cours du Pléistocène, nous nous sommes intéressés au réseau d'Etxanko Zola.

1 - Etxanko Zola : 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-Ithé (X : 330,800 ; Y : 3096,910 ; alt. : 645 m). Ce réseau présente une organisation assez complexe en raison de l'imbrication de parties récentes et anciennes et de phénomènes de captures.

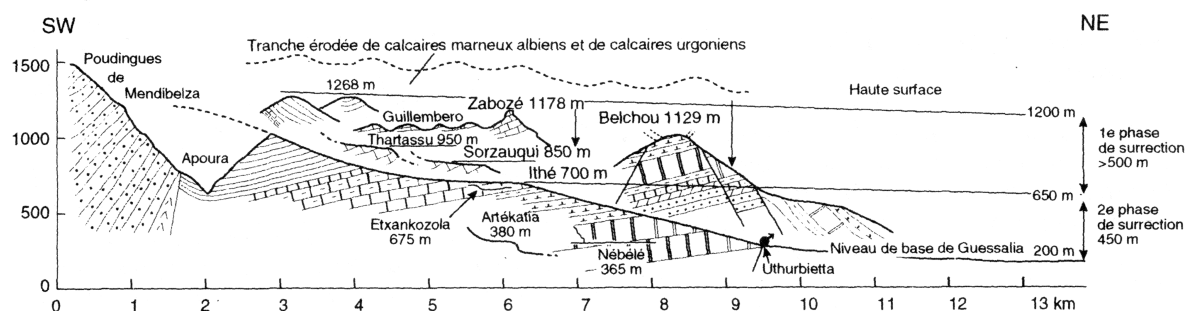


Figure 2 : Représentation schématique des niveaux fluvio-karstiques et endokarstiques étagés et correspondance avec les phases de surrection plio-quaternaire.

Figure 2 : Simplified diagram of staged fluvio-karstic and endokarstic levels and their connection with the quaternary surrection.

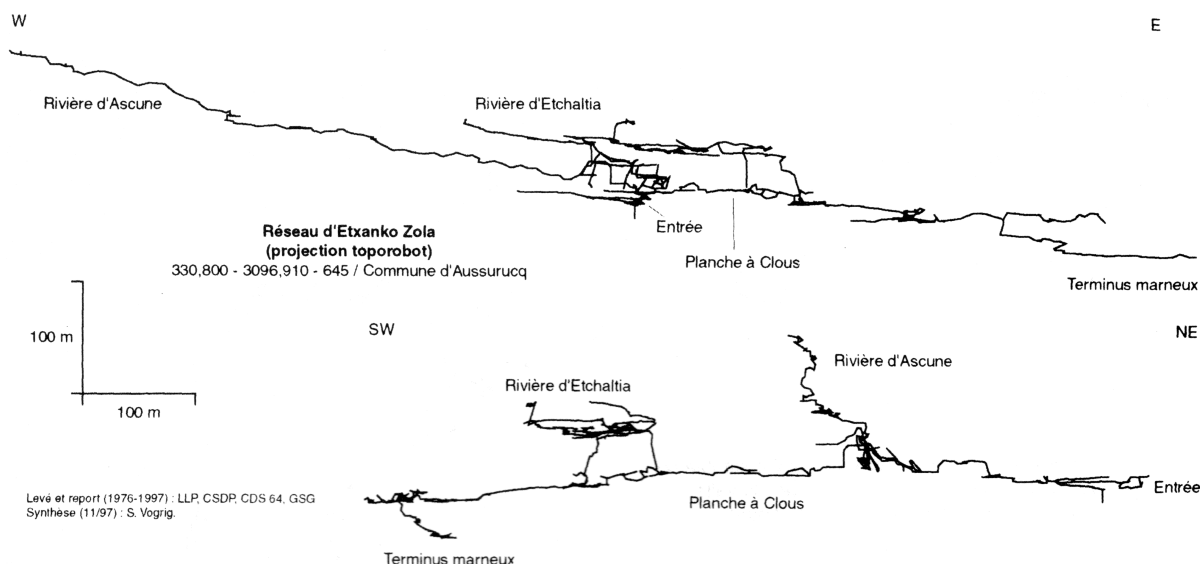


Figure 3 : Coupe du réseau d'Etxanko Zola. Les rivières d'Ascune et d'Etchaltia, les deux réseaux actifs principaux, sont reliées par une galerie sèche : la Planche à Clous.

Figure 3 : Diagrammatic section of the Etxanko Zola system. Ascune and Etchaltia rivers, the two main active systems are connected by a dry gallery, the Planche à Clous

Les réseaux actifs principaux sont alimentés par deux rivières souterraines provenant du nord-ouest: 1/ le réseau d'Ascune qui reçoit plusieurs affluents en rive gauche (Planche, ET 12) 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. Un réseau fossile de plus de 500 m de développement, la galerie des Planches à Clous (ou Grand Effluent) orientée sur une faille N040°, relie les deux réseaux actifs (fig. 3).

Les données morphologiques, sédimentologiques et géologiques du réseau d'Etxanko Zola permettent de proposer une évolution de cette cavité cohérente par rapport au contexte paléogéomorphologique et paléoenvironnemental (fig. 4).

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. CANEROT, N. VANARA et S. VOGRIG) 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 (karst barré).

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 spéléogénèse en régime noyé très lent. A certains endroits, des lames de calcaire urgonien sont réduites 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.

La capture des eaux souterraines du réseau d'Etxanko Zola par le nouveau niveau de base de l'Apoura s'est effectuée selon 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.

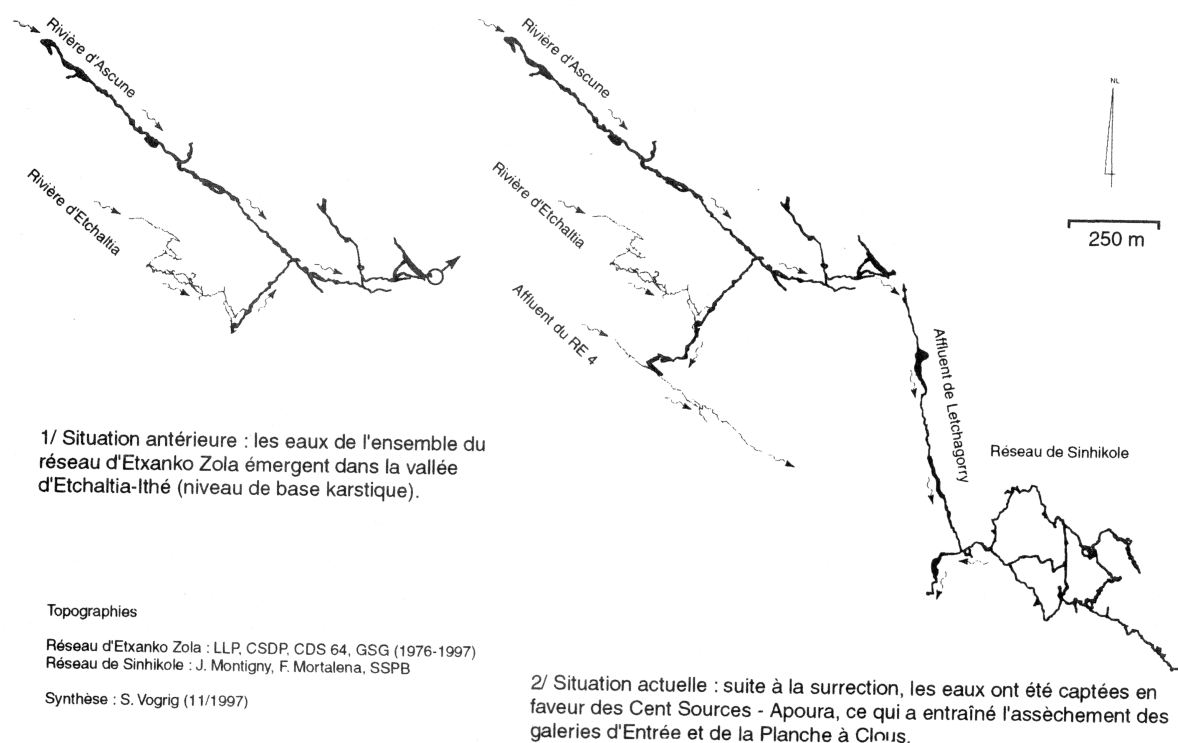


Figure 4 : Evolution du réseau d'Etxanko Zola. 1/ Organisation des écoulements avec un niveau de base karstique situé dans la vallée d'Etchaltia ; 2/ Réorganisation des rivières souterraines suite à la capture des écoulements par les Cent Sources - Apoura.

Figure 4 : Etxanko Zola system evolution. 1/ Organization of flow toward a karstic base-level in Etchaltia valley ; 2/ New organization of underground rivers following the capture of flow by Cent Sources and Apoura system.

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.

2 - 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.

Pour 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 l'entrée. Ces spéléothèmes sont de plusieurs types : plancher à calcite très finement laminée, plancher manganésifère, stalagmites massives cisailées 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.

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.

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. 5). Les échantillons ont été analysés au laboratoire de magnétisme des roches d'Aix-en-Provence (C.E.R.E.G.E., P. Rochette). Le principe de la méthode appliquée aux dépôts endokarstiques est rappelé par P. AUDRA (1994).

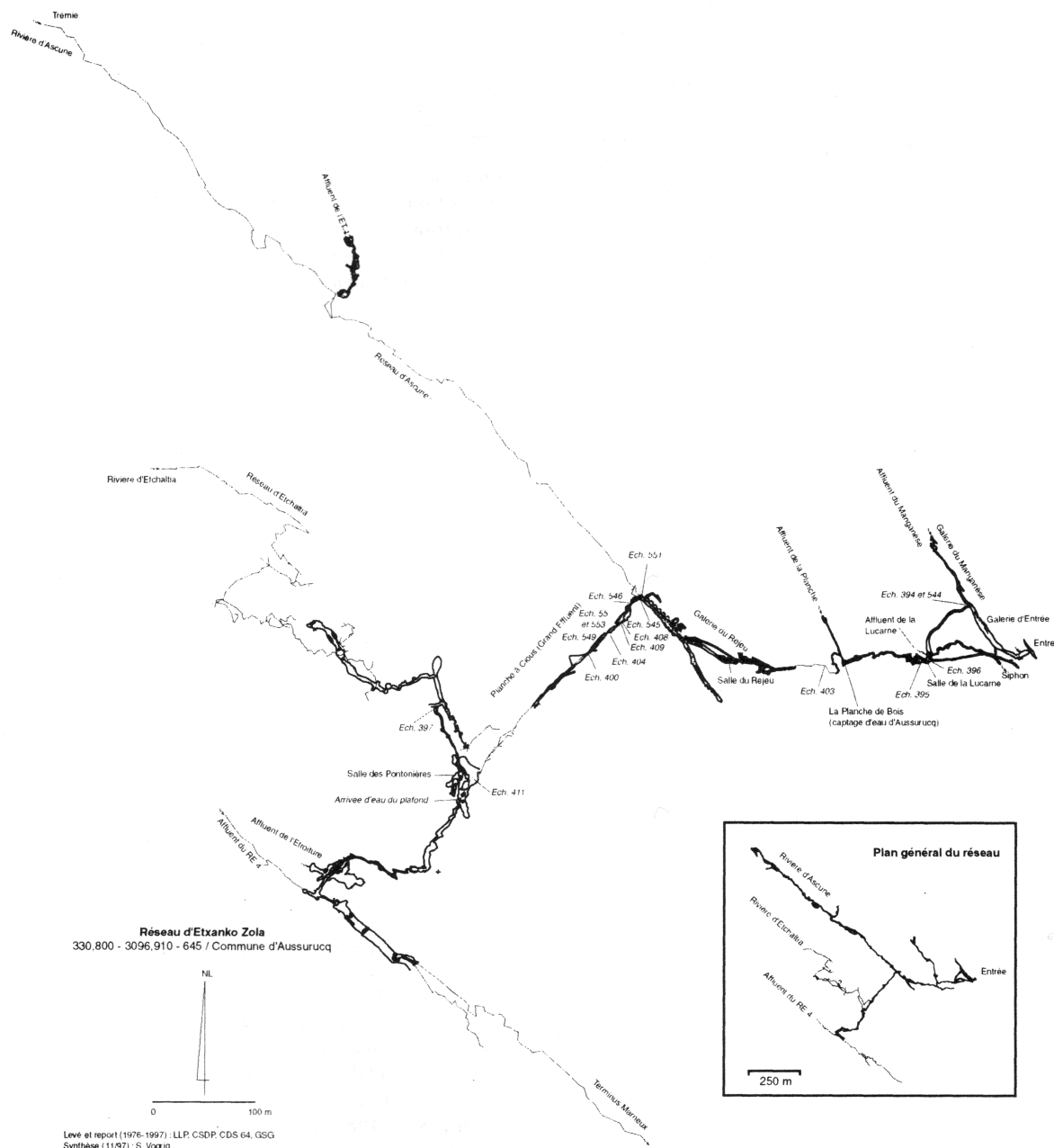


Figure 5 : Plan du réseau d'Etxanko Zola et localisation des échantillons étudiés. La cavité présente une organisation assez complexe en raison de l'imbrication de parties récentes et anciennes et de phénomènes de captures.

Figure 5 : Plan of Etxanko Zola system with location of sampling. The cavity shows a complexe organization due to imbrication of ancien and recent parts and to capture phenomena.

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 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).

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.

III - Conclusion : datation du niveau perché de 700 m et estimation de la composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur

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. 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 va dans le sens d'un âge Pléistocène inférieur daté par paléomagnétisme. Ce résultat est capital car il

permet de calculer la composante de surrection depuis le Pléistocène inférieur qui est de l'ordre de 500 m environ (fig 6).

Cavités	Spéléogénèse	Datations	Age	Tectonique
Et. Zola	Stationnement du niveau de base (niv. 700 m)	Paléomagnétisme (>780 ka)	Pléistocène inf.	Début de la 2ème phase de surrection
Nébélé (niv. - 100 m)	Stationnement du niveau de base (niv. 365 m)	U/Th (-407 ka)	Pléistocène moyen	Poursuite de la surrection

Figure 6 : Chronologie des cavités étudiées et corrélation avec les principales étapes de la surrection.

Figure 6 : Chronology of the studied galleries and correlation to the main surrective stages.

Je remercie tout particulièrement R. Maire (D.Y.M.S.E.T.-C.N.R.S., Bordeaux.) pour ses conseils et son aide précieuse sur le terrain ; J. Duplantier et F. Ichas (Groupe Spéléologique des Gaves, Pau) pour leur patience durant les fastidieux échantillonnages ; S. Vogrig pour la réalisation informatique des figures.

Références

- 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, 119 fig., 39 tabl., 59 ph., 279 p.
- DELANNOY J.J. 1997 - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst.. *Thèse de doctorat d'état, Université de Grenoble 1*, 678 p.
- 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.
- QUINIF Y. 1983 - Eléments d'une approche énergétique du karst. Applications à quelques exemples réels de karsts. *Karstologia n° 1*, Association Française de Spéléologie et Association Française de Karstologie, 2 fig., 7 ph., 12 réf. bibl., p. 47-54.
- VANARA N. 1998 - Le karst du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). Contrôle tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogénèse. *Thèse, université Michel de Montaigne-Bordeaux III, Institut de géographie*, 480 p.