

La colline de Gaztelu : paysages et roches

La colina de Gaztelu: paisajes y rocas

The Gaztelu hill: landscapes and rocks

Gaztelu muinoa: paisaiak eta haitzak

MOTS CLÉS : Gaztelu, colline, paysage, géologie, géomorphologie.

PALABRAS CLAVE: Gaztelu, colina, paisaje, geología, geomorfología.

KEY WORDS: Gaztelu, hill, landscape, geology, geomorphology.

GAKO-HITZAK: Gaztelu, muino, paisaia, geologia, geomorfologia.

Nathalie VANARA⁽¹⁾ et Joseph CANÉROT⁽²⁾

RÉSUMÉ

Malgré ses dimensions modestes, la colline de Gaztelu se détache nettement dans le paysage. Sa renommée est due aux grottes ornées et aménagées d'Isturitz-Oxocelhaya. Les études archéologiques intègrent désormais systématiquement des recherches sur les environnements passés et actuels. Dans ce cadre, les paysages ont été décrits et la géologie a requis une révision afin de préciser la nature et la disposition des terrains. L'histoire géologique du secteur de la colline de Gaztelu et sa structure actuelle ne peuvent s'apprécier qu'en faisant intervenir des données concernant le chaînon de l'Arberoue dans son ensemble ainsi que les unités plus méridionales de Bonloc et de l'Ursuya.

RESUMEN

A pesar de su modesto tamaño, la colina de Gaztelu destaca claramente en el paisaje. Su fama se debe a las cuevas decoradas y acondicionadas de Isturitz-Oxocelhaya. En la actualidad, los estudios arqueológicos incluyen sistemáticamente la investigación de los entornos pasados y presentes. En este marco, se han descrito los paisajes y ha sido necesario revisar la geología para aclarar la naturaleza y la disposición del terreno. La historia geológica de la zona de la colina de Gaztelu y su estructura actual sólo pueden apreciarse incluyendo datos sobre la cordillera de Arberoue en su conjunto, así como sobre las unidades más meridionales de Bonloc y Ursuya, como veremos más adelante.

ABSTRACT

Despite its modest size, the Gaztelu hill stands out clearly in the landscape. Its fame is due to the decorated and fitted out caves of Isturitz-Oxocelhaya. Archaeological studies now systematically include research into past and present environments. Within this framework, the landscapes have been described and the geology has required revision in order to clarify the nature and layout of the land. The geological history of the Gaztelu hill area and its present-day structure can only be appreciated by including data on the Arberoue range as a whole, as well as the more southerly units of Bonloc and Ursuya.

LABURPENA

Tamaina apala izan arren, Gazteluko muinoa nabarmentzen da paisaian. Bere ospea Isturitz-Oxocelhayako kobazulo apaindu zor zaie. Gaur egun, ikerketa arkeologikoei iraganeko eta egungo inguruneen ikerketa sistematikoki barne hartzen dute. Esparru horretan, paisaiak deskribatu dira eta geologia berrikustea beharrezkoa izan da lurren izaera eta trazadura argitzeko. Gazteluko muinoaren historia geologikoa eta egungo egitura Arberua mendilerroari buruzko datuak sartuz baino ezin dira aintzat hartu, baita Lekuine eta Urtsuiako hegoaldeko unitateei buruzkoak ere.

1. INTRODUCTION

Isturitz et Oxocelhaya, qui appartiennent au croissant de l'Arberoue, sont les seules grottes du Pays basque classées Monuments historiques (1^{er} octobre 1953). Ces sites voisins ont suscité de nombreuses recherches mal réparties entre les disciplines. Les travaux archéologiques sont de loin les plus importants (Normand, ce

volume) ; l'étude du substrat a suscité quelques thèses en géologie mais malheureusement les plus récentes ne se sont pas intéressées au secteur de Gaztelu. En géomorphologie, rien n'a été publié depuis l'ouvrage de G. Viers (1960) et en spéléo-karstologie, les écrits sont rares et dispersés (Douat et Lauga, 2009).

⁽¹⁾ Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Institut de géographie, 191, rue Saint-Jacques, 75005 Paris, Nathalie.Vanara@univ-paris1.fr et laboratoire TRACES, UMR 5608, université Toulouse Jean Jaurès, Maison de la recherche, 3, allées Antonio Machado, 31059 Toulouse cedex 9.

⁽²⁾ Joseph CANÉROT, université de Toulouse, 3, chemin Cordeau, 31200 Toulouse. Professeur Émérite.

Venant des hautes crêtes de la chaîne centrale à l'est, le géomorphologue est frappé par l'orographie capricieuse et l'affaissement morphologique qui modèlent les Pyrénées basques. P. Lamare écrivait en 1936 : « *cette coïncidence remarquable entre une modification structurale importante et une ligne de séparation ethnique ne saurait être fortuite. C'est la nature même du pays qui a favorisé l'unité du peuple basque lequel se rassembla dans le bastion naturel constitué par ces montagnes, presque partout habitables, offrant des communications faciles pour l'indigène mais impénétrables à tout envahisseur* ». Cette vision déterministe semble aujourd'hui dépassée ; elle rappelle néanmoins la nécessité d'intégrer, dans les études qui s'intéressent aux sociétés, le cadre géologique et géomorphologique (notion de bastion, de montagne refuge) qui constitue le temps des paysages « immobiles » (Braudel, 1949).

2. L'ORIGINALITÉ DU PAYS BASQUE DANS LE SYSTÈME PYRÉNÉEN

Le Pays basque français (le pays où l'on parle basque) comprend trois provinces : la Soule, le Labourd et la Basse-Navarre (Fig. 1).

2.1. Les montagnes basques

Au moment où la zone primaire axiale s'ennoie à l'ouest de la vallée d'Aspe, l'altitude des cimes - qui s'abaisse progressivement à 2 000 m en Haute Soule - marque un profond changement dans la structure et dans les conditions de la mise en valeur entre Pyrénées centrales et Pyrénées basques. Le front pyrénéen désormais mal aligné, le morcellement du relief, la disparition

de véritables reliefs de haute montagne, l'absence de belles formes sculptées par les glaciers quaternaires, comme la brièveté de l'enneigement pendant la mauvaise saison caractérisent la montagne basque par rapport au secteur situé plus à l'est. La coupure entre les versants espagnol et français est avant tout climatique. Le versant méridional appartient au bassin méditerranéen de l'Ebre et le versant septentrional à celui atlantique de l'Adour. Le premier est caractérisé par une relative sécheresse tandis que le second reçoit d'importantes précipitations qui expliquent l'opulence et la ténacité de la végétation.

2.2. Une zone géologique de transition

Les Pyrénées basco-cantabriques occupent une position particulière à la jonction entre le domaine océanique du golfe de Gascogne qui s'enfonce par subduction sous la marge nord-espagnole et la chaîne intracontinentale émergée des Pyrénées (Fig. 2). Elles correspondent à la zone de contact entre les marges continentales sud-européenne (Aquitaine) et nord-ibérique dont les prolongements occidentaux sont bien individualisés de part et d'autre de l'espace à croûte océanique (Boillot, 1984 ; Montadert, 1984).

La continuité vers l'ouest des structures pyrénéennes classiques est loin d'être démontrée. Il s'opère, en effet, au Pays basque une désorganisation structurale importante qui paraît principalement liée à l'existence d'une discontinuité crustale NNE-SSW transverse à la chaîne (Fig. 3) : la faille de Pamplona (Muller et Roger, 1977 ; Razin, 1989) ou transformante de Pamplona (Ducasse *et al.*, 1986) appelée aussi selon les auteurs ligne de diapirs navarraï, ligne Elisondo-Estella (Feu-

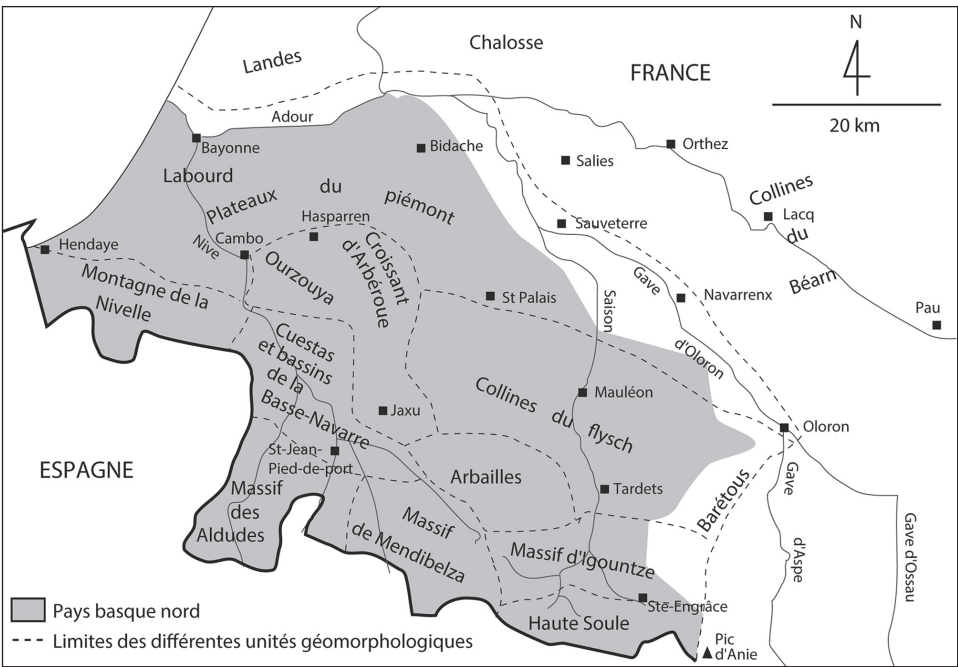


Fig. 1 : Les différentes unités géomorphologiques du Pays basque Nord (Viers, 1960 ; figure modifiée). La butte de Gaztelu (209 m, calcaires) appartient au croissant de l'Arberoue (421 m, calcaires et marnes) qui s'insère entre la crête de l'Ourzouya (470 m, gneiss, schistes et micaschistes) et les plateaux du piémont (318 m, flyschs).

illée et Rat, 1971), transverse basque ou basco-lan-daise (Schoeffler, 1982 ; Richard, 1986) a joué un rôle paléogéographique et tectonique majeur depuis le Jurassique terminal jusqu'à la fin de la tectogenèse pyrénéenne à l'Oligo-Miocène. Elle est responsable d'un rejet vertical plurikilométrique du socle dont le sens s'inverse du nord au sud de la chaîne (Schoeffler, 1982). Les profils sismiques longitudinaux le long de la zone nord-pyrénéenne et de la zone axiale montrent également un décalage du Maho à l'aplomb de cette faille crustale (Daignières *et al.*, 1980, 1982).

Cet accident profond coïncide en surface avec l'affleurement des massifs paléozoïques basques qui occupent une position satellite décalée vers le nord par rapport à la zone primaire axiale et son prolongement occidental : boutonnière anticlinale d'Oroz-Betelu (Lamare, 1936, 1954). Les massifs basques correspondent à une mosaïque de blocs paléozoïques et triasiques imbriqués, recouverts localement de formations néocrétacées de faciès variés (plate-forme, pente, bassin profond). Ces blocs sont séparés par des contacts tectoniques et/ou des bandes de terrains mésozoïques très déformées (Fig. 4). Ils ont probablement

subi des rotations post-hercyniennes non négligeables (Muller et Roger, 1977 ; Schott, 1985 ; Richard, 1986) mais aucune discontinuité alpine majeure ne permet de dissocier fondamentalement les différents éléments de ce puzzle (Lamare, 1941, 1954 ; Heddebaut, 1975 ; Muller et Roger, 1977 ; Richard, 1986). Les principaux éléments individualisés par P. Muller et J. Roger (1977) sont les massifs de Mendibelza-Igounze, des Aldudes, des Cinco-Villas - La Rhune, d'Iparla-Artzamendi, du Baygoura-Jara et de l'Ursuya (dont le soubassement est composé de roches à faciès granulite). Ces trois derniers massifs, rassemblés dans la littérature sous le nom de massif de Labourd, forment une avancée vers le nord autour de laquelle se moulent les plis de la couverture méso-cénozoïque de la zone nord-pyrénéenne et le chevauchement frontal nord-pyrénéen dont la flèche atteindrait ici sa valeur maximale de 25-40 km (Zolnai, 1971, 1975 ; Muller et Roger, 1977). L'enracinement des massifs basques (Lamare, 1954 ; Feuillée, 1967 ; Choukroune, 1974) est remis en question (Muller et Roger, 1977 ; Le Pochat, 1982 ; Flamand et Curnelle, 1982) mais leur degré d'allochtonie ne peut être apprécié (Razin, 1989).

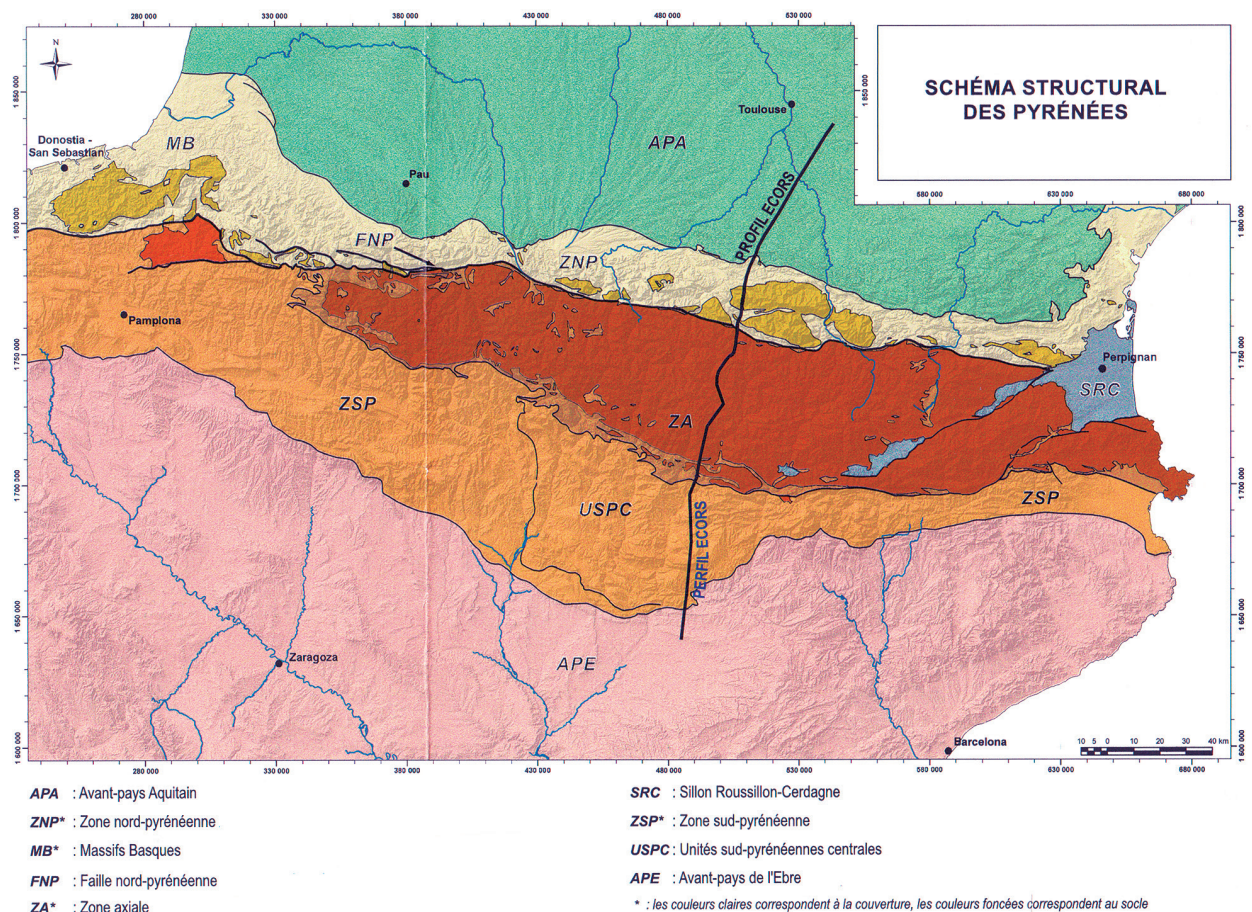


Fig. 2 : Carte structurale des Pyrénées (Ternet *et al.*, 2010).

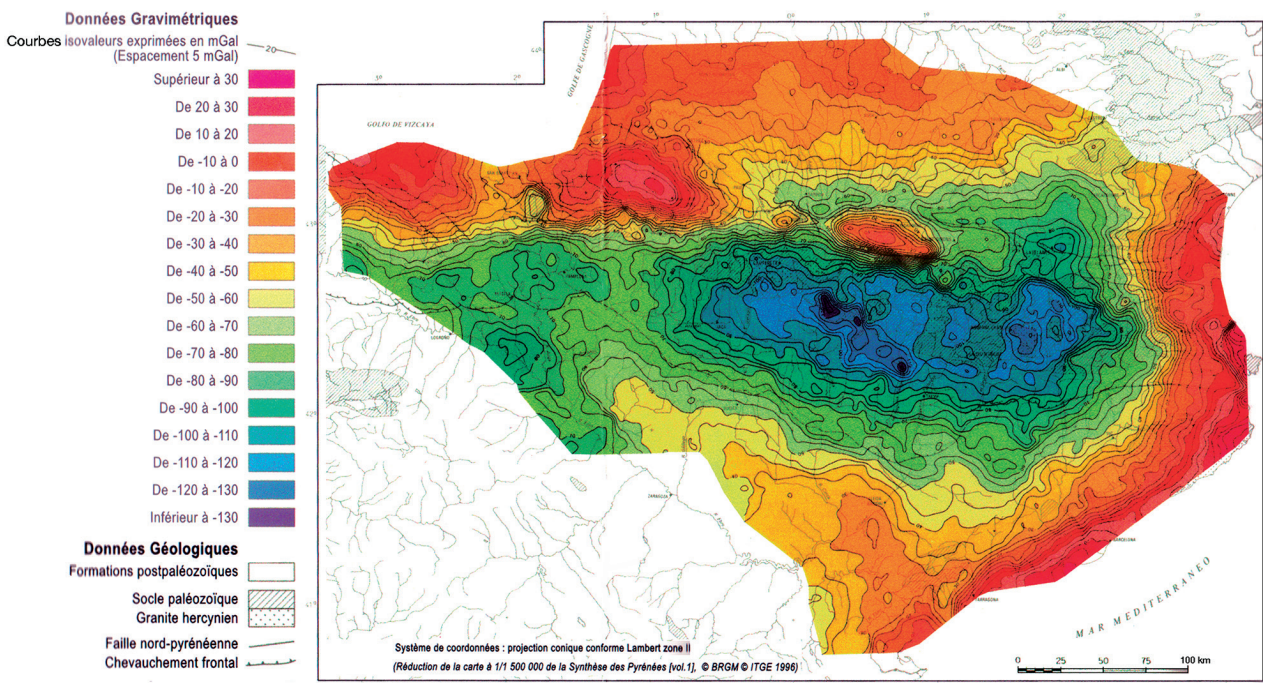


Fig. 3 : Carte gravimétrique des Pyrénées (anomalie de Bouguer) (Ternet *et al.*, 2010 ; figure recadrée). Cette carte représente les variations régionales du champ de pesanteur terrestre de la zone pyrénéenne. Ces variations sont induites par les contrastes de densité des roches qui constituent le sous-sol. En rouge, les zones d'anomalie positive associées à des excès de masse (roches denses) relativement aux zones bleues associées à des formations géologiques moins denses. La « zone axiale », au centre de la chaîne, montre un fort épaissement de la croûte terrestre, de faible densité (en bleu). Vers les cotes atlantiques, les teintes rouges indiquent une remontée du manteau (de forte densité) due à l'ouverture du golfe de Gascogne.

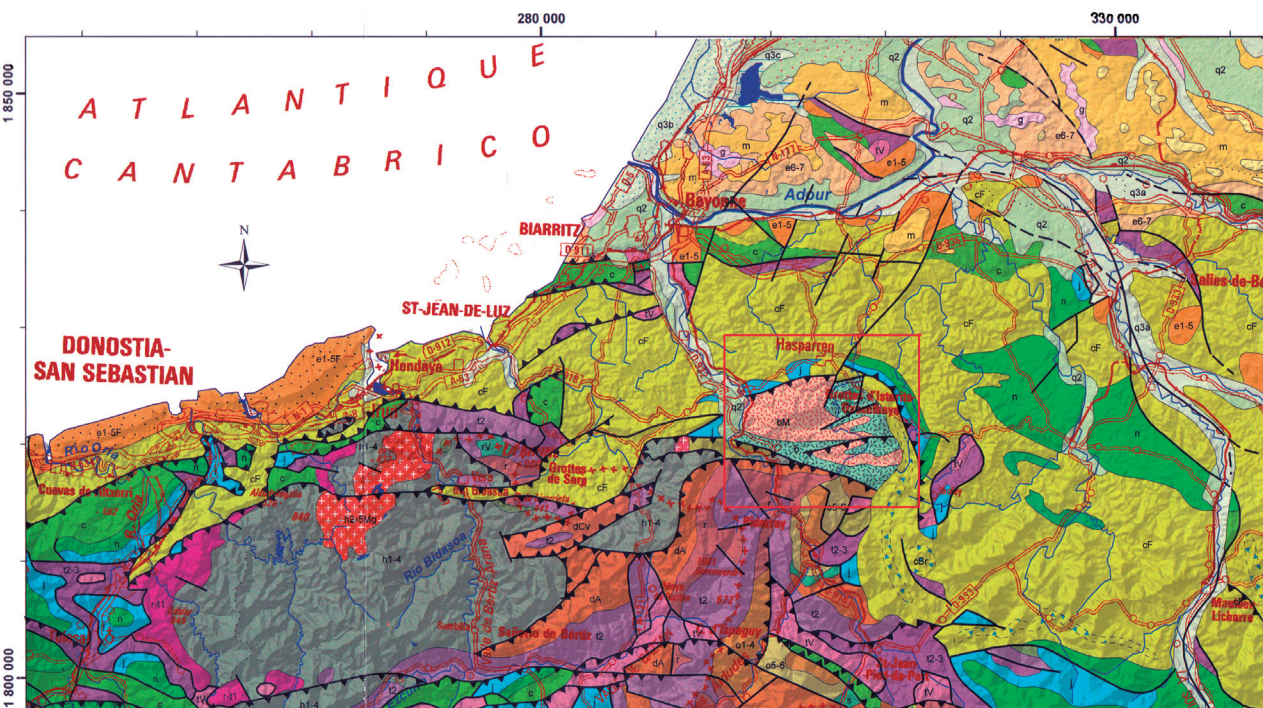


Fig. 4 : Carte géologique des Pyrénées occidentales au 1/400 000 (Ternet *et al.*, 2010, figure recadrée). La légende n'est donnée que pour la zone étudiée (encadré rouge). EDIACARIEN bm : Migmatites paradérivées ; b : schistes pélitiques, calcaires et dolomies, volcano-sédiments. ORDOVICIEN O5-6 : grès, conglomérats, schistes, calcaires et volcanites. DEVONIEN dA : série marines proximales avec prédominance de quartzites et de calcaires coralliaires (domaine d'Aldudes). PERMIEN r : grès, conglomérats, schistes, charbons et tuffites. TRIAS t2-3 : grès, marnes, dolomies, argiles et évaporites. JURASSIQUE j : calcaires, marnes, dolomies et conglomérats. CRÉTACÉ cBr : flysch à blocs ; n : marnes, grès et calcaires ; cF : flysch. QUATERNAIRE q2 : terrasses fluviales, q3a : dépôts actuels des fleuves.

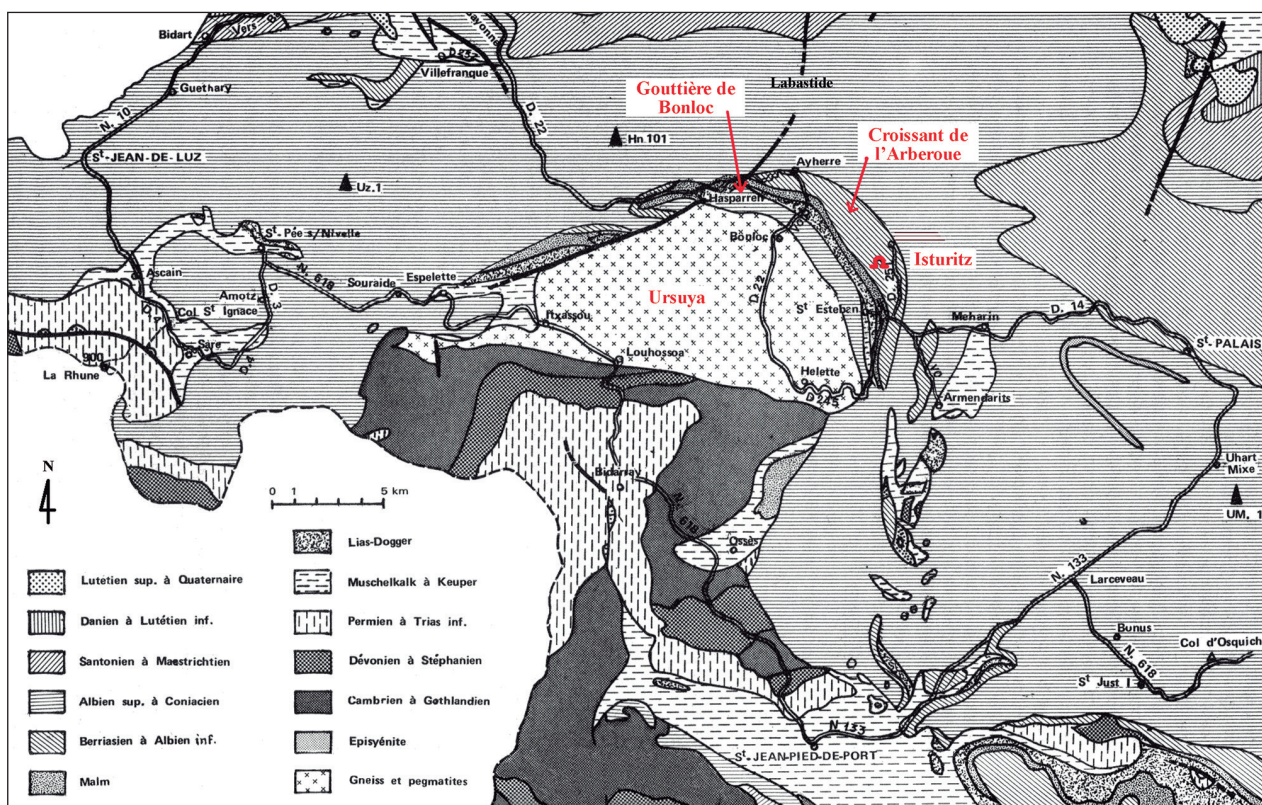
3. LE CADRE RÉGIONAL : LA COLLINE DE GAZTELU ET LE HAUT BASSIN VERSANT DE L'ARBEROUE

Le secteur étudié appartient à la bordure orientale mésozoïque des massifs paléozoïques basques (Fig. 4).

3.1. Paysage mamelonné de la série monoclinale de l'Arberoue

Véritable noyau de l'arc basque, ce segment de chaîne est situé au point de jonction des Pyrénées émergées de la chaîne cantabrique et du golfe de Gascogne. À l'ouest, le massif cristallophyllien de l'Ursuya (897 m) présente un dédale de collines aux lar-

ges couloirs coalescents. Les terrains sédimentaires se disposent en croissant autour du dôme cristallin (Fig. 5). La couverture crétacée supérieure apparaît dans la gouttière de Bonloc, structure synclinale à flanc sud laminé au contact du socle de l'Ursuya ; ce contact est donc, aujourd'hui, nécessairement mécanique. Les différents termes du flyschs sont transgressifs et déversés sur le cristallin. La série monoclinale de l'Arberoue - à armature d'âge jurassique et crétacé inférieur plongeant vers l'est - vient chevaucher le flanc oriental de la gouttière de Bonloc. Ce dispositif peut être interprété comme une écaille de rétro-chevauchement (Fig. 6), conséquence de l'avancée vers le nord de l'Ursuya à la faveur d'un chevauchement profond reconnu plus



au nord (Lamare, 1963). À l'est, le flysch forme des collines molles. Dans ce paysage mamelonné, les calcaires de la structure de l'Arberoue se détachent malgré leur faible altitude, le cas en particulier de l'Urgo-Aptien de la colline de Gaztelu (209 m, Fig. 7).

3.2. Une vallée aveugle

L'Arberoue est une vallée aveugle (Fig. 8). Ses eaux disparaissent par des pertes au contact des calcaires (n6a) de la butte boisée de Gaztelu (Fig. 9). Cette dernière, large de 500 m et longue de 700 m présen-

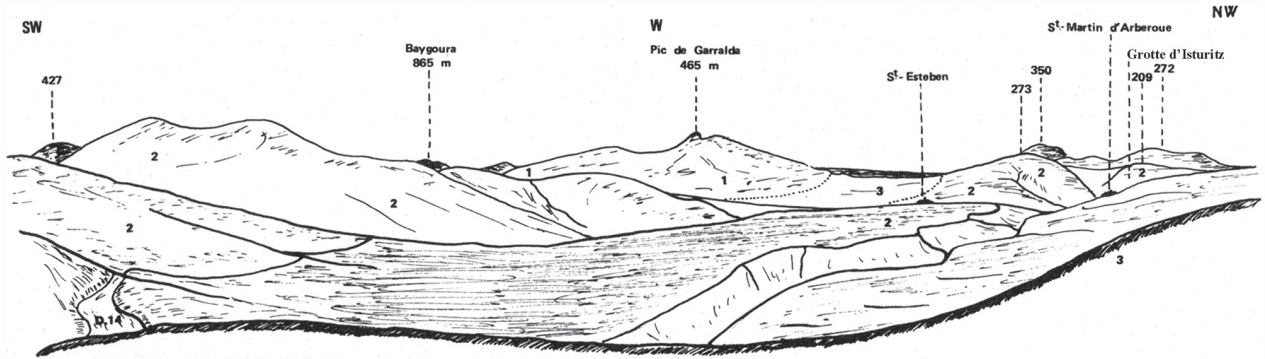


Fig. 7 : La région de Saint-Martin-d'Arberoue, Saint-Esteben vue de la route D14 d'Hasparren - Saint Palais, à la côte 209, à l'ouest de Méharin. Au nord-est du panorama, la colline de Gaztelu (grotte d'Isturitz) se détache (sommet 209 m). 1/ Paléozoïque du Labourd, 2/ Jurassique et Crétacé inférieur. 3/ Flysch de Mixe (Poignant, 1965 modifié par Debourle et Deloffre, 1976).

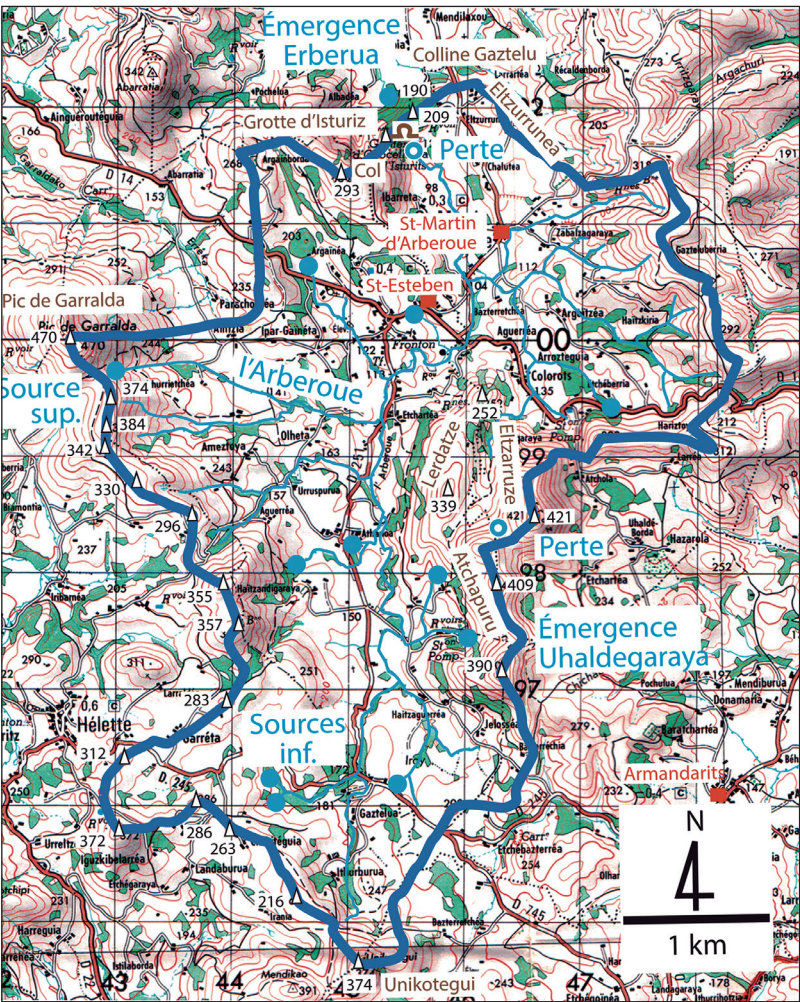
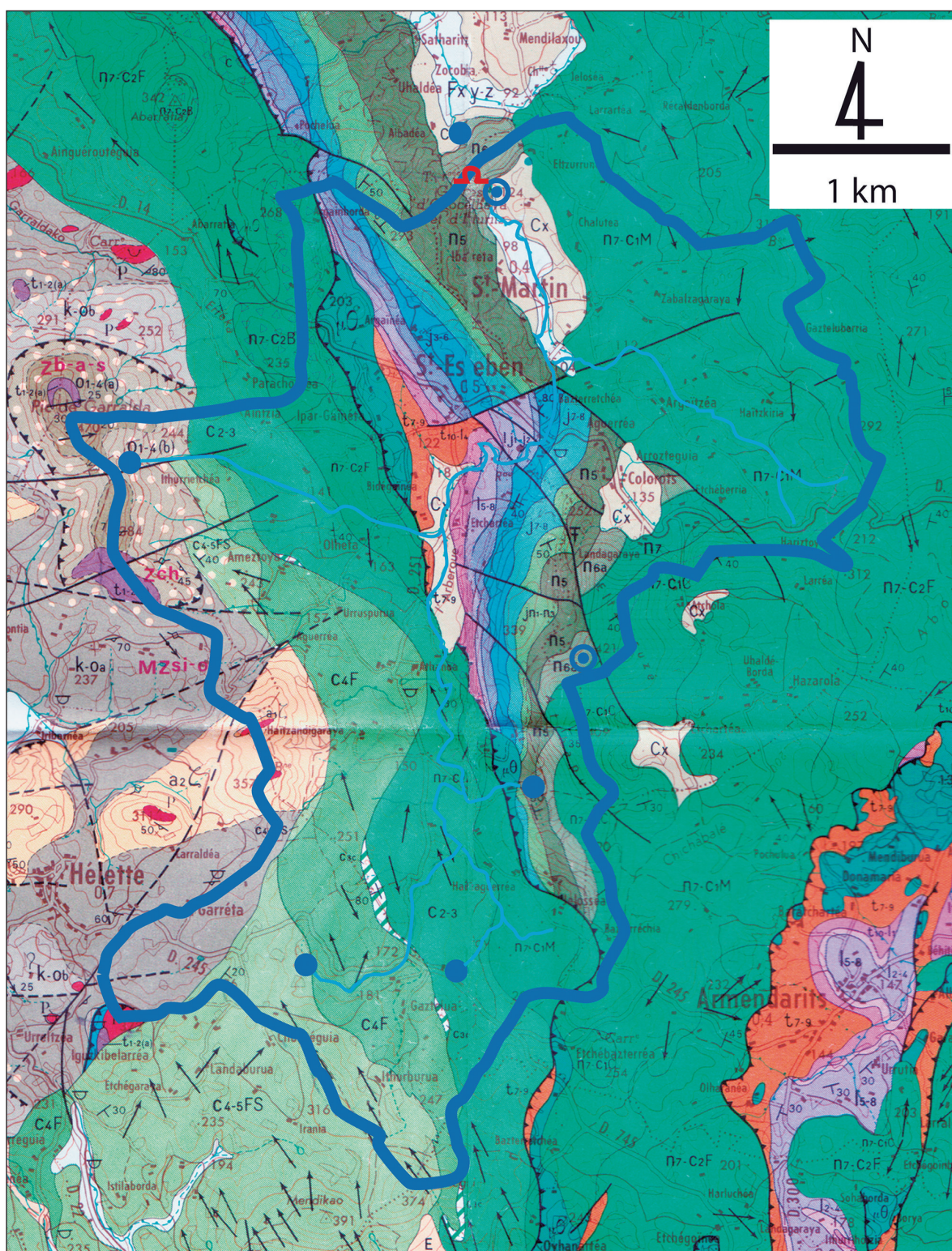


Fig. 8 : Limite du bassin versant de l'Arberoue en amont de la colline de Gaztelu où se développe les grottes d'Isturitz et d'Oxocelhaya. Limite du bassin versant de l'Arberoue en amont de la colline de Gaztelu où se développe les grottes d'Isturitz et d'Oxocelhaya (source : carte I.G.N., série orange, n° 1345, l'holiday, figure complétée).



te un sommet arrondi culminant à 209 m. Les pentes qui dominent la vallée sont raides, voire verticalisées ; elles s'amortissent au contact des collines du flysch (Eltzurrunea, ensellement 100 m, Fig. 8 ; n7-c1M) et des pentes marneuses (col 191 m, Fig. 8 ; n5, Fig. 9). Les grottes (cf. Isturitz, Fig. 8) étagées marquent le progressif encaissement de la rivière à partir d'une surface d'aplanissement encore visible dans les paysages (Fig. 10). En amont de la perte aval (Fig. 8) et sur une longueur de 1,5 km, les alluvions (Cx, Fig. 9) masquent le substrat et constitue des zones agricoles fertiles. La rivière – souligné par la ripisylve – s'encaisse de trois mètres dans ces propres alluvions. Les débordements, lors des crues, restent principalement cantonnés à la zone située juste en amont de la perte aval encombrée par des débris d'origines naturelle (troncs d'arbre) ou anthropique (pneus, bouteilles plastiques, etc.) qui ralentissent les flux. La vallée (500 m de large) est actuellement surdimensionnée par rapport au débit de la rivière estimé à 1 m²/s en basses eaux à 8 m²/s en hautes eaux au niveau du moulin Haristoy-Eyhera (Éléments, 1992, obs. personnelles).

3.3. Le bassin versant de l'Arberoue en amont de Gaztelu

La surface du bassin versant de l'Arberoue (Fig. 8) est de 20,12 km² à l'amont de la colline de Gaztelu (Éléments, 1992). La rivière prend sa source au pic de Garralda (470 m). De ce point culminant au sommet 372 m en passant par les crêtes 374-384-342-330-296 m, 355-357 m, et les collines 283 et 312 m, les eaux drainent les roches cristallines, éruptives et sédimentaires de l'Ursuya. Les sommets 470, 374, 384 et 342 m sont armés par des quartzites ordoviciens massifs gris-bleu ou gris foncé, brunâtre à l'altération (O1-4(a)) ; les bancs sont généralement métriques, parfois décimétriques,

occasionnellement séparés par des joints fins, schisteux, gris sombre. S'y associent, au pic de Garralda, les conglomérats de grès bigarrés du Trias à galets de quartz, quartzites blancs ou bleus et schistes noirs (t1-2(a)). Les sommets 355, 357 et 372 m présentent un chapeau protecteur de pegmatiques (Vié, 1969). Les flancs des collines et les cols sont constitués 1/ de schistes bleus légèrement silteux ordoviciens à altération rougeâtre et violacée (O1-4(b)), 2/ de gneiss et micaschistes cambro-ordoviciens probable (k-0a), 3/ de paragneiss à biotite précambriens probable (a2C, Lamaire, 1963).

L'extrémité sud du bassin versant aux altitudes plus faibles - sommets 286, 263, 216 et 374 m (Unikotegui) - s'inscrit dans les roches sédimentaires tendres de la gouttière de Bonloc. L'Arberoue traverse successivement :

- le flysch à silex coniacien supérieur à santorien (c4-5FS), largement transgressif sur la bordure de l'Ursuya (Fig. 5) par l'intermédiaire de marnes et de brèches. Au cœur de la formation alternent des lits centrimétriques d'argiles ocre ou jaunes, de silts, de grès et de marnes noires où les accidents silicifiés (cherts) et les lentilles de flysch calcaire sont nombreux ; au sommet, des argiles sans silex contiennent quelques bancs de calcaires marneux.
- le flysch calcaire coniacien (c4F) légèrement transgressif par rapport aux formations sous-jacentes. Les calcaires gris clair alternent avec les niveaux marneux foncés.
- le flysch des petites barres calcaires et le flysch bleu (c2-3) qui affleurent avec une épaisseur réduite. Au sein des marnes gris bleuté, les petites barres calcaires de plus en plus lenticulaires ne permettent pas d'établir une coupure valable entre ces deux ensembles.



Fig. 10 : Lambeau de surface d'aplanissement Galarreguy - Bortaldea (318 m) et colline de Gaztelu vus depuis la carrière Patzé au nord-ouest (N. Vanara, 25 juin 2011).

- les marnes à spicules d'Albien moyen - Cénomanién inférieur (n7-C1M) transgressives sur les formations sous-jacentes. Les marnes grises ou noires - entrecoupées de bancs de calcaires argileux - contiennent des niveaux conglomératiques polygéniques (Lamare 1963).

Par l'intermédiaire de petits affluents situés au sud-ouest de Saint-Esteben, les flyschs argilo-gréseux albo-cénomaniens (dits de Mixe, n7-c2F : silts, grès, conglomérats et olistolithes) et les brèches (dites de Bonloc, n7c2B : schistes noirs paléozoïques à matrice ferrugineuse altérée) appartiennent aussi au bassin versant de l'Arberoue (Lamare, 1963).

Dans la structure de l'Arberoue, les limites du bassin versant deviennent incertaines quand les écoulements souterrains prennent le pas sur les écoulements de surface dans :

- les crêtes (421 m - Etzarruzé, 409 m - Atchapuru, 390 m - Lerdatze, 339 m) séparant la dépression de Saint-Esteben (Arberoue) de celle d'Armandaritz (erreka Handia) ;
- les hauteurs du bas-bassin versant de l'Arberoue : (293 m et Gaztelu, 190 m).

L'unique coloration datée du 3 avril 1992 dans une perte (0,5 l/s), située entre les monts Etzarruze et Atchapuru (Lambert zone 3 : 313,70 - 319,80 / 320 m, Fig. 8), n'apporte aucune précision utile pour une meilleure délimitation (Éléments, 1992). Les hauteurs 421, 409 et 390 m coïncident avec les affleurements discontinus des calcaires à Mélobésiées (n7c1C, Albien). Les sommets 339 et 293 m sont armés par les calcaires et grès du Néocomien (jn1-n3). Le pointement 190 m est généré par les calcaires urgoniens du Gargasien (n6a). La dissolution a permis la mise en place de quelques phénomènes karstiques d'importance : l'émergence d'Uhaldegaraya (≈ 12 l/s) à Atchapuru (≈ 200 m de développement), les réseaux d'Albadia, d'Isturitz, d'Oxocelhaya-Haristoya ($\approx 1\ 000$ m de développement) et la perte - résurgence d'Erberua (≈ 1 à 8 m²/s) à Gaztelu (Fig. 8). Les zones déprimées correspondent aux bandes étroites des cargneules et calcaires du Rhétien-Sinemurien (t10-l4), des calcaires et calcaires marneux du Lias supérieur (l5-8), des calcaires à microfilaments de l'Aalénien inférieur - Dogger (lj1-j2), des marnes du Callovo-Orfordien (j3-6), des calcaires fins et noirs du Kimméridgien (j7-8), des marnes gréseuses et grès du Néocomien (jn1-n3) et des marnes du Bédoulien (n5) (Fig. 9).

4. LA COLLINE DE GAZTELU : RÉVISIONS DE LA CARTE GÉOLOGIQUE AU 1/50 000

Connaître avec précision la nature du substrat est une donnée initiale importante des études géomorphologiques (Vanara *et al.*, 2012). Dans un contexte de paysage mamelonné, les calcaires de la structure de l'Arberoue se détachent malgré leur faible altitude

(Fig. 8), pour exemple la colline de Gaztelu, 209 m, dominant la vallée de l'Arberoue (Fig. 7). Les cartes géologiques au 1/50 000 d'Hasparren (n° XIII-44) et d'Iholdy (n° XIII-45, Fig. 9) montrent que ce chaînon est composé de terrains s'échelonnant du sud au nord, en série normale avec un plongement vers le nord-est, dans le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur. Le Trias chevauche vers le sud la série du Crétacé moyen et supérieur emplissant la gouttière synclinale de Bonloc, sensée constituer la couverture sédimentaire discordante du massif paléozoïque plus méridional de l'Ursuya (Fig. 5). L'Aptien calcaire est suivi vers le nord par des marnes noires à spicules de l'Albien, auxquelles succède le flysch albo-cénomanién de Mixe.

D'après la carte géologique au 1/50 000 d'Iholdy (Le Pochat *et al.*, 1974), la colline de Gaztelu est constituée de calcaires urgoniens d'âge Gargasien (Fig. 9) : « Des calcaires à faciès urgonien surmontent les marnes de Sainte-Suzanne. D'épaisseur très variable, ils ne dépassent guère quelques dizaines de mètres au nord de la structure de l'Arberoue ; plus au sud, creusés par les grottes d'Oxocelhaya, ils atteignent 150 mètres. Dans cette masse de teinte générale gris foncé, alternent des calcaires micritiques à bioclastes de calcaires biopelsparitiques à quartz clastiques. Certaines passées à Polypiers sont bioconstruites. Ils renferment de nombreux Rudistes, des Polypiers, des Échinodermes, des Bryozoaires, des Miliolles et Iraquia, Coskinolinella daguini, Trocholina infra infragranulata, Nummuloculina qui confèrent à cette formation un âge aptien supérieur ».

Ces observations n'ont pas été remises en cause par la suite, ainsi en 1996, le rapport de J.-P. Texier : « Ce massif est principalement constitué de calcaires urgoniens de type micritique et biosparitique » ou en 2006 celui d'A. Lenoble : « La colline de Gaztelu est formée par les calcaires urgoniens qui barrent la vallée de l'Arberoue ». Pourtant des travaux antérieurs (Sauvy, 1960 in Bouquet, 1986) suggéraient déjà la complexité de la géologie de ces affleurements (Fig. 11), conséquence d'une paléogéographie qui place ce terrain à la fois sur la bordure occidentale du fossé albien de Mauléon et sur la bordure nord, jurassico-crétacée, du paléo-massif d'Ursuya (Fig. 2). Cette situation privilégiée implique de profondes variations d'épaisseur et de faciès, notamment dans l'intervalle du Crétacé moyen. Au point de vue tectonique, sa forme arquée épouse par ailleurs harmonieusement la bordure nord, arrondie, de ce même massif basque, généralement considéré comme fortement chevauchant vers le nord. Ce dispositif structural conduit à poser la question du degré d'autochtonie ou d'allochtonie des différentes unités portées à l'affleurement (Fig. 6).

Afin de mieux comprendre le contexte géologique des grottes de la colline de Gaztelu, les contours des formations carbonatées, calcaires et marneuses appartenant à l'Aptien, ainsi que leur organisation structurale, ont été précisés.

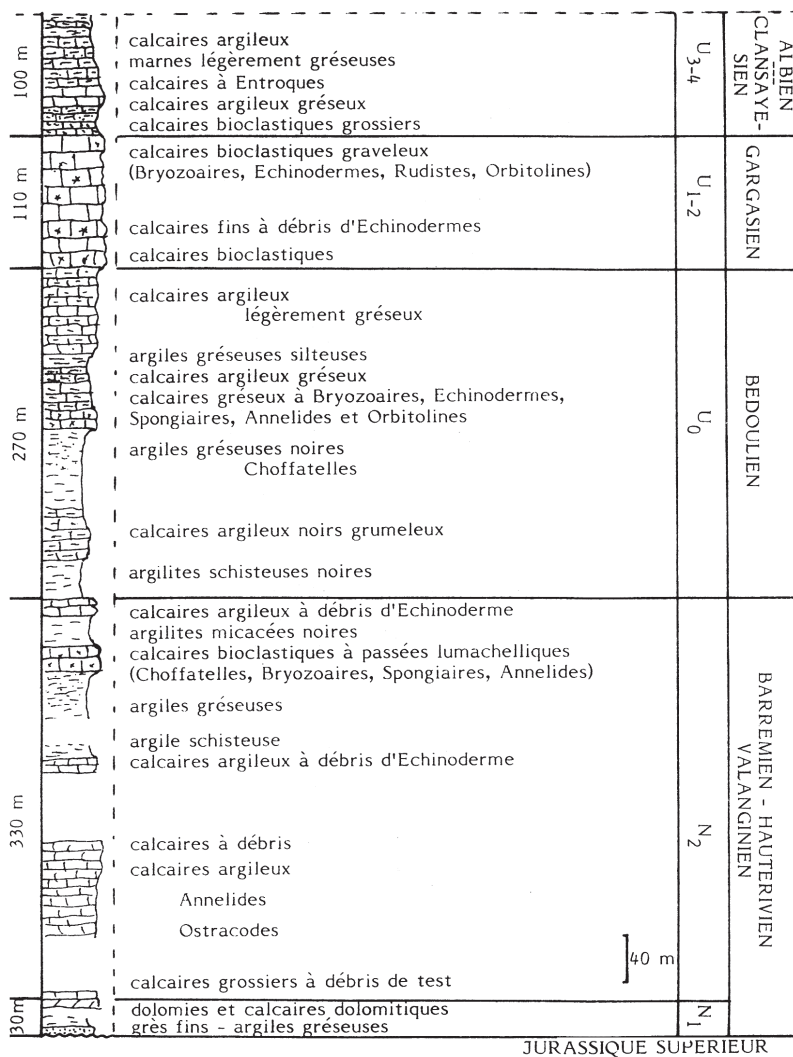


Fig. 11 : Colonne du Crétacé inférieur d'Isturitz - Oxocelhaya, croissant de l'Arberoue (Bouquet, 1986).

4.1. Formations lithostratigraphiques

La colline de Gaztelu est modelée dans une série appartenant essentiellement à l'Aptien (Fig. 12). Au sud, à la hauteur du relief culminant au point 293, affleurent les calcaires beiges, régulièrement stratifiés, caractérisant localement la formation des calcaires à annélides. Au-dessus apparaissent brusquement les marnes schisteuses sombres, gréseuses voire pélitiques, dites de Sainte-Suzanne d'âge bédoulien (Aptien inférieur). Leur épaisseur ne semble pas dépasser ici la centaine de mètres. On les retrouve au droit de la dépression qui court du nord-ouest au sud-est, de la métairie Uhaldea jusqu'à celle d'Ibarreta. Dans la partie centrale très boisée de la colline (Fig. 13a) vient ensuite un ensemble de calcaires gris, profondément fracturés, riches en sections de rudistes du genre *toucasia* (faciès « urgonien » typique), supportant, aux abords du point coté 209, les ruines d'une ancienne tour (Fig. 13b). La roche, massive, est caractérisée par son grain fin et sa patine

claire permettant le repérage assez aisé des fragments fossilisés (Fig. 14c). Un karst à nombreuses cavités, affecte cette nouvelle unité dont l'âge est selon toute vraisemblance gargasien (Aptien supérieur) et dont l'épaisseur n'a pu être précisée en raison de la déformation cassante et des difficultés d'observation (Fig. 14d). Suivent, au-delà d'une zone d'intense fracturation des barres carbonatées gris clair ou beige, que l'on reconnaît en particulier au droit de l'entrée des grottes. Ces barres sont épaisses (plus d'un mètre) et massives au sud (Fig. 14a), devenant de plus en plus minces en direction du nord. Parallèlement on passe de calcaires oolithiques à des calcaires bioclastiques à grain de plus en plus fin. Les derniers bancs correspondent à des micrites sombres à *Microsolénidés* et *Mélobésiées* autorisant une attribution stratigraphique au Clansayésien (Aptien terminal, Fig. 14b). On en retrouve un équivalent latéral sud-occidental sur la bordure méridionale de la colline qui porte les bâtiments Hariztoya. À la hauteur du portail d'entrée aux grottes, les derniers affleurements septen-

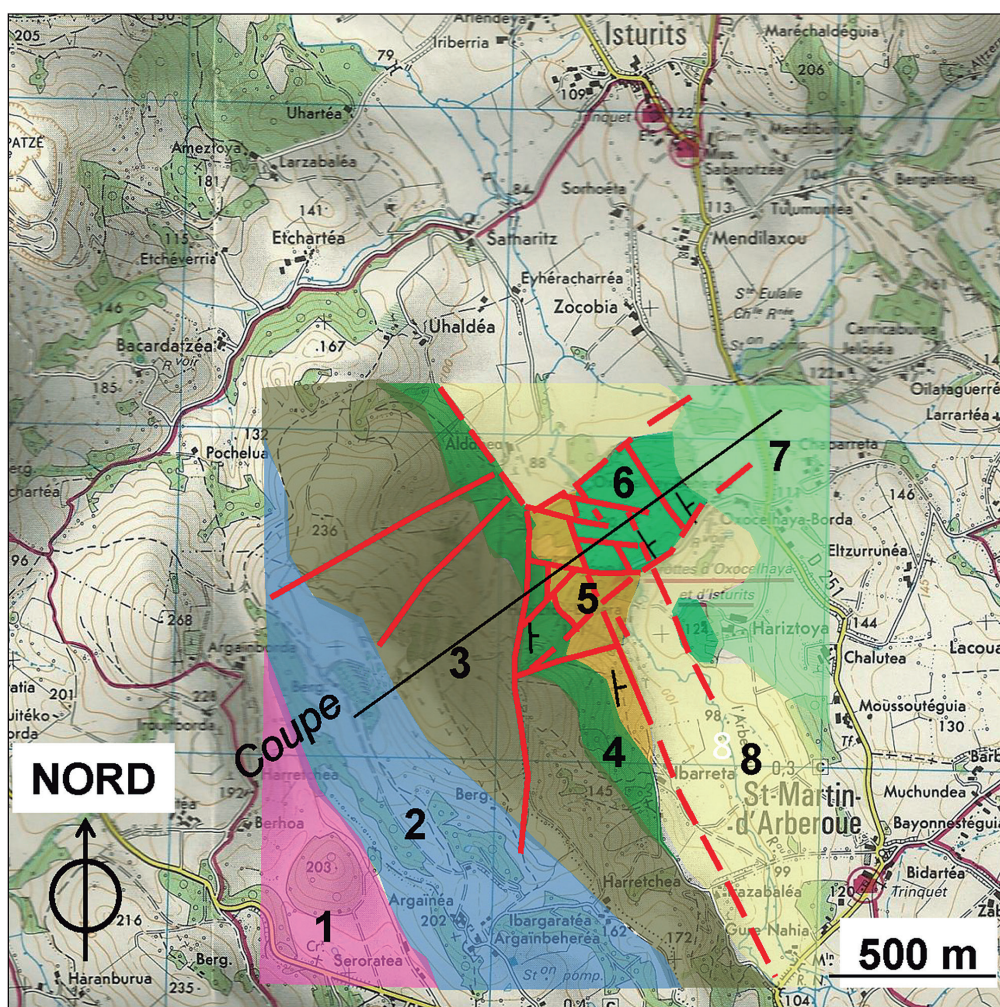


Fig. 12 : Carte géologique schématique de la colline de Gaztelu (commune d'Isturitz, Pyrénées-Atlantiques). 8 - Quaternaire : colluvions. 7 - Albien p.p. : marnes noires à spicules. 6 - Clansayésien : calcaires à Mélobésiées et Microsolénidés. 5 - Gargasien : calcaire à Toucasia. 4 - Bédoulien p.p. : marnes de Sainte-Suzanne. 3 - Néocomien-Aptien inférieur : calcaires beiges. 2 - Jurassique indifférencié. 1 - Trias indifférencié.

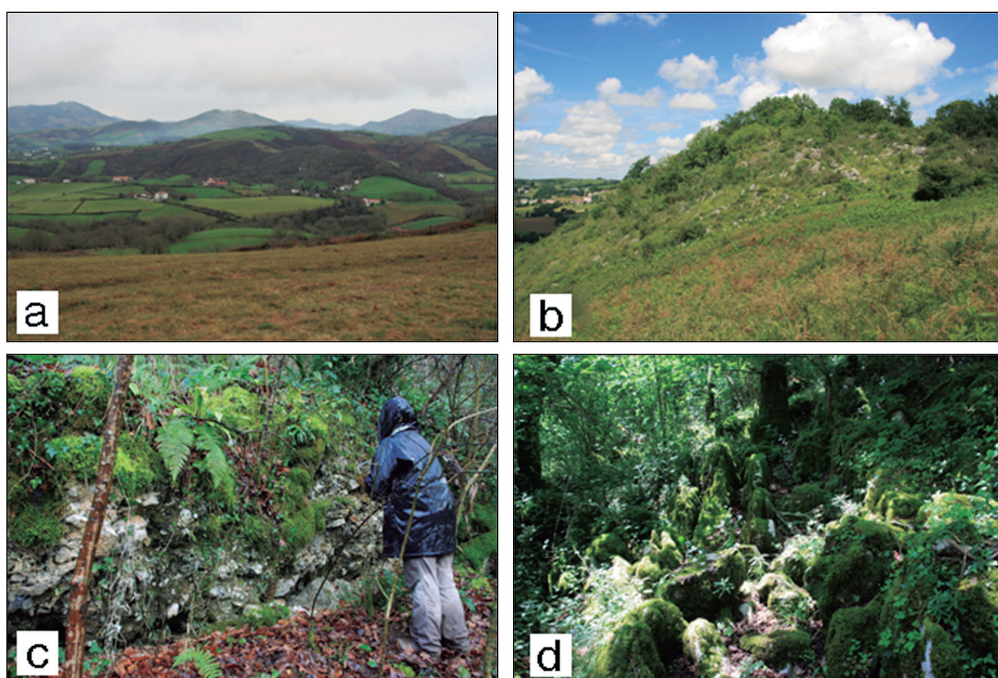


Fig. 13 : a : vue générale de la colline de Gaztelu, b : sud de la tour ruinée, contact (mécanique) entre calcaires urgo-gargasien et marnes bédouliennes, c : une des nombreuses failles affectant les calcaires urgoniens, d : karst actif dans les calcaires urgoniens (J. Canérot, 2012).

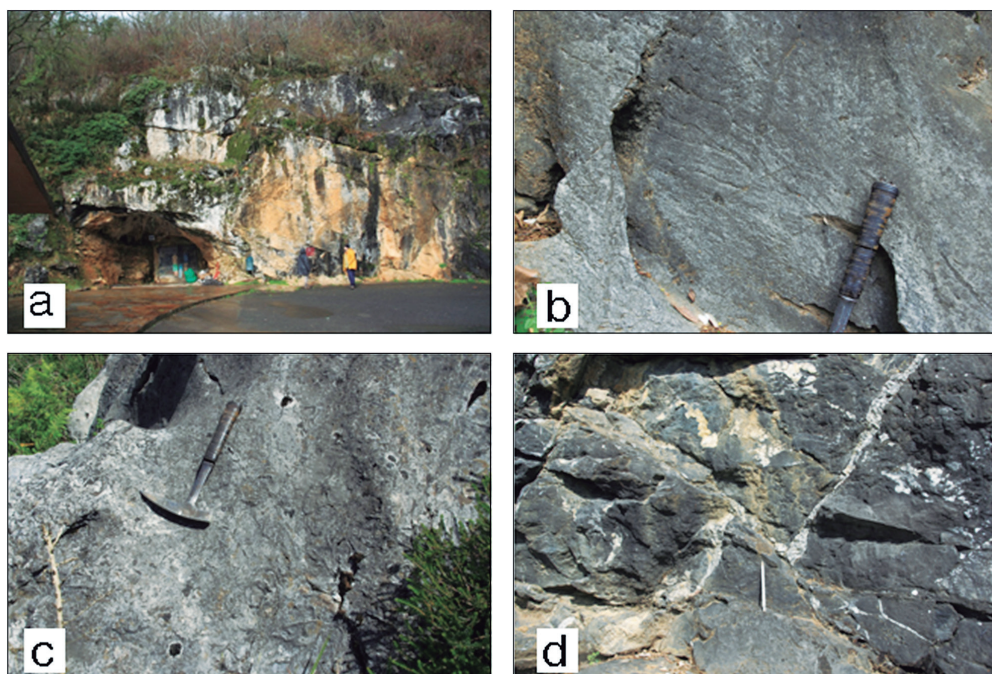


Fig. 14 : a : barre de calcaires clansayésiens à l'entrée touristique de la grotte d'Isturitz, b : stratifications entrecroisées au sein d'une barre clansayésienne, c : calcaire à sections de Toucasia (faciès urgonien) au sud de la tour en ruine, d : Système de fracturation (fractures remplies de calcite) au sein des calcaires clansayésiens (chemin d'accès de la grotte d'Isturitz) (J. Canérot, 2012).

trionaux révèlent une succession de marnes noires devenant de plus en plus gréseuses et finement litées du sud au nord, en montant dans la série. Cette dernière formation crétacée que l'on retrouve également aux abords de la ferme Hariztoya, est rapportée à l'Albien en raison de son lithofaciès (marnes noires dites « à spicules de spongiaires »).

La carte géologique (Fig. 9) montre enfin des dépôts colluviaux mal individualisés (Cx), qui tapissent le fond du vallon de l'Arberoue, de part et d'autre de la colline de Gaztelu. Leur épaisseur n'est pas importante (< 10 m, Vanara *et al.*, 2017) étant donné l'existence de dolines rappelant la présence d'un substrat carbonaté, notamment au nord-ouest de la métairie de Hariztoya.

4.2. Structure actuelle

Lors du levé de la carte géologique, il est très vite apparu que la série crétacée armant la colline de Gaztelu était découpée en plusieurs unités par un dense réseau de fractures (Fig. 15, 14a et 14d) que le couvert végétal ne permet pas de relever dans le détail. Ces cassures, sub-verticales, présentent trois directions dominantes (Fig. 15) : 1/ N°160E (NW-SE) qui définit l'orientation d'ensemble du chaînon de l'Arberoue ; 2/ N°090E (E-W) particulièrement bien représentée aux abords de l'entrée des grottes où ces fractures séparent les calcaires massifs du Gargasien des barres clansayésiennes plus septentrionales ; 3/ enfin N°060E (NE-SW) qui détermine l'orientation locale de la colline de Gaztelu. Une direction N-S semble également présente, notamment au droit des affleurements méridionaux des marnes bédouliennes.

Les unités ainsi délimitées présentent à l'affleurement des couches dont le pendage est spécifique. Ainsi, les marnes bédouliennes, d'orientation N130 à N-S, plongent fortement (60 à 80°) vers le NE ou l'E. Au sein des calcaires urgoniens, aucune mesure de pendage n'a été effectuée. Au nord de l'entrée des grottes (Fig. 14a), les barres clansayésiennes d'orientation N°110E, plongent de 12 à 15° vers le NNE ; enfin, au-delà de la dernière faille de direction N°130E, les derniers bancs clansayésiens ainsi que les premières assises marneuses albiennes, orientées N°140 à N°145E, présentent un pendage oscillant entre 30 et 40° vers le NE.

On remarque par ailleurs que le jeu normal des failles N°090E et N°160E détermine l'affaissement par paliers des compartiments septentrionaux par rapport à leurs homologues méridionaux (Fig. 15). Ainsi, au droit de l'entrée des grottes, les barres clansayésiennes sont effondrées de plusieurs mètres (voire plusieurs dizaines de mètres) par rapport aux calcaires urgoniens plus méridionaux. De ce fait, l'épaisseur mesurable à l'affleurement est nettement inférieure à la puissance réelle de la série éocétacée.

Il convient enfin de noter que les colluvions de l'Arberoue masquent une grande partie de la série aptienne aux abords de Saint-Martin-d'Arberoue (Fig. 12). Celle-ci est probablement laminée par écaillage en profondeur. Il n'apparaît ainsi pas raisonnable d'imaginer, comme le suggère la carte géologique d'Iholdy au 1/50 000 (Fig. 9), un contact stratigraphique entre les marnes albiennes et les calcaires barrémiens à Anéolidés au sud de ce bourg.

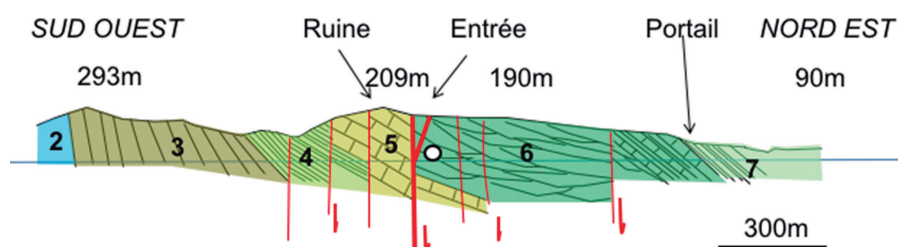


Fig. 15 : Coupe structurale schématique de la colline de Gaztelu (légende : Fig. 12). Noter : 1/ la profonde fracturation (failles N°090E et N°160E dominantes) des calcaires aptiens (calcaires à Toucasia du Gargasien et à Mélobésiées et Microsolénidés du Clansayésien) en particulier à la hauteur de l'entrées sud des grottes d'Oxocelhaya et d'Isturitz, 2/ le plongement général des couches vers le nord avec cependant une diminution du pendage du sud vers le nord, 3/ le jeu normal de la plupart des accidents avec affaissements des compartiments septentrionaux.

4.3. Histoire géologique

Par la grande homogénéité de leurs lithofaciès, les marnes de Sainte-Suzanne indiquent le développement d'immenses vasières marines peu profondes mais largement ouvertes sur le large. Les matériaux terrigènes, libérés par l'érosion du continent plus méridional, ont ainsi pu recouvrir ces domaines *offshore*, sans traverser de vastes plates-formes carbonatées qui n'étaient guère développées à cette période de conquête de territoires continentaux par la mer atlantique. Ce n'est qu'un peu plus tard, au Gargasien que de telles plates-formes voient le jour, en relation probable avec l'individualisation de domaines sédimentaires plus spécialisés. L'Urgonien recouvre ainsi uniformément la totalité du domaine sédimentaire ici considéré.

Puis, au cours du Clansayésien, cette plate-forme urgonienne perd son uniformité et s'effondre sous l'effet de mouvements tectoniques distensifs (transtensifs) qui annoncent la création du bassin (rift) de Mauléon. La pente sédimentaire nouvellement créée permet l'individualisation de puissantes barres oolithiques (Fig. 14a) puis bioclastiques (Fig. 14b) assurant l'articulation entre plate-forme urgonienne résiduelle et bassin des marnes à spicules naissant. Puis, avec l'accumulation généralisée de tels sédiments terrigènes fins, la totalité du domaine d'étude se trouve intégrée dans ce bassin dont le chañon de l'Arberoue occupe la bordure occidentale. Il faudra attendre les étapes suivantes de l'Albien et du Cénomaniens pour voir s'installer durablement et par débordements successifs en direction de l'ouest, le vaste fossé flysch mésocrétacé.

Au cours du Crétacé supérieur, au fil d'une longue étape « post-rift », le secteur d'étude sera recouvert par des nappes successives de sédiments flyschs s'échelonnant dans le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien, voire le début du Tertiaire. De tels sédiments sont conservés d'une part au sud, en bordure du massif de l'Ursuya (cf. *infra*) ou beaucoup plus au nord, dans la basse plaine de l'Adour. Ce n'est que bien plus tard, lors de l'orogénèse pyrénéenne, vers la fin de l'Éocène, que les serrages N-S conduiront à l'individualisation du pli-faillé de l'Arberoue. Mais il faudra attendre les effets de l'érosion et de la karstification pour que soit enfin révélée la structure que nous connaissons aujourd'hui.

5. CONCLUSION

Malgré ses dimensions modestes, la colline de Gaztelu se détache nettement dans le paysage. Sa renommée est due aux grottes ornées et aménagées d'Isturitz-Oxocelhaya. Les études archéologiques intègrent désormais systématiquement des recherches sur les environnements passés et actuels. Dans ce cadre, les paysages ont été décrits et la géologie a requis une révision afin de préciser la nature et la disposition des terrains. L'histoire géologique du secteur de la colline de Gaztelu et sa structure actuelle ne peuvent s'apprécier qu'en faisant intervenir des données concernant le chañon de l'Arberoue dans son ensemble ainsi que les unités plus méridionales de Bonloc et de l'Ursuya (Canérot, 2008).

Le chañon de l'Arberoue offre une structure arquée chevauchante vers le sud. De ce fait, le Trias ophitique ou le Lias calcaire portés à l'affleurement à la base de la série se superposent au flysch albo-cénomaniens de Bonloc. Ce dernier, illustré en particulier par les marnes schisteuses à olistolithes d'Abarratia, apparaît en série inverse plongeant de 45° vers le nord ou le nord-est (Fig. 16), sur le flysch gréseux cénomano-turonien. Ce dernier se superpose à son tour sur le flysch sénonien qui vient en contact avec les schistes, gneiss, quartzites et granilites paléozoïques du massif de l'Ursuya. Ce contact est localement souligné par la présence de la fameuse mégaturbidite calcaire turono-cogniacienne dite du « col d'Osquich ».

La carte géologique d'Iholdy (Fig. 9) indique un contact stratigraphique entre granulites et schistes d'une part et flysch néocrétacé d'autre part. Ce contact est notamment visible dans la carrière de granulite d'Erreka. Le flysch de Bonloc, ployé en un synclinal aigu déversé au sud, fossiliserait un vaste détachement méso-crétacé (Jammes, 2009 ; Masini, 2011).

Selon l'interprétation retenue ici, la gouttière de Bonloc se révèle au contraire remplie par une série monoclinale inverse à fort plongement vers le nord, recouvrant la bordure septentrionale de l'Ursuya par l'intermédiaire d'un accident que les auteurs des cartes au 1/50 000 d'Iholdy et de Hasparren ont d'ailleurs reconnu à l'ouest de notre secteur d'étude. Dès lors, les unités de l'Arberoue et de Bonloc correspondent à des écaïles poussées en avant de l'Ursuya lors de la mise en place de

ce dernier sous l'effet des serrages pyrénéens (Fig. 16). Cet important chevauchement vers le nord, d'âge Éocène supérieur ou du début de l'Oligocène, implique non seulement ce domaine oriental Ursuya-Baygoura

mais également les massifs hercyniens basques plus occidentaux (Razin, 1989) ; il pourrait avoir influencé les prémices de la karstification (remontées de fluides chauds en provenance du Trias).

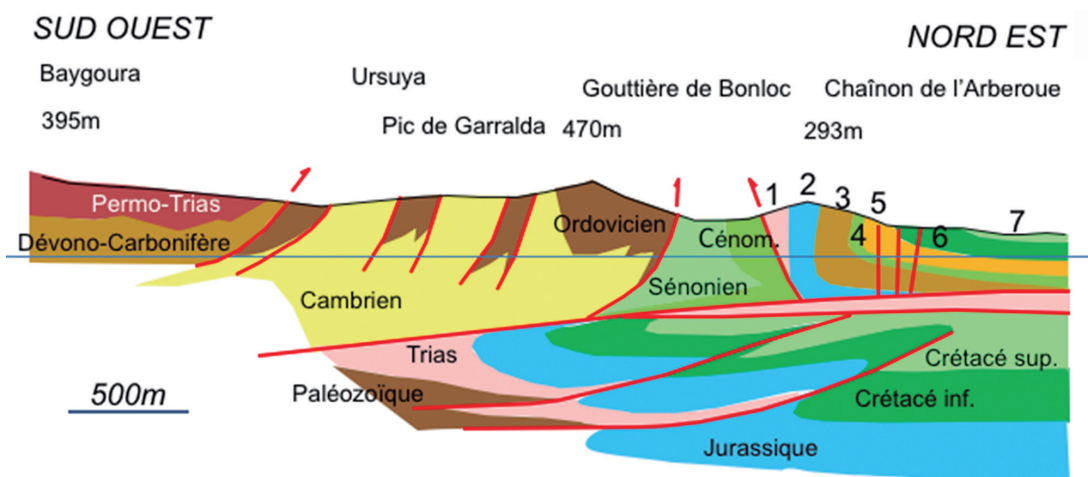


Fig. 16 : Coupe structurale schématisée sur la bordure nord de l'Ursuya. Noter la position allochtone du chaînon de l'Arberoue par rapport à la gouttière de Bonloc et à l'Ursuya dans l'hypothèse d'un chevauchement plat de ce massif basque en direction du nord. 1 à 7 : série mésozoïque de l'Arberoue (cf. détail, Fig. 12).

BIBLIOGRAPHIE

Boillot, G. 1984. Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. In : Boillot, G. (coord.), Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la Méditerranée, 5-81. Masson, Paris.

Bouquet, B., 1986. La bordure mésozoïque orientale du massif de Labour (Pyrénées occidentales) : stratigraphie, sédimentologie, structure, implications géodynamiques. Thèse de doctorat, Université de Pau et des pays de l'Adour, Pau.

Braudel, F., 1949. La Méditerranée et le monde méditerranéen à l'époque de Philippe II. Armand Colin, Paris.

Canérot, J., 2008. Les Pyrénées, histoire géologique. Bureau de Recherche géologiques et minières, t. 1. Atlantica, Biarritz.

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'État, Université de Montpellier, Montpellier.

Daignières, M., Gallard, J., Hirn, A., 1980. Étude sismique des Pyrénées, apport à la géodynamique. Bulletin du Bureau de recherche géologique et minière 1(2), 83-92.

Daignières, M., Gallard, J., Banda, E., Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range. Earth and Planetary Science Letters 57, 88-100.

Debourle, A., Deloffre, R., 1976. Pyrénées occidentales, Béarn, Pays Basque. Guides géologiques régionaux 11. Dunod ed., Paris.

Douat, M., Lauga, M., 2009. Investigations spéléologiques dans la région d'Isturitz. Comité spéléologique des Pyrénées-Atlantiques, Pau.

Ducasse, L., Muller, J., Velasque, P.-C., 1986. La chaîne pyrénéo-cantabrique : subduction hercynienne, rotation crétacé de

l'Ibérie et subductions alpines différentielles. Comptes rendus de l'Académie des sciences 303(2), 419-424.

Feuillée, P., 1967. Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies, essai d'étude stratigraphique. Mémoires de la société géologique de France 46(108), 1-343.

Feuillée, P., Rat, P., 1971. Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. In : Histoire structurale du golfe de Gascogne, vol. 2, 1-48. Technip, Paris.

Fland, J.-M., Curnelle, R., 1982. Reconnaissance de l'allochtonie du massif cristallin du Labourd (Pyrénées-Atlantiques). Géologie profonde de la France 39, 289-293.

Heddebaut, C., 1975. Études géologiques dans les massifs paléozoïques basques. Bulletin du Bureau de recherches géologiques et minières 4(1-2), 5-30.

Jammes, S., 2009. Processus d'amincissement crustal en contexte transensif : l'exemple du golfe de Gascogne et des Pyrénées basques. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, Strasbourg.

Lamare, P., 1936. Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Thèse Société Géologique de France, Paris.

Lamare, P., 1941. Remarques sur la structure du pays Basque. Bulletin de la Société Géologique de France 11(1-3), 97-112.

Lamare, P., 1954. Présentation de la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port de la carte géologique de la France au 1/80 000 avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords. Actes du 2e Congrès international d'études pyrénéennes, Luchon-Pau, 21-25 septembre 1954, 73-124. Union internationale d'études pyrénéennes, Pau.

Lamare, P., 1963. Bayonne. Carte géologique de la France au 1/50 000, n. 1001. Bureau de recherches géologiques et minières.

- Lenoble, A., 2006. Étude géologique, suivi géoarchéologique du site d'Isturitz. Rapport final des fouilles programmées triennuelles 2000-2002 et projet de recherches 2003-2005, service régional de l'Archéologie d'Aquitaine, Bordeaux.
- Le Pochat, G., 1982. Reconnaissance des écaillés de cristallin et de Paléozoïque dans les massifs paléozoïques basques. Programme Géologique profonde de la France 39, 285-288. Bureau de recherches géologique et minière édit.
- Masini, E., 2011. L'évolution tectono-sédimentaire syn-rift des bassins de marge passive profonde : Exemples du bassin de Samedan (Alpes centrales, Suisse) et du bassin de Mauléon (Pyrénées basques françaises). Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, Strasbourg.
- Montadert, L., 1984. La marge continentale du nord du golfe de Gascogne et le bassin d'Aquitaine. In : Boillot, G. (coord.), Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, 83-154. Masson, Paris.
- Muller, J., Roger, P., 1977. L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental), le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géologie alpine* 53(2), 149-191.
- Poignant, A., 1965. Révision du Crétacé inférieur en Aquitaine occidentale et méridionale. Thèse de doctorat, faculté des Sciences naturelles, Paris.
- Razin, P., 1989. Évolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (province du Labour). Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, Bordeaux.
- Richard, P., 1986. Structure et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays basque français). Thèse d'État, Université d'Orléans, Orléans.
- Schoeffler, J., 1982. Les transversales basco-landaises. *Bulletin Centre Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine* 6(1), 257-263.
- Schott, J.-J., 1985. Paléomagnétisme des séries rouges du Permien, du Trias et du Crétacé inférieur dans les chaînes pyrénéo-cantabriques et nord-ouest ibérique, implications géodynamiques. Thèse d'État, Université de Strasbourg, Strasbourg.
- Ternet, Y., Baudin, T., Laumonier, B., Barnolas, A., Gil-Pena, I., Martin-Alfageme, S., 2010. Carte géologique des Pyrénées au 1/400 000. Bureau de recherche géologique et minière et Instituto Geologico y Minero de España, 1 carte, Orléans et Madrid.
- Texier, J.-P., 1996. Rapport sur l'étude géologique du site d'Isturitz-Oxocelhaya. Université de Bordeaux 1, CNRS.
- Vanara N., Besson J.-P., 2010. Les karsts des Pyrénées occidentales, de l'Atlantique au gave d'Ossau. *Karstologia Mémoires* 19, 284-285.
- Vanara, N., Bigot, J.-Y., Bruxelles, L., Canérot, J., Maire, R., Dandurand, G., Benjamin, L., Magne, L. 2012. Karstologie de la colline de Gaztelu. In : Garate, D. (dir.), Les grottes ornées de la colline de Gaztelu (Saint-Martin-d'Arberoue, Pyrénées-Atlantiques), étude de l'art pariétal paléolithique Isturitz, Oxocelhaya-Haristoya et Erberua, phase 1 les grottes d'Isturitz et Oxocelhaya-Haristoya. *Projet programme*, 199-233. Service régional de l'Archéologie d'Aquitaine, Bordeaux.
- Vanara, N., Rousset, D., Sénéchal, G., 2017. Accès à la grotte d'Erberua. In Garate, D. (dir.), Les grottes ornées de la colline de Gaztelu (Saint-Martin-d'Arberoue, Pyrénées-Atlantiques), étude de l'art pariétal paléolithique : Isturitz, Oxocelhaya-Haristoya et Erberua, phase 1 : les grottes d'Isturitz et Oxocelhaya-Haristoya, 161-163. *Projet programme, rapport final 2011-2017*, service régional de l'Archéologie Nouvelle Aquitaine, Bordeaux.
- Vié, G., 1969. Pegmatites et feldspaths de l'Ursuya. *Industrie céramique* 624, 885-886.
- Viers, G., 1960. Pays basques français et Barétous. Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piémont. Privat, Toulouse.
- Zolnai, G., 1971. Le front nord des Pyrénées occidentales. In : *Histoire structurale du golfe de Gascogne* vol. 2, 1-10. Technip, Paris.
- Zolnai, G., 1975. Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant-pays nord des Pyrénées occidentales. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* 17n. 2(3), 219-238.

