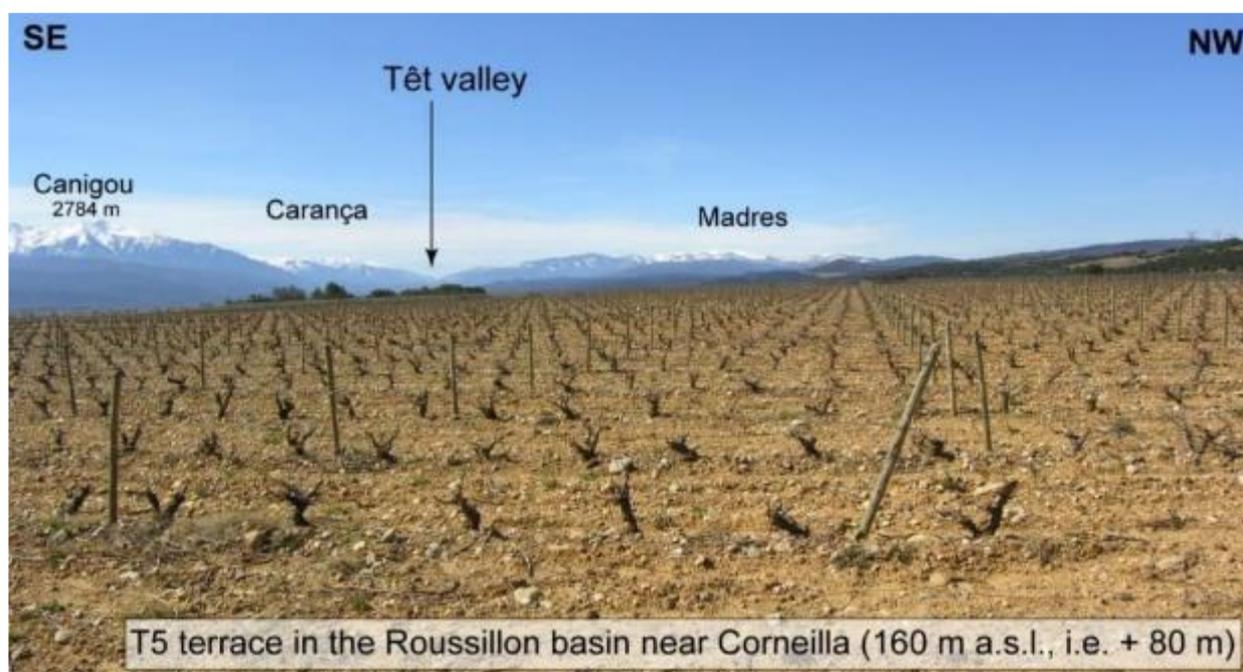




Excursion AFEQ CNF-INQUA - 9-11 sept. 2021

L'impact des changements environnementaux pléistocènes sur l'évolution des paysages 10 ans de recherches en Quaternaire et Géomorphologie dans l'est des Pyrénées



Livret coordonné par Magali Delmas

avec la collaboration de

Marc Calvet, Stéphane Jaillet, Theo Reixach, Patrick Sorriaux, Yanik Le Guillou,
Céline Pallier, Laurent Bruxelles, Marc Jarry et François Bon



Remerciements

Les organisateurs de cette excursion remercient chaleureusement les membres du bureau de l'AFEQ, en particulier Valentina Villa et Patrice Wuscher, pour leur soutien logistique. Merci également à Julie Dabkowski, Hélène Tissoux et Maria Fernanda Sanchez Goni pour leurs conseils et relais d'informations.

Un très grand merci également à la commission recherche de l'Université de Perpignan Via Domitia et à l'UMR 7194 HNHP pour leur soutien financier et au Département de l'Ariège (SESTA) pour son accueil dans les grottes de Niaux et du Mas d'Azil à titre gracieux.

Sommaire

Les Pyrénées : un laboratoire de terrain	3
1. Une chaîne de montagne d'Europe méridionale aux forts contrastes climatiques et paléoclimatiques.....	3
2. Une chaîne de montagne en contexte post-orogénique	5
3. Chronologie des séquences fluviales pyrénéennes.....	10
4. Chronologie des fluctuations glaciaires pléistocènes.....	14
Géochronologie. Eléments de méthodologiques	25
1. ESR : une méthode de datation de type paléo-dosimétrique.....	25
2. Modéliser la concentration en TCN produits in situ. Applications en géochronologie et géomorphologie	27
Les étapes de l'itinéraire de la façade méditerranéenne au piémont nord des Pyrénées	37
1^{er} jour : L'évolution Plio-Quaternaire du bassin du Roussillon et de ses bordures.....	38
1a- La séquence de terrasses fluviales pléistocènes de la Têt. Stratigraphie relative et datations croisées par ESR et profils verticaux de nucléides cosmogéniques.....	38
1b- Le karst de Villefranche comme marqueur de l'incision Plio-Pléistocène de la vallée	51
2^{ème} jour : Les paléoenglacements pléistocènes des hauts massifs (Cerdagne et Hte Ariège).....	60
2a- Le complexe morainique terminal de la Têt : chronologie de la dernière expansion glaciaire maximale et impact du LGM	60
2b- Les séquences glaciaires de la haute vallée de l'Ariège et du col du Puymorens. Les paléoenglacements comme marqueur des changements climatiques survenus dans l'est-pyrénéens au cours du LGM et de la Dernière Terminaison Glaciaire	63
2c- Le système karstique de Niaux-Sabart-Lombrives et visite du Salon Noir	69
3e jour : Géoarchéologie, dynamiques karstiques et séquences fluviales en Ariège.....	78
3a- La grotte du Mas d'Azil. Dynamique sédimentaire en contexte karstique. Géoarchéologie et occupations préhistoriques	78
3b- Etagement et chronologie des terrasses fluviales dans le bassin de Pamiers : réponse du système fluvial aux fluctuations pléistocènes du glacier de l'Ariège	86
Bibliographie	91

Les Pyrénées : un laboratoire de terrain

Les Pyrénées offrent un laboratoire de terrain particulièrement intéressant pour analyser l'impact des changements climatiques globaux sur les paléoenvironnements pléistocènes aux échelles locales et régionales car cette montagne occupe à la fois une position charnière entre l'Atlantique et la Méditerranée et une latitude relativement méridionale en Europe occidentale (42-43°). Cette double caractéristique explique l'existence de contrastes climatiques majeurs au sein de l'espace pyrénéen, entre les façades nord et sud d'une part, entre les extrémités orientales et occidentales de la chaîne d'autre part.

1. Une chaîne de montagne d'Europe méridionale aux forts contrastes climatiques et paléoclimatiques

Actuellement, les contrastes climatiques sont particulièrement sensibles en termes de volume annuel et de rythme saisonnier des précipitations (Fig. 1). Ils sont perceptibles également à travers les températures moyennes mensuelles de janvier et de juillet mais aussi à travers l'insolation annuelle et saisonnière (Fig. 2).

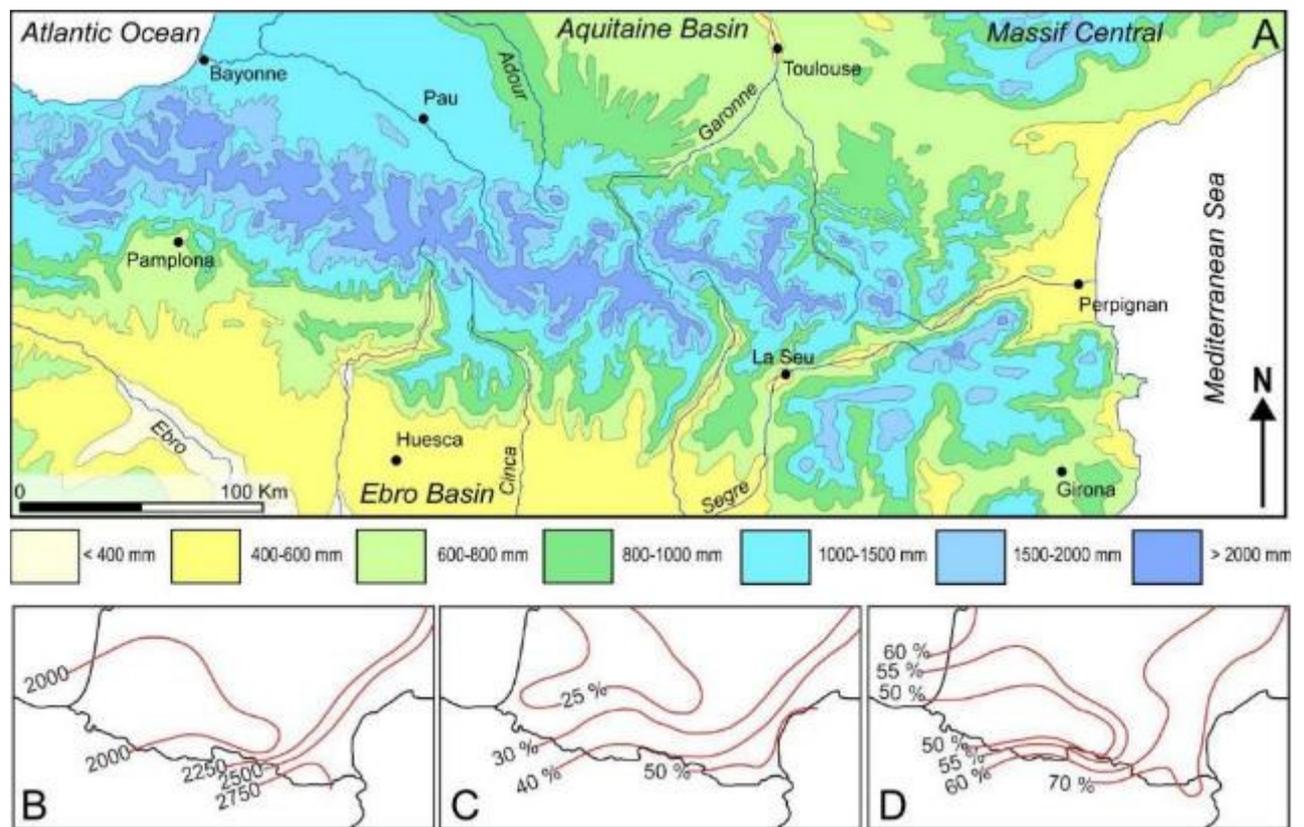


Fig. 1. Pluviométrie et insolation dans les Pyrénées : les contrastes de façade.

A: Carte pluviométrique schématique. Le tracé des isohyètes du versant méridional est très approximatif. Les valeurs des sommets (> 2 m) sont incertaines et leur extension spatiale hypothétique. D'après Gaussen, 1934, in Sole Sabaris, 1951, redessiné et modifié. B: Annual no. of sunshine hours. C: % sunshine hours in December. D: % sunshine hours in July (a value of 100 % would correspond to continuous sunshine from sunrise to sunset every day of the month) (after maps by Kessler and Chambrad, 1986, redrawn and modified). Extrait de Delmas, 2009.

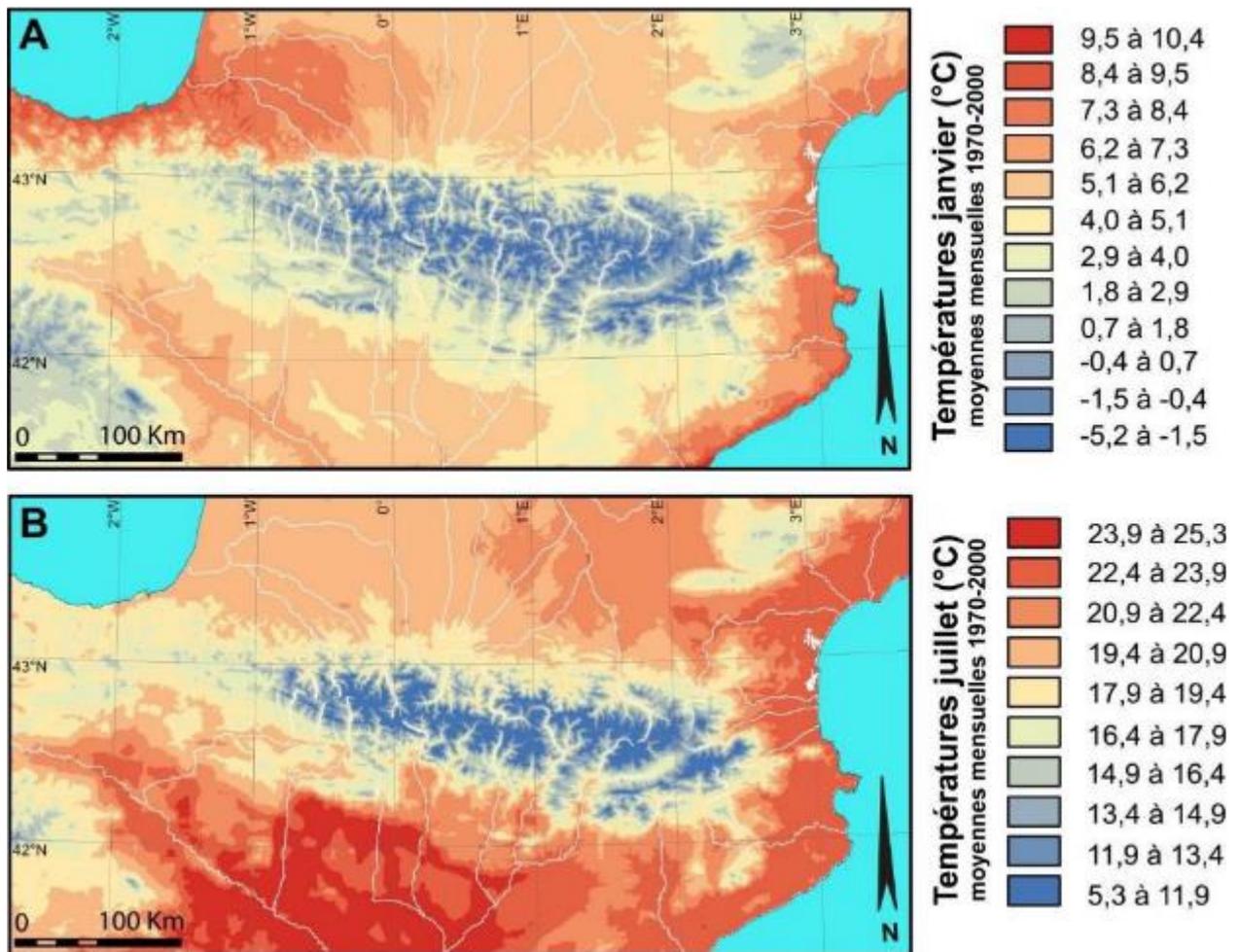


Fig. 2. Températures hivernales et estivales dans les Pyrénées.

D'après WorldClim version 2 (Fick & Hijmans, 2017). Extrait de Delmas, 2019.

Au Pléistocène, ces contrastes se sont traduits par des paléoenglacements de taille sensiblement plus réduite sur la façade méditerranéenne de la chaîne, où les glaciers étaient fréquemment cantonnés à la zone des cirques ou à des langues de glace de 10 à 20 km de long dans le meilleur des cas. En revanche, dans la moitié occidentale de l'orogène, surtout sur sa façade nord, de grands glaciers de vallée composite de 60 à 80 km de long atteignaient le piémont (cf. section 4). Cette position charnière entre deux domaines climatiques fait des Pyrénées un domaine stratégique pour abonder en données paléoenvironnementales les modèles destinés à comprendre la dynamique pléistocène du climat à l'échelle de l'Atlantique nord mais aussi de l'Europe occidentale et méditerranéenne.

2. Une chaîne de montagne en contexte post-orogénique

2.1. Une chaîne de collision ancienne d'âge paléogène

Du point de vue géologique, les Pyrénées sont une chaîne de collision intracontinentale ancienne (Barnolas & Chiron, 1996/2018). Elles sont apparues sur un segment de croûte très étirée au Crétacé moyen, avec exhumation locale du manteau et formation de profonds bassins marins de flyschs. Le

rapprochement puis de la collision de l'Ibérie et du craton européen se produisent en plusieurs épisodes échelonnés entre 85 et 20 Ma, pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène. Le raccourcissement tectonique est estimé entre 80 et 165 km selon les transversales et les auteurs (Choukroune, 1992 ; Muñoz, 1992 ; Roure & Choukroune, 1998 ; Vergés et al., 1995, 2002 ; Sinclair et al., 2005 ; Beaumont et al., 2000 ; Vissers & Meijer, 2012 ; Teixell et al., 2018). La compression cesse précocement à l'est, pendant l'Oligocène vers 25 Ma, mais se prolonge au début du Miocène à l'ouest, jusque vers 20 Ma, voire 16 Ma pour certains auteurs (Huyghe et al., 2009). L'organisation actuelle de la chaîne en grandes unités structurales résulte directement de cette phase compressive (Figs. 3 et 4).

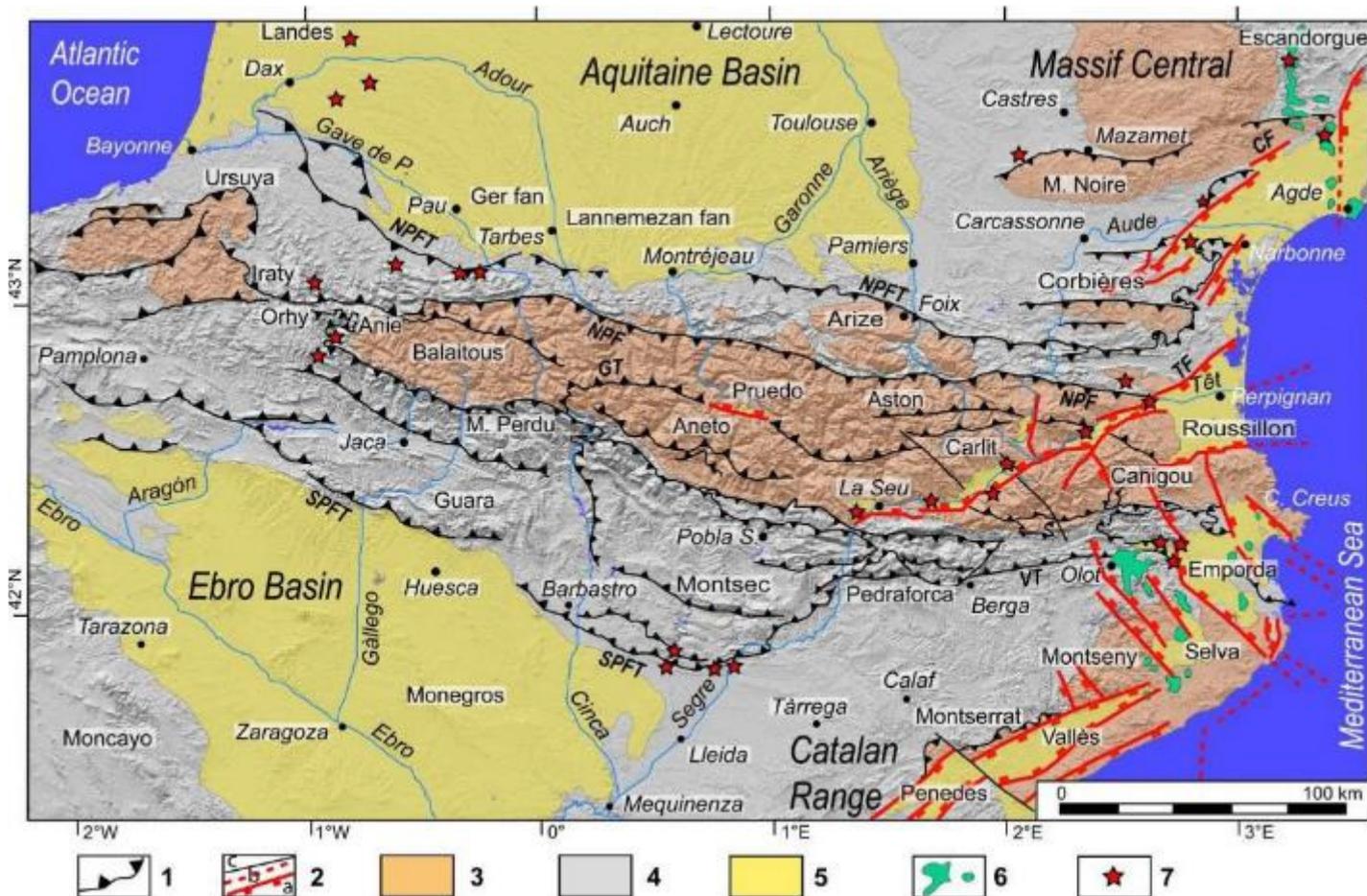


Figure 3. Les grandes unités structurales des Pyrénées.

1. Principaux chevauchements et failles inverses paléogènes. 2a. Failles normales néogènes. 2b. Failles normales néogènes probables ou masquées. 2c. Autres failles. 3. Socle hercynien : Zone axiale, massifs satellites des Zones prépyrénéennes, Massif Central et Chaîne Catalane. 4. Couverture sédimentaire marine du Trias à l'Éocène plissée ; conglomérats et molasses continentales paléogènes syntectoniques. 5. Séquence continentale et marine néogène. 6. Volcanisme néogène et Quaternaire. 7. Indices neotectoniques quaternaires attestés dans la littérature (certains sont douteux ; on n'a pas représenté les indices affectant les sédiments pliocènes, fréquents dans les bassins côtiers méditerranéens et présents aussi en Pays Basque). D'après Calvet et al. (2008, 2021). Fond topographique : modèle numérique SR 1 M (3 arcsec).

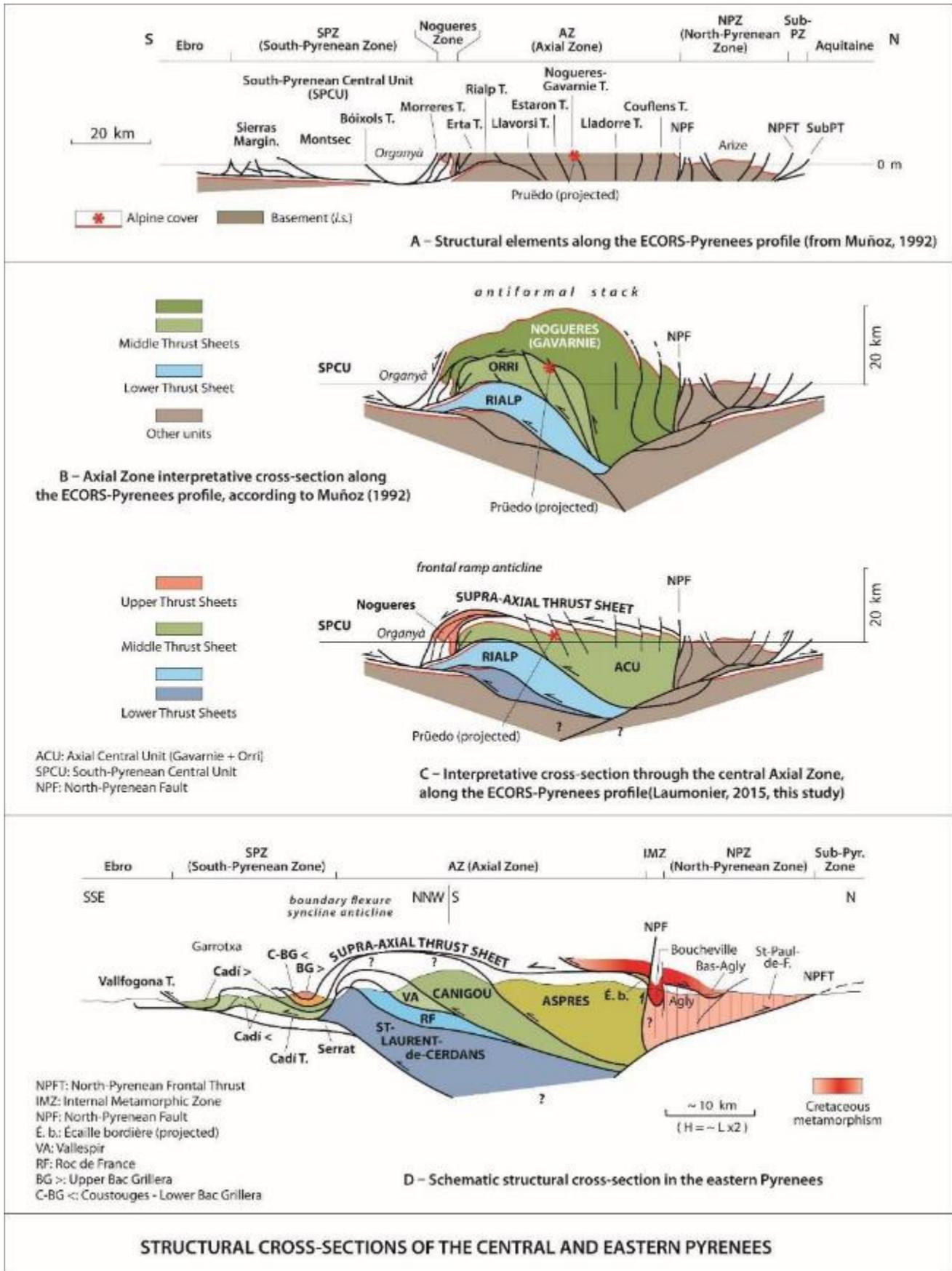


Fig. 4. Tectonostratigraphic cross-sections through the eastern and central Pyrenee.

A: structural units encountered along the ECORS-Pyrenees profile, after Muñoz (1992). Note the prevalence of steeply dipping discontinuities in the northern and central part of the Axial Zone, and the southward tilt of similar structures in its southern part. These southward dips have given the Noguères units their classic impression of a false syncline (Seguret, 1972). B, C: two alternative interpretations of the Axial Zone along the ECORS-Pyrenees profile: the standard model according to Muñoz (1992), in B, and according to Laumonier (2015), in C, respectively. Muñoz (1992) considered that the Axial Zone was a huge anticlinal stack involving a major thrust, the Noguères-Gavarnie Thrust, implying substantial depths of crustal denudation of the basement (up to 20 km). According to Laumonier's (2015) alternative model, an overspanning Supra-Axial Thrust, rooted north of the Axial Zone, beneath the NPZ, transported the central SPZ (i.e., the SPCU) and the Noguères units southward. There is no major antiformal hump, except along the marginal flexure, and the magnitude of uplift of the Axial Zone basement core is less than in the standard model. This alternative view is supported by a number of field constraints, including the preservation of residual, unmetamorphosed Triassic cover deposits at Pruédo (red star), which suggests comparatively much smaller depths of denudation than implied by the thickness of the Noguères (Gavarnie) nappe. D: schematic structural cross-section through the eastern Pyrenees (after Laumonier, 2015, modified and updated). The domain affected by Cretaceous metamorphism (i.e., the IMZ on the European side) is a very early (latest Cretaceous) nappe. It was incorporated into the overspanning Supra-Axial Thrust which propagated southward over the future Axial Zone. This IMZ represents the inverted core of the mid-Cretaceous rift and its pop-up-style. Extrait de Calvet et al. (2021).

Le modèle canonique, dû à Muñoz, impliquait un puissant anticlinal de nappes clivant le socle de la zone axiale, avec un relief structural haut de 20 km. Ce modèle a été récemment révisé et ramené à des proportions plus modestes, compatibles avec les structures hercyniennes de la zone axiale et les données thermochronologiques sur zircon (Laumonier, 2015 ; Calvet et al., 2021 ; Fig. 4).

2.1.1. La Zone axiale

La Zone axiale dérive de la croûte ibérique. Elle est faite de roches sédimentaires et volcano-sédimentaires d'âge protérozoïque et paléozoïque qui ont été intrudées de plutons granitiques dès l'Ordovicien. Au cours de l'orogénèse hercynienne, entre 330 et 290 Ma, les terrains sont fortement plissés, métamorphisés (les granites ordoviciens sont transformés en gneiss) et intrudés par une nouvelle génération de plutons granitiques. Les roches massives, plutons granitiques, gneiss, micaschistes très métamorphiques, affleurent majoritairement dans la moitié orientale de la chaîne, tandis qu'à l'ouest, les sédiments paléozoïques peu ou pas métamorphiques prédominent, associés à quelques plutons de taille plus réduite. Au Permien puis au Trias inférieur, la chaîne hercynienne est complètement arasée en régime continental avant le retour de conditions marines peu profondes qui déposent du Lias au Crétacé inférieur d'épaisses séries surtout carbonatées. Cette couverture sédimentaire a pour l'essentiel disparu de la zone axiale lors de l'orogénèse pyrénéenne, par érosion et par départ des nappes de charriage.

2.1.2. Les zones Nord- et Sous-pyrénéennes

La zone nord-pyrénéenne est séparée de la zone axiale par un accident tectonique majeur, la faille nord-pyrénéenne, considéré souvent comme la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe. Elle est formée par la couverture sédimentaire jurassique et crétacé inférieur de la marge européenne qui a été plissée et déracinée en écaïlles. Sa partie la plus interne, dans la zone de croûte très amincie et/ou de manteau exhumée, a été transformée en marbres et cornéennes massives par un métamorphisme thermique intense au Crétacé moyen. Le socle hercynien de cette unité émerge localement sous forme de massifs eux aussi déracinés et écaïllés. Par l'intermédiaire du chevauchement frontal nord-pyrénéen, cette zone surmonte la zone sous-pyrénéenne, principalement formée de Crétacé supérieur, de Paléocène et d'Eocène inférieur marin ou continental, le tout plus modérément plissé.

2.1.3. La Zone Sud-pyrénéenne

Elle correspond à un empilement complexe de nappes de charriage qui ont été déplacées de plus de 50 km vers le sud. Les plus hautes dans la pile tectonique représentent la couverture de la zone axiale, donc la marge ibérique, avec un Jurassique et un Crétacé inférieur carbonatés épais. Les plus basses nappes comportent une série mésozoïque plus lacunaire mais surmontée par une puissante série marine de l'Eocène inférieur à moyen, où des flyschs très épais surmontent des carbonates.

2.1.4. Les piémonts molassiques

Ils enregistrent l'histoire géomorphologique de la chaîne à travers de puissantes accumulations détritiques synorogéniques essentiellement paléogènes : conglomérats de Palassou au nord, conglomérats de Berga et leurs équivalents au sud, épais de 2 à 3 km. Sur le versant méridional, ces conglomérats portés en altitude par le soulèvement récent des Pyrénées peuvent former de véritables reliefs montagneux approchant 2000 m, ce qui n'est jamais le cas sur le versant nord. La molasse miocène est mince (200-300 m) et peu grossière en Aquitaine (Crouzel, 1957 ; Schoeffler J., 1973), plus puissante (jusqu'à 1600 m, Arenas et al., 2001) et conglomératique dans la seule partie occidentale du bassin de l'Ebre.

2.2. Un aplanissement généralisé au début du Néogène

A partir de l'Oligocène, la tectonique de collision cède la place à une tectonique extensive liée à la migration du bloc corso-sarde vers l'est et à l'ouverture du bassin algéro-provençal. Par ailleurs, cette tectonique extensive est responsable de la formation, surtout dans la moitié orientale de la chaîne, de grands fossés d'effondrement à remplissage oligo-miocène (bassin de Narbonne, Tuchan, Roussillon, Conflent, Vallès). Ce morcellement de l'orogène en horst et graben multiples a facilité la destruction du relief né de la collision pyrénéenne et la formation de surfaces d'aplanissement, actuellement conservées en position culminante sur les hauts massifs de la zone axiale comme sur les marges de la chaîne (Fig. 5).

Si l'existence d'aplanissements culminants est un fait unanimement accepté et avéré de longue date (Biot, 1937), certains auteurs ont privilégié un mécanisme d'altiplanation, c'est à dire la réalisation d'aplanissements en altitude, et donc un maintien du volume montagneux pyrénéen tout au long du Néogène, l'incision des vallées n'intervenant que très tardivement, en phase avec les changements climatiques de la fin du Néogène (Babault et al., 2005 ; Bosch et al., 2016). Cependant, plusieurs arguments stratigraphiques, paléontologiques et thermochronologiques indiquent que la montagne est quasi intégralement aplanie, sauf peut-être dans sa partie occidentale, entre les massifs de la Maladeta et du Balaïtous, entre le début du Néogène et le Miocène moyen, et que l'aplanissement se s'est réalisé en relation avec le niveau de base marin (Calvet, 1996 ; Calvet & Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2008, 2009 ; Calvet et al., 2021).

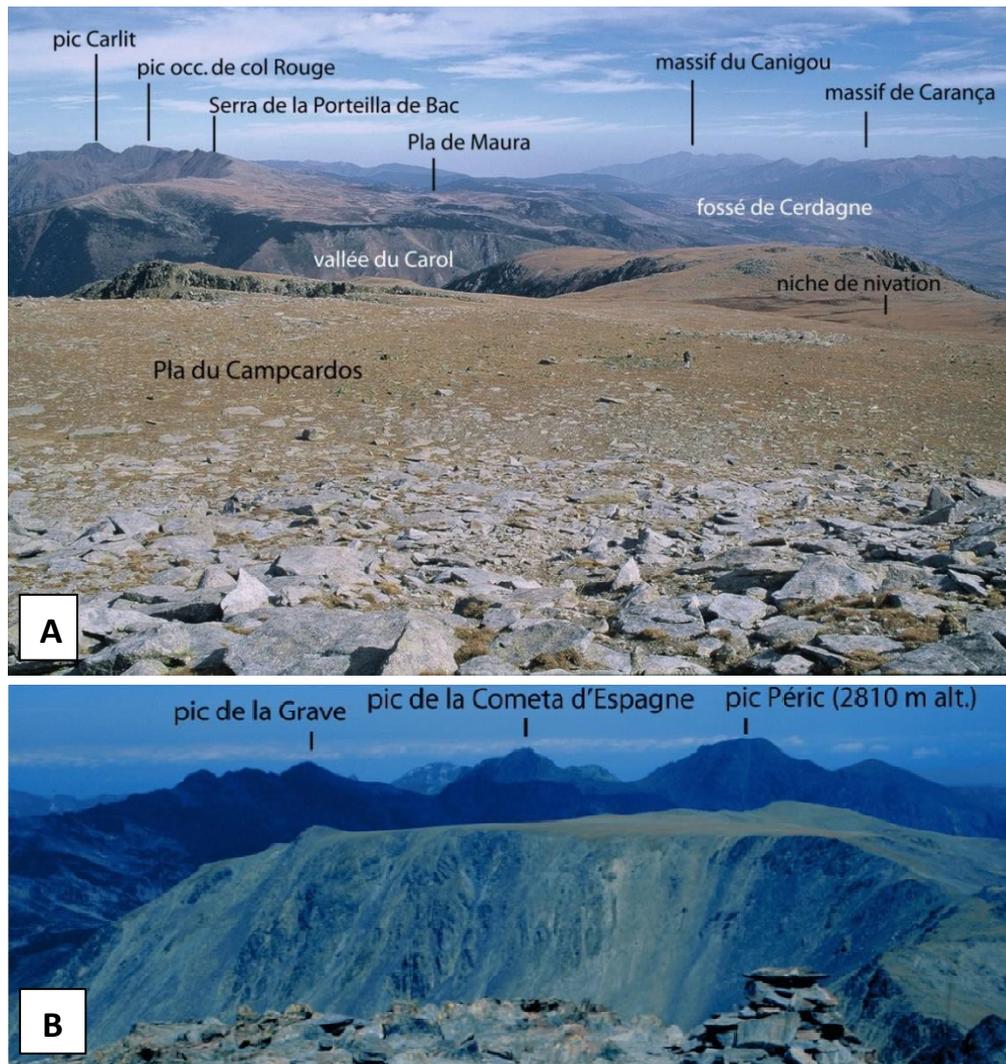


Fig. 5. Les surfaces d'aplanissement en position culminante de la haute chaîne axiale.
A. Les Plas du Carlit et du Campcardos sud vus depuis le pic Pédros de Campcardos.

B. Le Pla du Carlit depuis le pic Carlit, vue vers l'est.

2.3. La mise en place tardive des grands volumes montagneux actuels

Dans ces conditions, le relief actuel des Pyrénées est essentiellement lié aux mouvements verticaux survenus en contexte post-orogéniques depuis environ 10 Ma. Cette surrection récente semble contrôlée par des phénomènes thermiques et/ou mécaniques localisés à la base de la lithosphère et/ou dans le manteau (Gunnell et al., 2008, 2009 ; Calvet et al., 2021 pour une synthèse à jour). Il s'accompagne de jeux de blocs faillés en extension et parfois en compression (Philip et al., 1992 ; Calvet, 1996) ainsi que de la formation de fossés à remplissage détritique grossier et puissant pendant tout le Miocène supérieur (Emporda, Vallès, Cerdagne, Val d'Aran, Calvet & Gunnell, 2008 ; Ortuño et al., 2013 ; Ortuño & Vilaplana-Muzas, 2018). Il est aussi attesté par les flores thermophiles vallésiennes et tuoliennes de Cerdagne et du Val d'Aran, identiques à celles des bassins littoraux, mais actuellement situées entre 1200-1400 m (Cerdagne) et près de 2000 m (val d'Aran, Suc & Fauquette, 2012 ; Ortuño et al., 2013, confirmé par le $\delta^{18}\text{O}$ des dents de rongeurs messiniens (Huyghe et al., 2020). Ajoutons que de nombreux indices néotectoniques permettent de suivre la déformation jusque dans le Quaternaire (Philip, 2018).

2.4. Quantifier le soulèvement post-orogénique des Pyrénées

Les aplanissements offrent donc un marqueur géomorphologique permettant de quantifier le soulèvement post-orogénique des Pyrénées depuis ~10 Ma et sa variabilité entre haute chaîne axiale et bas plateaux des avant-pays nord- et sud- pyrénéens. Il est de l'ordre de 200 mm/ka (soit 0,2 mm/an) au droit des plus hauts massifs, donc trop lent pour être détecté par les mesures GPS actuelles qui indiquent $0,1 \pm 0,2$ mm/an (Nguyen et al., 2016). Mais il reste difficile d'apprécier d'éventuels changements de rythmes sur des pas de temps plus courts.

Les galeries karstiques étagées fournissent un marqueur de l'incision des vallées directement transposable en termes de soulèvement (52,5 m/Ma depuis 5,14 ka, 92 m/Ma depuis 1 Ma, Calvet et al., 2015b, 2019) mais ces valeurs ne sont valables qu'en un point précis du bassin versant (le massif du Coronat dans l'est des Pyrénées, cf. arrêt 1b). Les karsts étagés existent dans tout l'ensemble pyrénéen ; leur datation, essentiellement par la méthode enfouissement utilisant deux isotopes (^{10}Be et ^{26}Al) est encore délicate et très incomplète (brève synthèse in Calvet et al., 2021). On compte 5 niveaux majeurs dans les Arbailes pour un dénivelé de 800 m (Vanara et al., 1997 ; Vanara, 2000, 8 niveaux entre 1950 et 450 M d'altitude à la Pierre Saint Martin (Maire, 1990), 6 niveaux sur un dénivelé de 900 m dans le massif d'Arbas (Bakalowicz, 1988), 10 niveaux sur un dénivelé de 600 m dans le synclinal de Tarascon (Sorriaux et al., 2016), 9 niveaux sur un dénivelé de 600 m dans la haute vallée de l'Aude, 10 à 12 niveaux sur un dénivelé de 1100 m dans le synclinal de Villefranche de Conflent (Calvet et al., 2015b ; Hez et al., 2015 ; Calvet et al., 2019) et enfin au moins 3 niveaux majeurs (Belmonte, 2014), mais probablement 5 ou 6 niveaux étagés entre 2300 m et 800 m dans le massif du Cotiella (Aragon). Pour le moment des âges sont disponibles et partiellement publiés sur la Têt, la vallée de l'Ariège, le massif d'Arbas, l'Aude, le Cotiella et le Flamisell (Calvet et al., 2015b ; Sartégou et al., 2018, 2020, Genti, 2015). Ils posent de nombreuses questions d'interprétation et un point méthodologique sera fait à l'occasion de l'arrêt n° 1b.

Les profils en long des terrasses fluviales étagées fournissent d'autres jalons géomorphologiques qu'il est impératif de dater afin de pouvoir apprécier la variabilité spatiale et temporelle de l'incision pléistocène des vallées, donc du soulèvement récent de la chaîne dans les zones de piémonts et dans les segments de vallées qui n'ont pas été englacés (synthèse in Delmas et al., 2018, Fig. 31 et cf. arrêt 1a pour le cas de la Têt).

3. Chronologie des séquences fluviales pyrénéennes

3.1. Des stratigraphies relatives directement inspirée du modèle alpin

Dans les Pyrénées françaises, les stratigraphies relatives mises en place dans le courant du XXe siècle sont, directement ou indirectement, explicitement ou pas, très fortement affiliées aux travaux de Penck & Brückner (1909). La filiation repose d'une part sur un emprunt de la terminologie chronostratigraphique mise en place sur le piémont bavarois des Alpes (*Würm*, *Riss*, *Mundel*, *Günz*, Penck & Brückner, 1909) et complétée quelques années plus tard sur le Danube (*Donau*, *Biber*, Eberl, 1930, Schaefer, 1953). Elle repose d'autre part sur une démarche méthodologique commune qui consiste à croiser les

critères géométriques, altérologiques et pédologiques et à les appliquer conjointement aux nappes alluviales et aux dépôts de marge glaciaire situés en amont des bassins fluviaux.

Cependant, dans les Pyrénées, comme dans un grand nombre de montagnes européennes, les analogies avec les travaux alpins ont donné lieu, au moins dans un premier temps, à des modèles stratigraphiques peu robustes car adossés à des corpus d'observations encore peu étoffés et des critères analytiques assez peu opérants. Par exemple, en 1923, Depéret publie une synthèse sur « les glaciations dans les vallées pyrénéennes françaises et leurs relations avec les terrasses fluviales ». Dans cette publication, l'auteur propose d'attribuer au *Würm*, au *Riss* et au *Mindel* des constructions morainiques topographiquement raccordées à des plans de terrasse respectivement situés à +18-20 m, +30-35 m, +55-60 m dans les zones proximales des séquences fluviales pléistocènes. Or, le fait de fonder son analyse sur des critères exclusivement géométriques conduit Depéret à attribuer des dépôts, que l'on sait aujourd'hui contemporains de la dernière glaciation, à trois cycles glaciaires différents (Delmas et al., 2011, 2012 et Delmas 2015). Quelques années plus tard, dans sa thèse de doctorat consacrée au « Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre » qui couvre les bassins fluviaux de l'Adour, de l'Ossau, du Gave de Pau et de la Neste, Alimen (1964) retrouve, à l'échelle régionale, les quatre glaciations mises en évidence au début du siècle sur le piémont bavarois des Alpes (Penck & Bruckner, 1909) ainsi que la glaciation de *Donau* définie ultérieurement sur le Danube (Eberl, 1930). Dans cette étude, les deux plus hautes terrasses du piémont nord-pyrénéen sont respectivement corrélées au *Donau* et au *Günz* car leur abondance en quartzites permet de les assimiler aux *Deckenschotter* alpins. Le troisième niveau de terrasse est très fortement encaissé en contrebas des nappes attribuées au *Günz*. Il se caractérise par un état d'altération sensiblement moins avancé que les deux niveaux précédents mais porte encore des sols rouges. Cela conduit Alimen à le corréler au *Mindel* car, dans les Alpes, le *Mindel* correspond à la plus basse terrasse portant des sols rouges à son toit. Enfin, toujours par analogie au modèle alpin, les plus basses terrasses des séquences fluviales nord-pyrénéennes sont attribuées au *Riss* tandis que le *Würm* est cantonné à des paliers topographiques (*cut terraces*) localement emboîtés en contrebas.

A partir des années 1970, des analyses altérologiques et pédologiques sensiblement plus détaillées que celles précédemment mises en œuvre permettent de réviser la stratigraphie des séquences fluviales nord-pyrénéennes (Icole, 1974 ; Hubschman, 1973, 1975a,b,c). Ces travaux reposent sur une large batterie de données analytiques portant à la fois sur la fraction fine (granulométrie, taux de libération du fer, analyse minéralogique des argiles) et la fraction grossière (résistance au marteau des blocs et galets de pétrographies comparables). Ils reposent aussi sur l'analyse des chrono-séquences de sols sur des bases comparables à celles développées aux Etats-Unis par Birkeland (1967, 1968, 1999) et par Bornand (1972, 1978) sur les terrasses du Rhône. Ainsi, les nappes faiblement altérées, sableuses ou caillouteuses, associées à des sols bruns, lessivés et acides, initialement attribuées au *Riss* par Alimen (1964), sont reclassées dans le *Würm*, au sens de « dernier cycle glaciaire » (MIS 2 à 5d), tout comme les constructions morainiques auxquelles ces nappes alluviales sont topographiquement raccordées. Les terrasses portant des profils d'altération relativement profonds, 4 à 5 mètres au moins, des matrices brun-ocre, discrètement enrichies en argile et en fer libre et des fractions grossières constituées d'une proportion notable de galets cristallins altérés (au moins 50 %) sont assimilées au *Riss*, ce terme étant compris comme la « glaciation immédiatement antérieure au dernier cycle glaciaire », c'est-à-dire le MIS 6, car, selon J. Hubschman (1975), l'état d'altération de cette génération de dépôts est suffisamment avancé pour être antérieur à l'Eémien. Les niveaux plus anciens se caractérisent par un matériel profondément décomposé, une matrice rougeâtre enrichie en argile kaolinique en surface, des sols à horizons A2 très lessivés (*boulbènes*) et des Bt rouges, bariolés par l'hydromorphie. L'état d'altération des galets, notamment l'épaisseur des cortex sur galets de

quartzites, permet de différencier les trois générations de terrasses anté-rissiennes, sans argument cependant pour les corrélérer à telle ou telle glaciation du Pléistocène référencée dans les stratigraphies isotopiques marines. Les nappes attribuées au *Donau* se singularisent par la présence de cortex de 5 à 30 mm sur galets de quartzites, celle attribuées au Günz par des cortex sur quartzites moins épais, 1 à 5 mm seulement et celles attribuées au Mindel par l'absence de cortex sur galets de quartzites. Sur les niveaux Mindel, les cortex ne sont présents que sur les galets de granitoïdes.

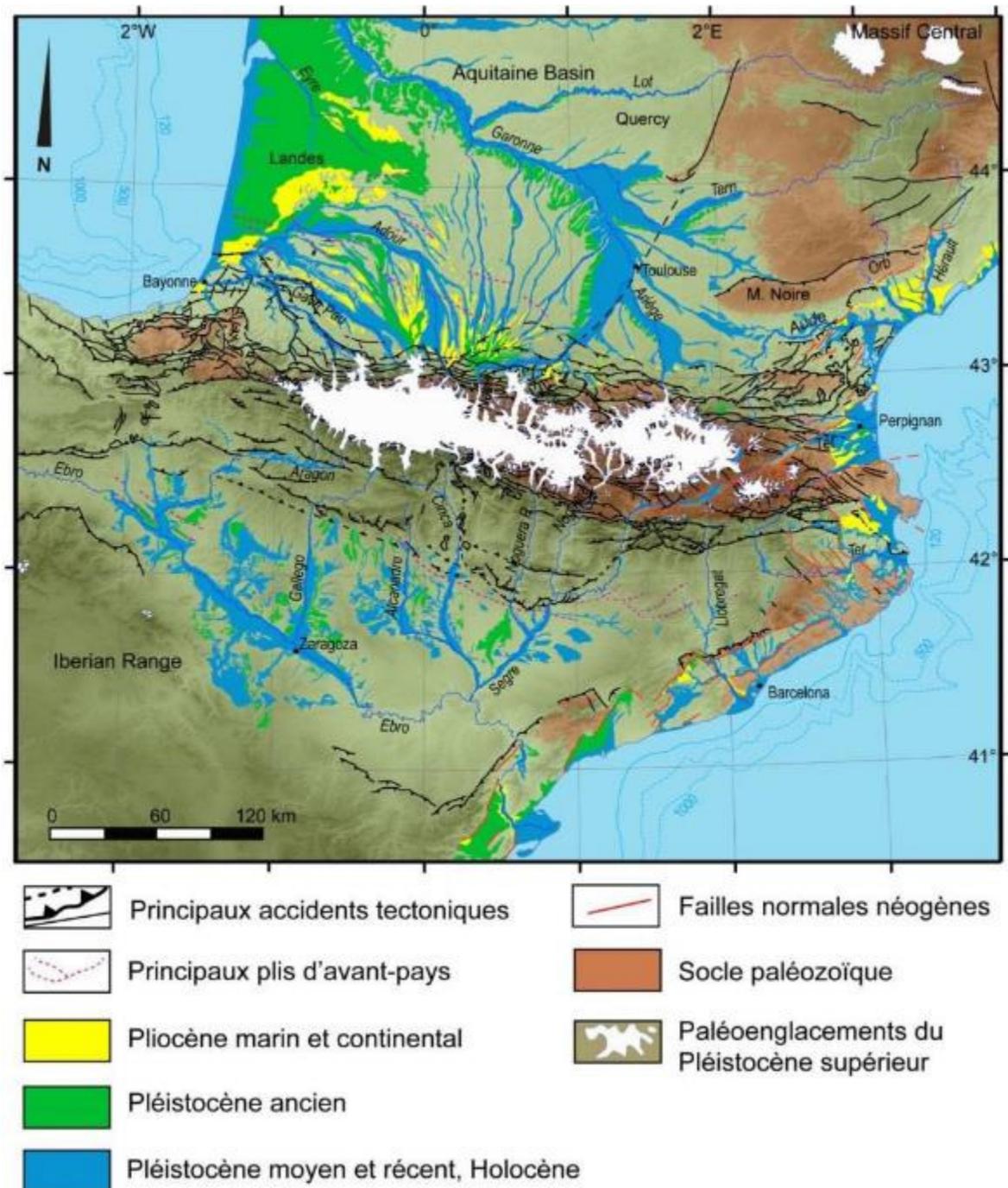


Fig. 6. Séquences fluviales pléistocènes des Pyrénées et de ses marges.

Extrait de Calvet et al. (sous presse), modifié. Contour des paléoenglacements d'après Calvet et al. (2011). Séquences fluviales d'après carte au 1/400 000 des dépôts pléistocènes pyrénéens et, pour le bassin de l'Ebre et la Catalogne, d'après les cartes géologiques de l'IGN et les travaux de Mensua et al. (1977).

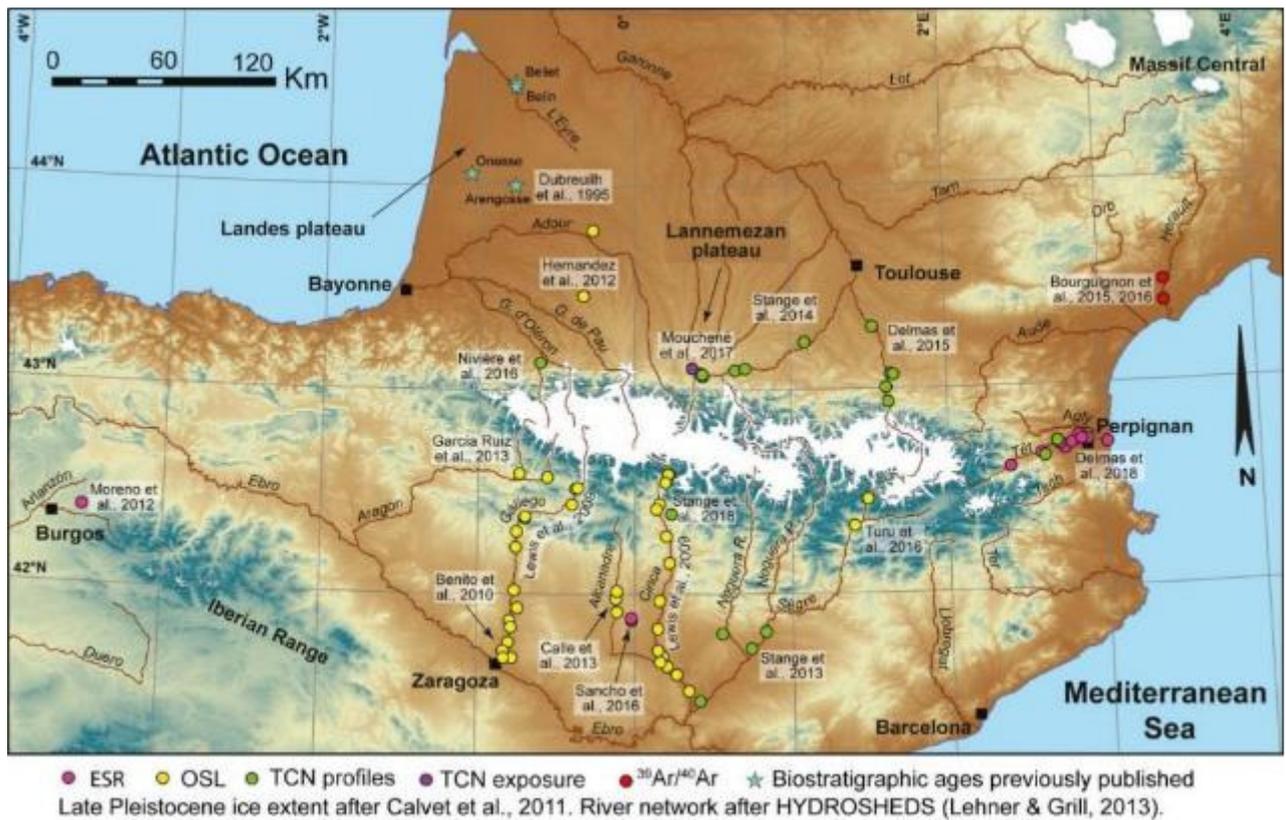


Fig. 7. Synthèse des datations numériques associées aux séquences fluviales pyrénéenne.

Extrait de Delmas et al., (2018), modifié.

3.2. Les données de géochronologie numérique

Les datations numériques actuellement disponibles sur les séquences fluviales de la façade nord des Pyrénées proviennent essentiellement de profils verticaux de TCN (*Terrestrial Cosmogenic Nuclides*, Stange et al., 2014 ; Delmas et al., 2015 ; Nivière et al., 2016 ; Mouchéné et al., 2017, Fig. 6 et 7). Les résultats sont remarquablement cohérents sur la basse terrasse T1-Fy avec des âges systématiquement situés entre 12 et 20 ka, en bon accord avec le très faible état d'altération des matériaux. Le cas de l'Ariège est particulièrement intéressant car la chronologie des fronts glaciaires est bien contrainte dans cette vallée (Delmas et al., 2011) ; il est donc possible de raisonner sur le lien entre fluctuations des fronts glaciaires et temporalité des cycles aggradation-incision du système fluvial (Delmas et al., 2015, cf. Arrêt 3b). Les données indiquent que l'aggradation de la nappe T1-Fy s'est produite au cours des périodes de progression glaciaire, c'est-à-dire durant le Global LGM, peut-être dès le MIS 4 mais la datation des nappes T2 du piémont nord-pyrénéen n'est pas encore suffisamment précise pour le garantir. Pour autant, les âges d'exposition déduits des profils verticaux de TCN indiquent que l'incision de la nappe T1-Fy n'est pas synchrone de la déglaciation post-LGM du bassin-versant. En effet, l'aggradation de cette nappe s'est prolongée en Ariège comme sur l'ensemble du piémont nord-pyrénéen tout au long du Tardiglaciaire alors que, dans le même temps, les glaciers étaient cantonnés à la zone des cirques et aux hautes vallées (cf. section 4). L'aggradation a pu se maintenir durant quelques millénaires après la déglaciation quasi intégrale du bassin-versant car les pentes récemment déglacées produisaient des volumes considérables de matériaux qui engorgeaient les fonds de vallée tandis que les cours d'eau, incapable d'évacuer vers l'aval

cette masse considérable de sédiments, formaient de larges lits à chenaux en tresse caractéristiques des systèmes fluviaux en cours d'aggradation Il faut attendre l'interstade Bölling/Alleröd, à partir de 14,7 b2ka, et surtout l'entrée dans l'Holocène (les marges d'erreur sur les profils verticaux ne permettent pas vraiment de trancher) pour que la reconquête végétale des versants réduise le volume des sédiments en transit dans les fonds de talwegs et déclenche une vague d'incision associée à une réduction de la bande active des cours d'eau, en lien avec une augmentation de la puissance de l'écoulement.

En revanche, les datations par profils verticaux issues des nappes T2 et T3 de l'Ariège et de la Neste ne livrent que des âges minima dans la mesure où les concentrations en TCN sont en situation de *steady state* sur la plupart des profils (cf. [synthèse in Delmas et al., 2018 d'après données originales in Delmas et al., 2015 et Mouchéné et al., 2017](#)). De même, l'âge à 300 ka obtenu sur la nappe Fu qui coiffe la formation de Lannemezan doit être considéré comme une valeur minimale dans la mesure où il s'agit d'une âge d'exposition TCN modélisé individuellement pour une érosion nulle alors que le contexte géomorphologique du site échantillonné (la nappe Fu au toit du Lannemezan) indique que les TCN se sont accumulés dans le cadre d'un régime érosif nécessairement positif car, depuis l'incision de la nappe Fu (+80m altitude relative à Lannemezan), des phénomènes de troncature et de dénudation en surface ont nécessairement affecté le toit de cette haute terrasse (cf. [synthèse in Delmas et al., 2018 d'après données originales in Mouchéné et al., 2017](#)). Ailleurs dans les Pyrénées, le plus haut niveau de terrasse des systèmes fluviaux étagés est daté par ESR vers 1,2 Ma sur l'interfluve Cinca-Alcanadre ([Duval et al., 2015 ; Sancho et al., 2016](#)) et à 1 Ma, également par ESR, sur la bassin versant de la Têt, dans l'est des Pyrénées ([Delmas et al., 2018](#)). Il est donc tout à fait plausible que la terrasse Fu qui coiffe la formation de Lannemezan soit, comme dans les deux cas précédent, contemporaine de la *Early-Middle Plesitocene transition* qui marque le passage à des cycles climatiques de 100 ka ([Head & Gibbard, 2015](#)). Enfin, sur le Gave de Pau et l'Adour, les seules datations numériques actuellement disponibles concernent la couverture limoneuse qui coiffe la terrasse Fv du Gave de Pau (+ 130 m d'altitude relative dans la vallée morte de Morlaàs). Cette dernière a fait l'objet de 18 datations OSL dont les plus anciennes, à la base des limons éoliens (348±22 ka, [Hernandez et al., 2012](#)), indiquent que la nappe sous-jacente est nécessairement antérieure au MIS 11.

4. Chronologie des fluctuations glaciaires pléistocènes

Tout comme les séquences fluviales pléistocènes, les dépôts glaciaires pyrénéens ont fait l'objet de très nombreux travaux depuis la fin du 19^e siècle (cf. première synthèse paléogéographique des glaciations pléistocènes dans les Pyrénées, [Penck, 1883, 1884](#)) mais ce n'est que depuis quelques décennies que l'on dispose de datations numériques permettant de confronter la chronologie des fluctuations glaciaires pyrénéennes aux enregistrements isotopiques globaux.

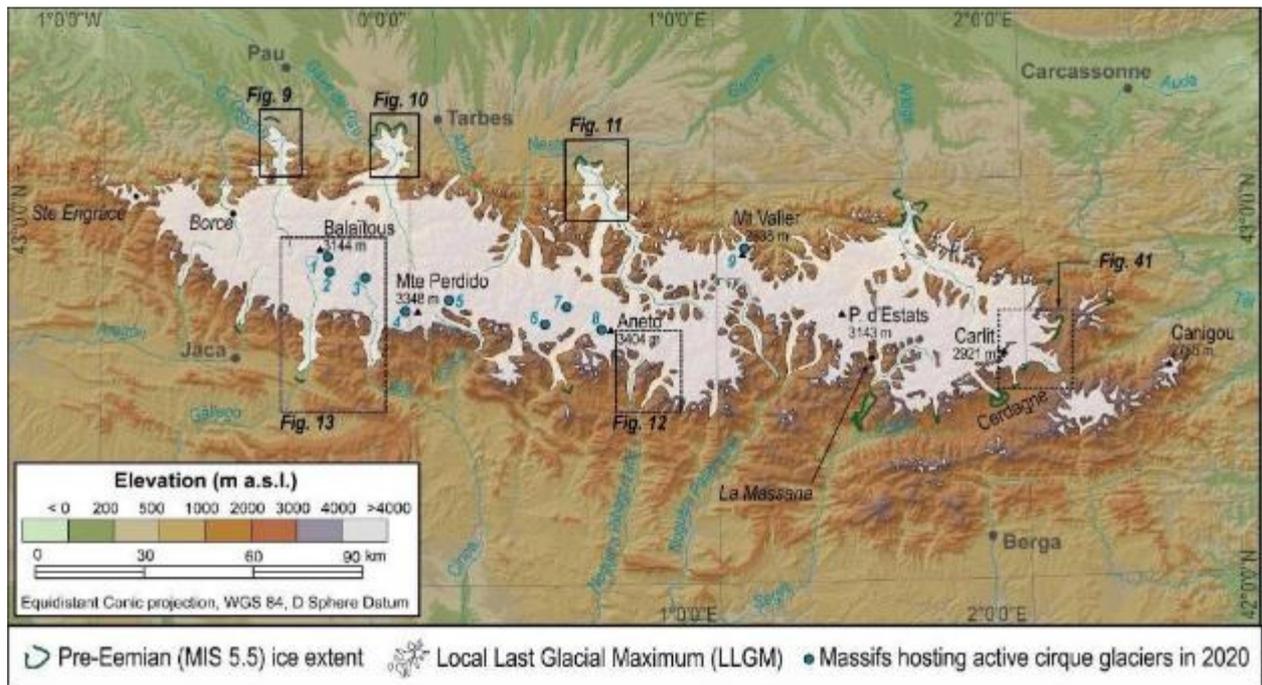


Fig. 8. Pre-Eemian, LLGM and LGM ice extent in the Pyrenees.

Extrait de [Delmas et al., \(2021a\)](#).

Le stade d'englacement le plus précisément renseigné correspond à l'emprise würmienne maximale (i.e. expansion glaciaire la plus étendue du Pléistocène supérieur ou LLGM : Local Last Glacial Maximum). Ses contours sont bien identifiés à l'échelle des Pyrénées (Fig. 8) car les dépôts sont nombreux et très bien préservés, surtout dans les vallées de la façade nord où ils forment d'imposantes constructions morainiques en position de piémont (moraine Buzy sur vallée Ossau, complexe de Lourdes sur la Gave de Pau, vallum de Labroquère sur la Garonne). Initialement cartographié sur la base de l'expansion maximale des dépôts de marge glaciaire assimilés au cycle glaciaire würmien compte tenu de leur très faible état d'altération, ce stade d'englacement est maintenant daté du MIS 3 et/ou 4 dans un très grand nombre de vallées pyrénéennes sur la base de méthodes de datations directes (OSL et TCN) et indirectes (^{14}C dans des remplissages glaciolacustres adossés aux constructions morainiques contemporaines du LLGM, [synthèse in Calvet et al., 2011 ; Delmas, 2015 ; Delmas et al. 2021a](#)). Les premières données chronologiques attestant le caractère asynchrone de l'emprise LLGM ont été produites sur le piémont de Lourdes, à partir du remplissage proglaciaire de Biscaye, où les rythmites glaciolacustres à *dropstones* de la base de la séquence ont livré un âge à $38,4 \pm 2,0$ ka BP ([Mardones & Jalut, 1983](#)). Un calcul du taux de sédimentation entre les deux datations ^{14}C les plus anciennes de la colonne a permis de situer la base du sondage vers 45 ka. Dans la mesure où ce remplissage se situe immédiatement en arrière des moraines qui jalonnent l'emprise LLGM du Gave de Pau (Fig. 9), les auteurs proposent de situer entre 50 et 70 ka la mise en place de ces moraines. La calibration de cet âge radiocarbone donne des valeurs entre 39,736 à 48,252 cal ka BP (IntCal20, [Reimer et al., 2020](#)). Des résultats comparables ont été obtenus sur le Gave d'Ossau où le remplissage d'Estarres a livré un âge à $27,15 \pm 1,0$ ka BP (29,747 à 34,222 cal ka BP d'après IntCal20) dans les rythmites glaciolacustres de la base du sondage ([Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Fig. 10](#)) et sur la Garonne où le remplissage de Barbazan a livré un âge à $31,16 \pm 1,7$ ka BP (32,291 à 40,689 cal ka BP) dans le niveau à rythmites glaciolacustres et diamictons de la base du sondage (Fig. 11 ; [Andrieu, 1991 ; Jalut et al., 1992](#)).

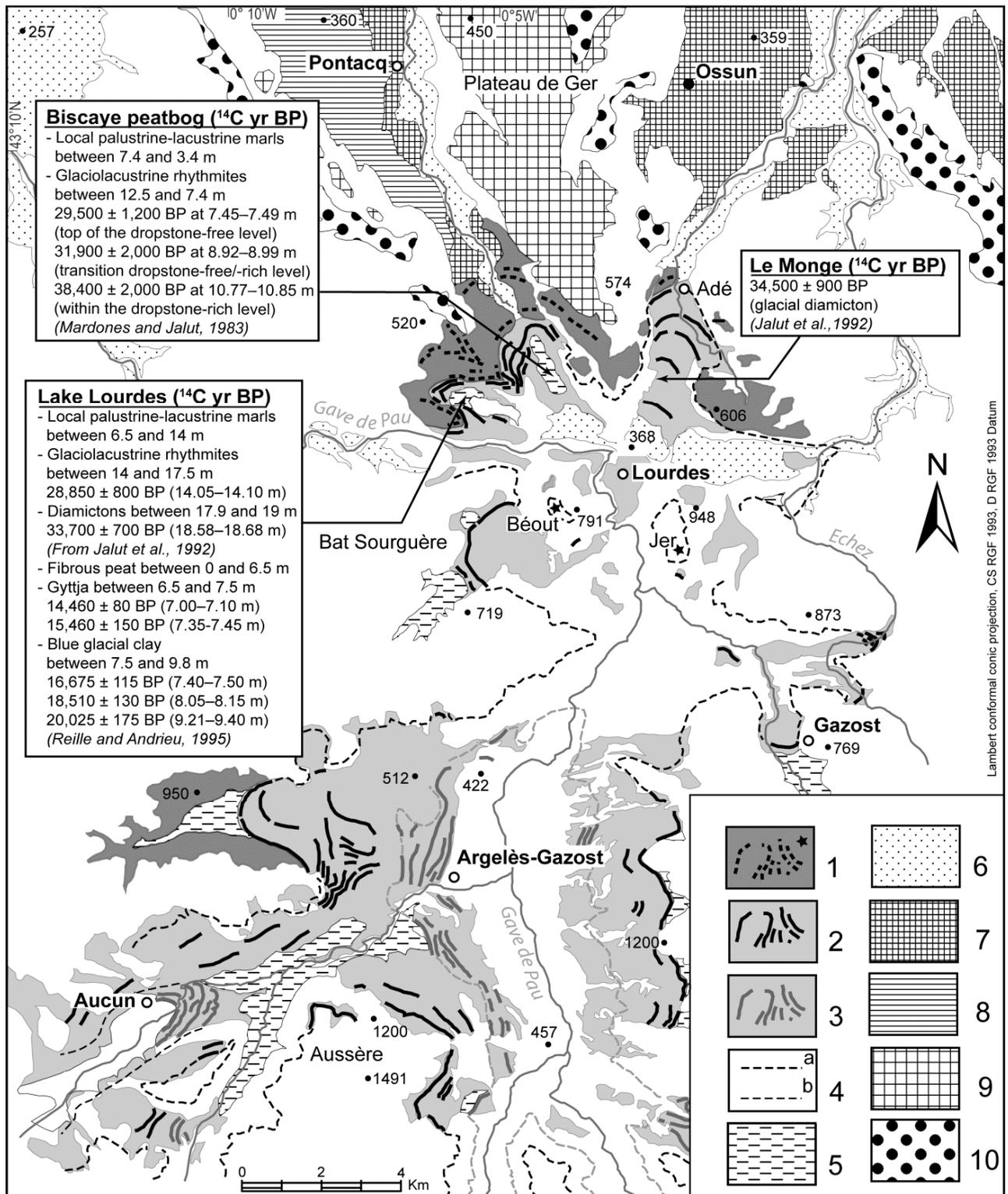


Fig. 9. Gave de Pau terminal moraines and glaciofluvial outwash system.

Key to symbols and ornaments. 1- Pre-Eemian moraines; erratic boulders. 2- LLGM moraines. 3- Post-LLGM moraines. 4- Ice limits, a: during the LLGM; b: post-LLGM. 5- Late Pleistocene, ice-marginal fluvio-lacustrine deposits. 6- Glaciofluvial terraces (T1) connected to the Late Pleistocene moraines. 7- Glaciofluvial terraces (T2) connected to pre-Eemian moraines. 8- Intermediate glaciofluvial terraces (T3). 9- Uppermost glaciofluvial terraces (T4). 10- Relict late Miocene to early Pleistocene alluvial fan deposits (Lannemezan Formation). Elevation spot heights in metres. In each box, chrono-lithostratigraphy given as a function of depth. Extrait de Delmas et al. 2021a.

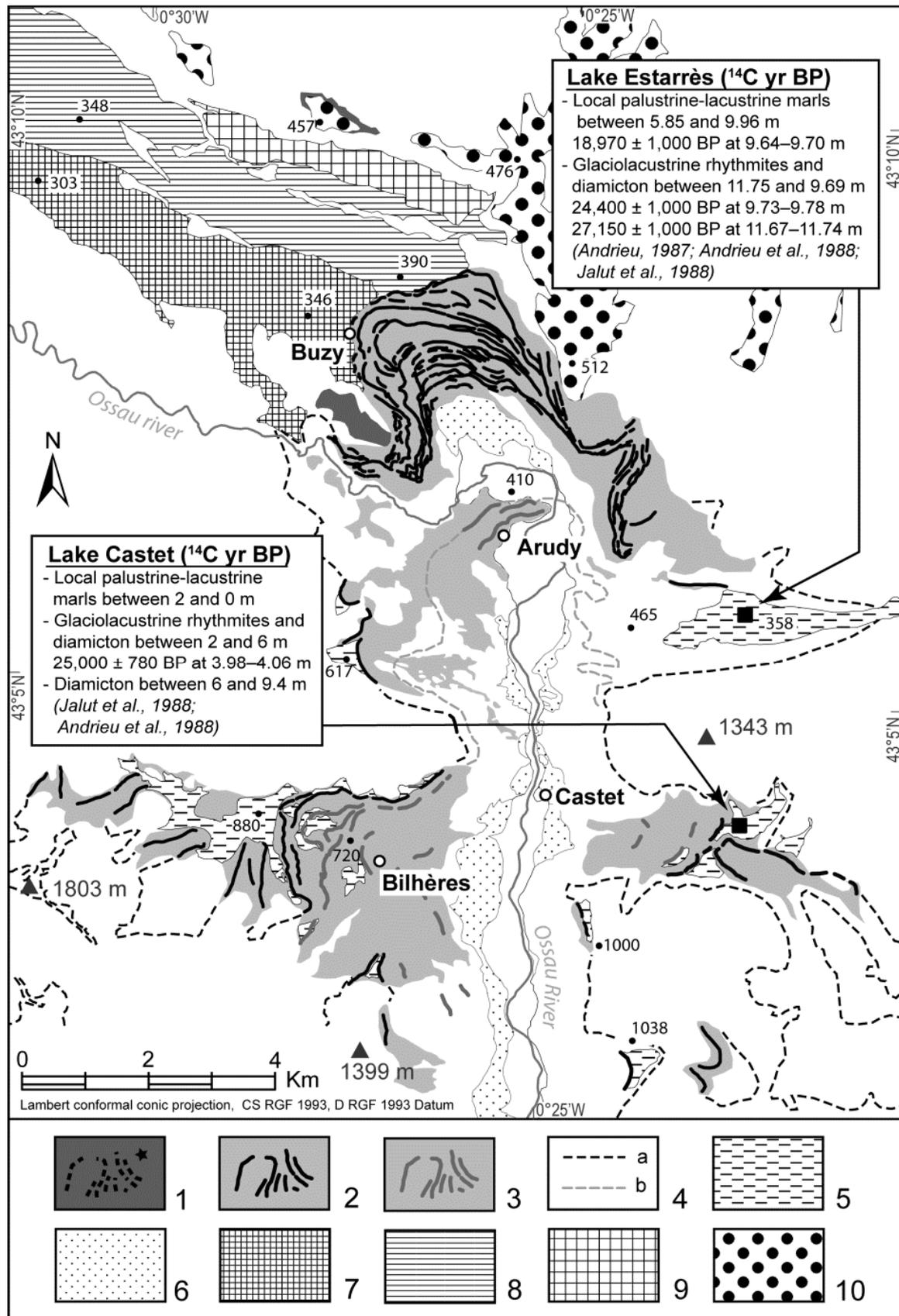


Fig. 10. Gave d'Ossau terminal moraines and glaciofluvial outwash system.

Symbols and ornaments as in Fig. 9. Extrait de [Delmas et al. 2021a](#).

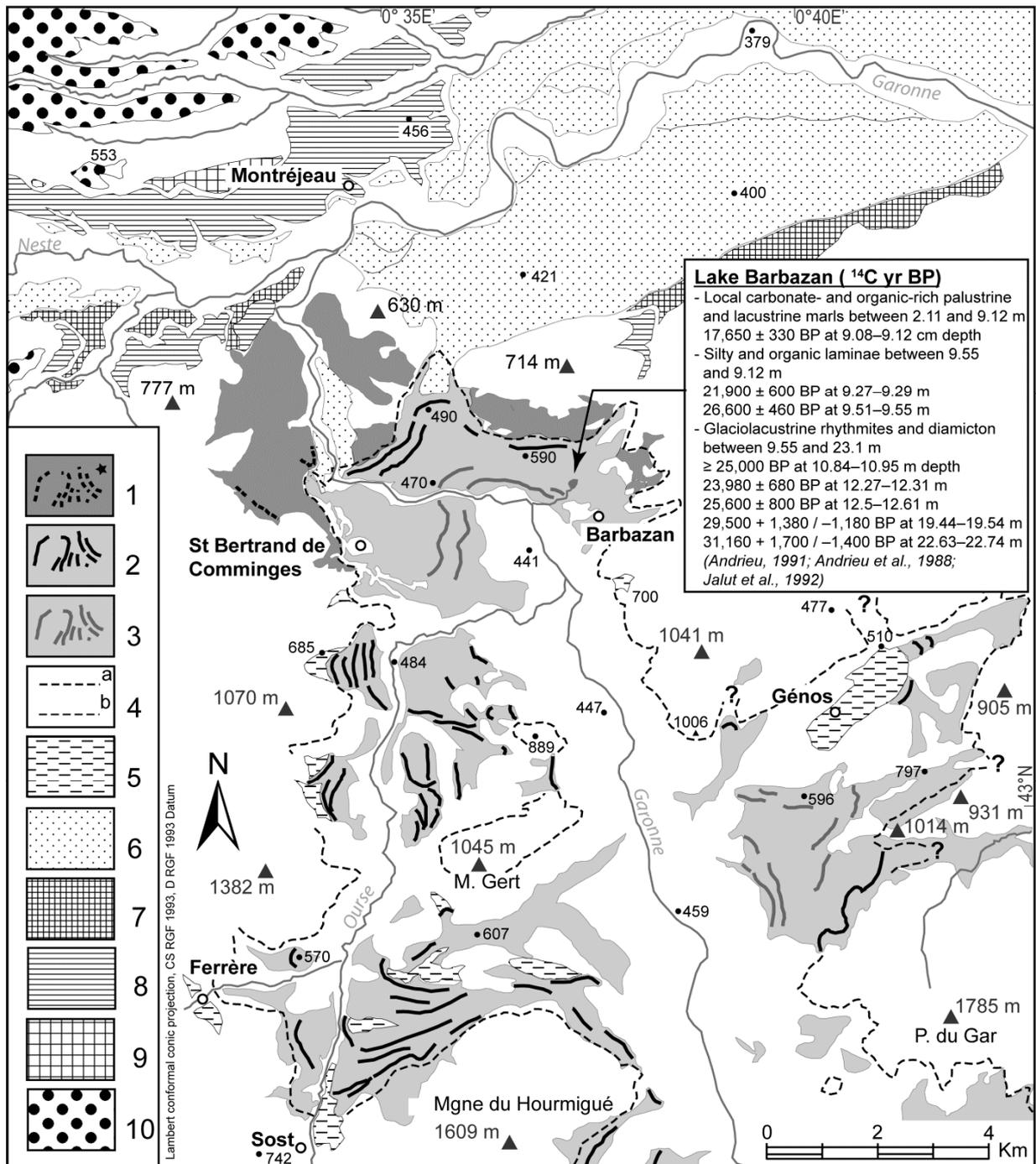


Fig. II. Garonne terminal moraines and glaciofluvial outwash system.

Symbols and ornaments as in Fig. 9. Extrait de [Delmas et al. 2021a](#).

Suite à cette dernière expansion glaciaire maximale (LLGM), la glace stagne un temps sur le piémont avant de se retirer définitivement dans les hautes vallées. Sur le Gave de Pau, bien que la sédimentation proglaciaire à *dropstones* cesse à $31,9 \pm 2,0$ ka BP (Biscaye, 33056 à 42210 cal BP), les auteurs envisagent que la langue de glace quitte le piémont seulement vers $29,5 \pm 1,2$ ka ($31,297$ à $36,809$ cal ka BP), moment où la séquence de Biscaye comme les séquences voisines de Lourdes et du Monge montrent un arrêt de la sédimentation de type proglaciaire ([Mardones & Jalut, 1983](#)). Sur l'Ossau, la séquence d'Estarrès situe la déglaciation du piémont entre $24,4 \pm 1,0$ ka BP ($27,111$ à $31,063$ cal ka BP) et $18,97 \pm 1,0$ ka BP ($20,871$ à

25,706 cal ka BP). Les données obtenues dans le remplissage de Castet vont dans le même sens (Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988). Sur la Garonne, la séquence de Barbazan place cet épisode vers $26,6 \pm 0,46$ ka BP (30,077 à 31,608 cal ka BP) ou immédiatement après $23,98 \pm 0,68$ ka BP (27,216 à 29,936 cal ka BP, Andrieu, 1991 ; Andrieu et al., 1988 ; Jalut et al., 1992). Compte tenu de leur localisation sur le piémont (Biscaye, Estarrès, Barbazan), ou à proximité (Castet), l'information contenue dans ces sondages est limitée aux tous premiers épisodes de la déglaciation post-maximum.

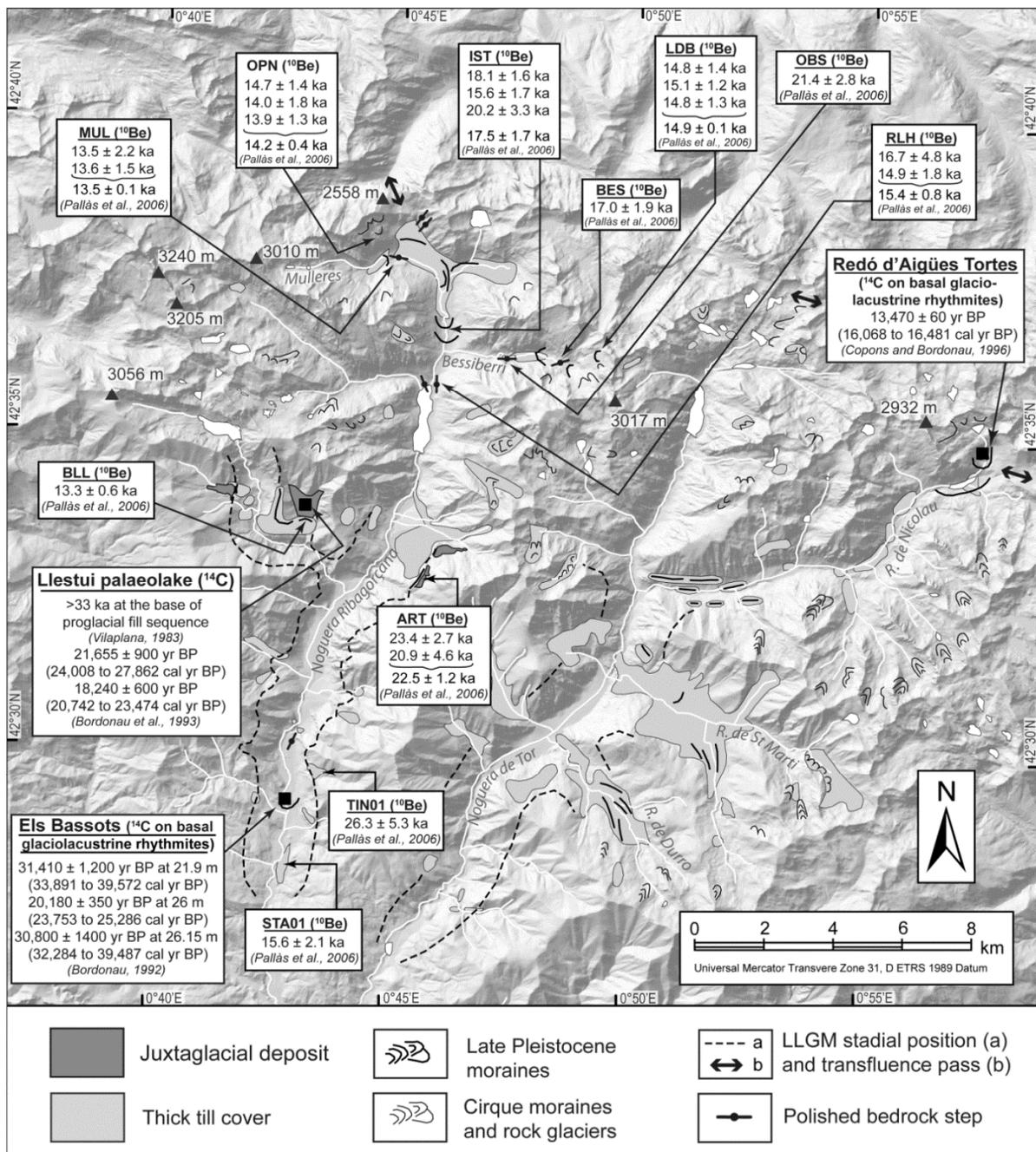
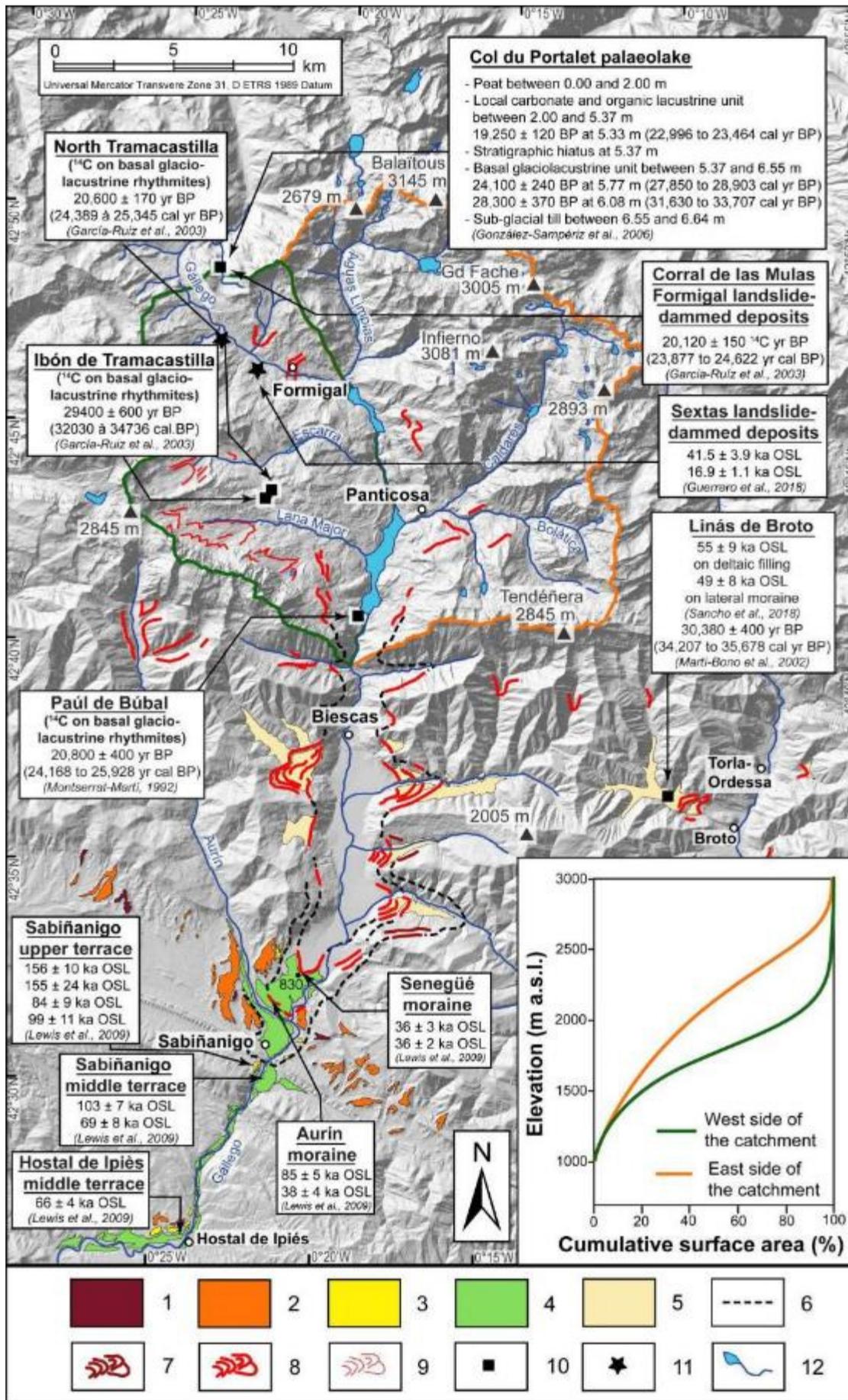


Fig. I2. Glacial deposits and their associated ages in the Noguera Ribagorçana and Noguera de Tor catchments. Base map (deposits, and landforms) after Vilaplana (1983); note that cirque moraines and rock glaciers here are not distinguished because an unspecified number of rock glaciers initially may have been moraines. Digital elevation data source: Instituto Geográfico Nacional, ground resolution: 5 m. Extrait de Delmas et al. 2021b.

Les datations ^{14}C acquises dans les remplissages glaciolacustres de la façade sud, en particulier celles obtenues en Noguera Ribagorçana, ont dans un premier temps confirmé le schéma chronologique obtenu sur la façade nord (Fig. 12). Puis, de nouvelles données, contradictoires avec les premières, ont relancé le débat ouvert par C. Turner & G.E. Hannon en 1988 sur le caractère synchrone ou asynchrone du dernier maximum d'englacement pyrénéen par rapport aux enregistrements isotopiques globaux (synthèse in Pallàs et al., 2006). En effet, en 1983, J.M. Vilaplana situe la base du remplissage de Llestui avant 33 ka BP (Vilaplana 1983 ; Vilaplana & Bordonau, 1989). Un peu plus tard, J. Bordonau (1992) date la base du remplissage proglaciaire d'Els Bassots à $31,41 \pm 1,2$ ka BP (33981 à 39572 cal BP) mais souligne l'incohérence des âges ^{14}C qui caractérisent la base du sondage et prend une certaine distance avec le schéma chronologique élaboré sur la façade nord. D'ailleurs l'année suivante, constatant un certain nombre d'incohérences entre les données ^{14}C obtenues sur le remplissage de Llestui (Vilaplana, 1983 ; Vilaplana & Bordonau, 1989), J. Bordonau et al., (1993) entreprennent de redater les échantillons. Afin de tenir compte de la présence de graphite minéral dans le bassin (effet « old carbon »), les auteurs mettent au point un protocole de préparation des échantillons destiné à séparer le carbone organique du carbone minéral. A l'issue de ce traitement, les résultats sont nettement rajeunis et la « phase de stabilisation post-maximum » ramenée à un âge entre $18,24 \pm 0,6$ (20,742 à 23,474 cal ka BP) et $21,65 \pm 0,9$ ka BP (24,008 à 27,862 cal ka BP). Dans la même optique, les remplissages de Biscaye, Lourdes, Le Monge ont fait l'objet de nouveaux sondages (Reille & Andrieu, 1995) mais seul le sondage de Lourdes 1 a livré des datations ^{14}C intéressantes pour notre propos. En effet, (i) la datation la plus ancienne obtenue dans les argiles glaciolacustres bleues de la base du sondage donne un âge à $20,025 \pm 0,175$ ka BP (23,819 à 24,602 cal ka BP), le LLGM pourrait donc être beaucoup plus jeune que ce qui a été envisagé à partir des datations de Biscaye. Par contre, la datation obtenue à la base des gyttja sus-jacentes montre que la sédimentation glaciolacustre a cessé entre $16,675 \pm 0,115$ ka BP (19,919 à 20,511 cal ka BP) and $15,460 \pm 0,150$ yr ka BP (18,637 à 19,112 cal ka BP) et que les langues de glace sont alors cantonnées aux hautes vallées.

Fig. 13. Glacial and glaciofluvial outwash deposits, with associated ages, in the CATCHMENT. 1- Uppermost pediments, 2- Upper pediments, 3- Glaciofluvial upper terrace, 4- Glaciofluvial middle terraces, 5- Juxtaglacial deposits, 6- LLGM stadial position, 7- Middle Pleistocene moraines, 8- Late Pleistocene moraines, 9- Rock glaciers, 10- ^{14}C ages from glaciolacustrine sequences, 11- OSL and ^{14}C ages from landslide-dammed deposits. Landforms and deposits compiled after Barrère (1966) and Palacios et al. (2015b, 2017). Spot elevations in metres. Digital elevation data as in Figure 11. Extrait de Delmas et al., 2021b.



Plus à l'est, l'analyse séquentielle et la datation par ^{14}C AMS du paléolac de la Massana (Turu et al., 2017) a permis de reconstituer la chronologie des premières étapes de la déglaciation des vallées andorranes. Au cours du LLGM, l'Andorre abritait un glacier de vallée composite issu de la confluence du Valira d'Orient (Gran Valira) et du Valira del Nord ; ce dernier étant lui-même issu de la confluence, dans le bassin de la Massana, des glaciers locaux d'Arinsal et d'Ordino. Le paléolac de la Massana est donc contemporain d'un stade post-LLGM au cours duquel les glaciers locaux d'Arinsal et Ordino sont cantonnés à leur haute vallée tandis que le Valira d'Orient est encore suffisamment puissant pour obturer la basse vallée déglacée du Valira del Nord. L'analyse stratigraphique séquentielle de ce remplissage a permis de caractériser d'une part les variations de la hauteur d'eau du paléolac de la Massana et donc les variations d'épaisseur de la glace dans le Gran Valira et, d'autre part, les fluctuations des glaciers locaux d'Arinsal et d'Ordino, qui à intervalle régulier progradent le paléolac. Les nombreuses datations ^{14}C AMS obtenues dans ce remplissage situent entre $30,77 \pm 0,23$ ka AMS BP (till basal à Canillo-El Forn, 34,646 à 35,667 cal ka BP) et $25,64 \pm 0,19$ ka AMS BP (unité glacio-fluviale basale à La Massana, 29,350 à 30,298 cal ka BP) la déconnexion des deux Valira et la mise en eau du paléolac. Par la suite, l'enregistrement montre une relative permanence du paléolac jusque vers $17,6 \pm 0,14$ ka AMS BP (20,955 à 21,839 cal ka BP). Cependant, entre $23,560 \pm 0,13$ ka BP (27,953 à 27,525 cal ka BP) et $21,510 \pm 0,07$ ka BP (26,024 à 25,706 cal ka BP), la séquence glaciolacustre enregistre une nouvelle phase de progression glaciaire suffisamment importante pour reconnecter les glaciers d'Ordino et du Gran Valira, mais cette nouvelle avancée glaciaire contemporaine du GLGM demeure moins étendue que l'emprise du LLGM (Turu et al., 2017). Enfin, les datations ^{14}C obtenues dans les remplissages glaciolacustres du Gállego (Paul de Bubal, Ibon de Tramacastilla, Nord Tramacastilla) concordent elles aussi avec les premières données acquises sur la façade nord (synthèse in Garcia-Ruiz et al., 2003, Fig. 13).

Ailleurs dans les Pyrénées, l'emprise LLGM est également attribuée au MIS 3 et/ou 4 mais sur la base de données géochronologiques plus directes : (i) âges d'exposition, ^{10}Be sur blocs erratique, sur le Malniu (Pallàs et al., 2010) et en Ariège (Delmas et al., 2011), (ii) âges OSL sur lentilles sableuses en lien avec les dépôts de l'emprise LLGM sur le Cinca, le Gállego et l'Aragón (Lewis et al., 2009 ; Garcia Ruiz et al., 2012 ; synthèse in Delmas et al., 2021a).

La position des fronts pyrénéens au cours du Global LGM (GLGM) n'est pas encore identifiée de manière exhaustive mais les données actuellement disponibles sont suffisamment nombreuses pour révéler l'existence d'un gradient est-ouest ayant une signification potentiellement paléoclimatique (Calvet et al. 2011 ; Delmas et al., 2011). En effet, les glaciers de vallée localisés à l'extrémité orientale de la chaîne ont enregistré au Global LGM une avancée des fronts glaciaires presque aussi ample que celle survenue au cours du MIS 4. Sur la Têt, le Carol, le Malniu, les fronts contemporains du Global LGM sont localisés seulement quelques centaines de mètres en amont des emprises MIS 4 (Delmas et al., 2008 ; Pallàs et al., 2010). En revanche, l'écart entre les emprises MIS 4 et Global LGM est de plus en plus grand vers l'ouest au fur et à mesure que les influences climatiques océaniques deviennent de plus en plus sensibles (jusqu'à 30 km dans la vallée du Gállego, García-Ruiz et al., 2003). Ce contraste est-ouest des paléoenclacements pyrénéens au cours du Global LGM traduit une cyclogenèse d'origine méditerranéenne plus intense et relativement plus efficace en termes d'alimentation neigeuse que celle issue de l'Atlantique (Fig. 14). Cela s'accorde bien avec les SST (*Sea Surface Temperatures*) 6 à 7 ° plus chaudes en Méditerranée (secteur Baléares) que dans le Golfe de Gascogne durant Global LGM (Hayes et al., 2005 ; de Vernal et al., 2005). Les modalités de la déglaciation postérieure au Global LGM sont renseignées de manière plus partielle encore avec seulement une dizaine de sites étudiés couvrant à la fois le Tardiglaciaire et l'Holocène, mais ces sites sont essentiellement localisés dans la moitié orientale de la chaîne (Fig. 14). Cependant, on reconstitue

dans les Pyrénées centrales des langues de glace d'une vingtaine de kilomètres dans le haut Gállego et la Noguera Ribagorçana et le maintien de glaciers de cirques au Dryas récent et à l'Holocène ancien (Pallàs et al., 2006 ; Palacios et al., 2015a, 2017, Crest et al., 2017).

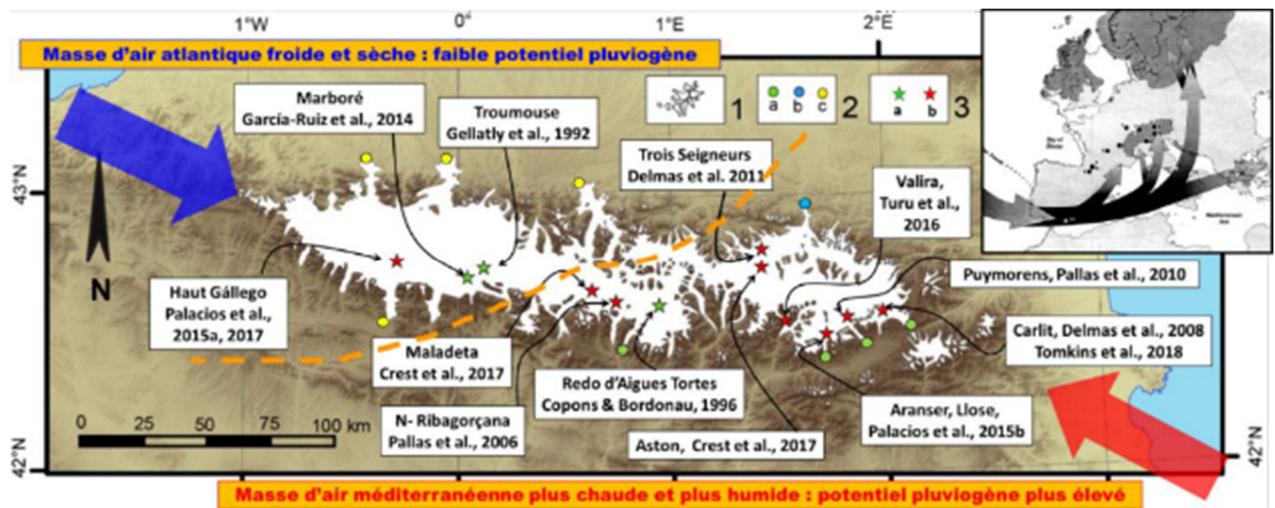


Fig. 14. Les paléoenglacements pyrénéens du Global LGM à l'Holocène

1- Emprise würmienne maximale. Événement contemporain du MIS 4 (60-80 ka) donc antérieur au Global LGM qui est à l'échelle globale entre 19 et 24-26 ka cal. BP (Mix et al., 2001). 2- Emprise spatiale des fronts glaciaires pyrénéens au cours du Global LGM. a- vallée ou emprise Global LGM proche de l'emprise MIS 4, b- vallée ou emprise Global LGM située ~10 km en amont de l'emprise MIS 4, c- vallée ou emprise Global LGM située ~30 km en amont de l'emprise MIS 4. 3- Site associés à des stades d'englacement tardiglaciaires ou holocènes. a- datations par surface d'exposition de TCN¹ (et SHED dans le cas du Carlit), b- datations par ¹⁴C sur remplissage glaciolacustres. Extrait de Delmas et al., 2017, modifié ; Cadre en noir et blanc extrait de Florineth & Schlichter, 2000.

La « Néoglaciation » holocène ne concerne quant à elle qu'un nombre très limité de massifs pyrénéens ; ce sont les massifs caractérisés par la présence de moraines au PAG, le « Petit Age de Glace » (14-19^e siècle) étant considéré dans les Alpes (Ivy-Ochs et al., 2009), comme ailleurs dans le monde (Solomina et al., 2015), comme l'épisode de progression glaciaire le plus important de toute la « Néoglaciation » holocène amorcée il y a 5000 ans après une déglaciation quasi intégrale des massifs montagneux au cours d'un optimum climatique centré sur l'Atlantique (6 à 8 ka). Dans les Pyrénées, un schéma analogue semble s'être produit sur le massif de Maladeta-Aneto (Crest et al., 2017). En revanche, les observations obtenues dans les cirques de Troumouse et de Marboré indiquent l'existence, il y a 5 ka, d'un stade d'englacement dont le front était situé en aval des moraines du PAG (Gellatly et al., 1992 ; García-Ruiz et al., 2014). En effet, dans le cirque de Troumouse, les datations par ¹⁴C obtenues dans la tourbière située immédiatement à côté du lac des Aires indiquent la présence d'un glacier dont le front se tenait immédiatement en amont du lac entre 4955±90 BP et 4654±60 BP (Gellatly et al., 1992). Cela signifie qu'au tout début de la « Néoglaciation » holocène, le glacier de la Munia se tenait une centaine de mètres de dénivelé en contrebas et ~ 800 m en aval de son emprise PAG.

Enfin, sur les marges externes de l'emprise würmienne maximale, des dépôts morainiques sensiblement plus altérés que ceux précédemment décrits jalonnent l'emprise de stades d'englacement antérieurs au cycle glaciaire würmien. Les contours de ces paléoenglacements pré-würmiens sont identifiés de manière très discontinue sur les flancs des vallées car les dépôts sont peu nombreux et assez mal préservés. La seule datation numérique actuellement disponible et directement acquise sur ces dépôts de marge glaciaire est localisée en Ariège où l'emprise de la glaciation contemporaine du MIS 6 est identifiée

sur la base d'un bloc erratique daté par TCN à 131.4 ± 5.5 ka (Delmas et al., 2011). D'autres données sont en cours de publication sur la Garonne (Fernandes et al). En revanche, le réseau karstique de Niaux-Sabart-Lombrives en Ariège et la galerie Aranzadi de la Pierre St Martin contiennent des dépôts allogènes d'origine fluvioglaciaire qui attestent une remise en eau périodique de ces paléokarsts à chaque expansion maximale des glaciations pléistocènes, en phase avec la remontée du niveau phréatique provoquée par l'englacement généralisé des vallées voisines. Scellés à chaque interglaciaire par des planchers stalagmitiques qui attestent un fonctionnement du karst en régime vadose, les dépôts allogènes de l'endokarst ont pu être datés indirectement par de nombreuses datations U-Th sur les planchers stalagmitiques sus-jacents (Bakalowicz et al., 1984 ; Quinif & Maire, 1998). Plus récemment, une nouvelle série de datations U-Th sur les planchers de Niaux a permis d'individualiser les dépôts fluvioglaciaires contemporains des MIS 6, 8 et 10 (Sorriaux et al., 2016). Dans cette catégorie très diversifiée de dépôts pré-würmiens, il faut signaler, au débouché du Gave d'Aspe, sous les dépôts fluviatiles de la terrasse d'Agnos, un till altéré assimilé au MIS 6 (Gangloff et al., 1991). Par ailleurs, au débouché du Gave d'Ossau, les coupes de Lourau et de la ferme Gaspé ont permis de décrire un till très altéré mis en place au cours d'une glaciation du Pléistocène ancien compte tenu de sa position stratigraphique sous les dépôts fluviatiles (équivalent Fu) qui coiffent la Formation de Lannemezan (Hétu & Gangloff, 1989 ; Hétu et al., 1992).

Géochronologie. Éléments de méthodologiques.

Les recherches présentées au cours de l'excursion reposent en grande partie sur l'opportunité de mieux contraindre les séquences de dépôts continentaux grâce à l'utilisation croisées de différentes méthodes de datation. Nous proposons ici une brève présentation des principes sur lesquels repose la datation par ESR des séquences fluviales. Nous présentons ensuite les principales applications associées à l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits dans les minéraux des roches de surface.

1. ESR : une méthode de datation de type paléo-dosimétrique

La méthode de datation par résonance de spin électronique (*Electron Spin Resonance*, ESR) des quartz blanchis optiquement exploite l'accumulation au cours du temps, piégés dans les défauts du réseau cristallin du quartz (lacunes, macles, traces de fission), d'électrons libérés par les radiations ionisantes (*alpha*, *bêta* et *gamma*), émises lors de la désintégration des éléments radioactifs, principalement ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th , présents dans le sol et les roches. La **dose totale (D_E)** de radiation reçue par un échantillon de sables quartzeux au cours de son histoire post-dépositionnelle est fonction du débit de **dose annuel (d_a)** et du **temps d'exposition (t)** aux rayons ionisants ([équation 1](#)). La datation par ESR repose donc sur la détermination de deux grandeurs physiques : la dose de radiations reçue par l'échantillon en une année (d_a) et la dose totale de radiations reçue par l'échantillon depuis le moment que l'on cherche à dater (D_E), ici le dépôt de la nappe alluviale au sein de laquelle les grains de quartz ont été échantillonnés ([Fig. 15](#)).



Fig. 15. Échantillonnage d'une lentille de sable pour datation ESR.

Site de la Llabanère, niveau T3b de la séquence fluviale de la Têt, octobre 2014

$$D_E(t) = \int_{t=0}^{t=T} d_a(t) \cdot \Delta t \quad (\text{Eq. 1})$$

où D_E est la paléodose en gray (Gy), d_a le débit de dose annuelle ($\mu\text{Gy} \cdot \text{a}^{-1}$) et T le temps d'exposition, c'est-à-dire l'âge de l'échantillon.

La dose annuelle de radiations reçues par les échantillons est déterminée grâce à l'emploi de spectromètres *gamma* de terrain, d'une part, et un spectromètre *gamma* de laboratoire à haute sensibilité, d'autre part. Le calcul final doit également tenir compte de plusieurs facteurs environnementaux tels que l'épaisseur des sédiments situés au-dessus de l'échantillon et, surtout, leur teneur en eau qui est mesurée en laboratoire immédiatement après les prélèvements. La paléodose, c'est-à-dire la dose totale de radiation reçue par les échantillons au cours de leur histoire post-dépositionnelle (D_E), est déterminée en utilisant la **méthode « de l'addition »**. Les traitements ne portent que sur les grains de quartz dont la taille est comprise entre 100 et 200 μm . L'échantillon est séparé en portions de poids identique (*aliquotes*). Un *aliquote* est mis de côté pour déterminer l'intensité du signal naturel, un autre est réservé au blanchiment par illumination artificielle (simulateur solaire durant 28 jours), tous les autres (c'est-à-dire 8 à 9 *aliquotes*) sont irradiés à des doses croissantes connues de rayonnements *gamma* (264, 431, 653, 1048, 1663, 2640, 4460, 8010 Gy, et éventuellement 12500 Gy). Les *aliquotes* irradiés et l'*aliquote* naturel sont ensuite mesurés par spectrométrie ESR. Sur ces bases, il est possible de tracer un graphe montrant l'évolution de l'intensité du signal ESR en fonction de la dose de rayonnement *gamma* reçue (Fig. 16).

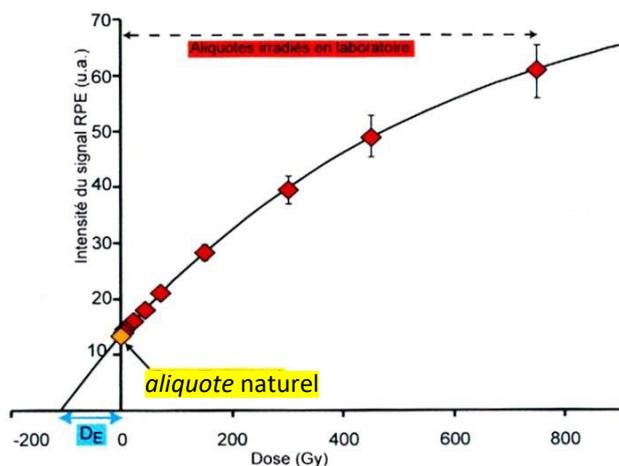


Fig. 16. Détermination de la paléodose (D_E) par la méthode « de l'addition »
 Les intensités RPE (Résonance de Spin Electronique) obtenues pour les différents aliquotes sont reportées graphiquement en fonction de la dose d'irradiation qu'ils ont reçue. La courbe de croissance ainsi obtenue est extrapolée jusqu'à une intensité RPE nulle, permettant de déterminer la dose reçue par l'échantillon depuis sa formation ou son dépôt.
 Extrait de Desprié et al. (2012).

natique, de la courbe obtenue jusqu'à une intensité acquise dans le sédiment échantillonné. Dès lors, connaissant la paléodose (D_E) et le débit de dose annuelle (d_a), il est possible de calculer la durée au cours de laquelle les électrons libérés par la radioactivité naturelle se sont accumulés dans les pièges du réseau cristallin (équation 3.2), donc l'âge du sédiment, à condition cependant que le chronomètre ait été remis à zéro avant le dépôt.

$$T = \frac{D_E}{d_a} \quad (\text{Eq. 3.2})$$

En effet, contrairement aux dents, aux ossements ou à la calcite, dans le cas des sables quartzueux d'une nappe alluviale on ne date pas la formation du minéral mais la vidange des centres-pièges paramagnétiques radiosensibles. Cette vidange naturelle des centres paramagnétiques, appelée « blanchiment », peut être la conséquence d'une chauffe (foyer, coulée volcanique) ou d'une exposition prolongée au rayonnement solaire. Dans le cas du centre Aluminium du quartz, le phénomène de blanchiment provoque une diminution du nombre de centres paramagnétiques jusqu'à une valeur "plateau" (ou dose résiduelle) propre à chaque quartz. Pour calculer précisément la paléodose, il faut connaître cette intensité résiduelle, qui est déterminée en laboratoire, et la soustraire à la dose

préalablement déterminée. Les centres Titane, quant à eux, sont dotés d'une capacité de blanchiment plus rapide mais ils sont aussi plus facilement saturés.

2. Modéliser la concentration en TCN produits in situ. Applications en géochronologie et géomorphologie.

Compte tenu des modalités d'accumulation des TCN dans la croûte terrestre (Eq. 2), la concentration en TCN mesurée sur un échantillon dépend :

- (i) du taux de production au point d'échantillonnage (P_0),
- (ii) du taux de dénudation en surface (ε) au droit du point d'échantillonnage, qui modifie la profondeur à laquelle s'est trouvé l'échantillon au cours du temps,
- (iii) de la durée d'exposition (t),
- (iv) de la constante de décroissance radioactive (λ) du nucléide cosmogénique mesuré.

Parmi ces quatre variables, deux sont connues ou faciles à contraindre sur le terrain :

- (i) la constante de décroissance radioactive
- (ii) le taux de production au point d'échantillonnage, qui est estimé à partir de mesures et observations de terrain relativement faciles à recueillir (latitude, altitude, écrantage topographique, enneigement, profondeur sous la surface).

Ces différents paramètres sont intégrés de la manière suivante dans l'équation fondamentale qui décrit l'accumulation des nucléides cosmogéniques dans la croûte terrestre (Braucher et al., 2011) :

$$N_{(x,\varepsilon,t)} = \frac{P_{0n} \cdot \exp\left(-\frac{-x}{\Lambda_n}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} + \frac{P_{0\mu slow} \cdot \exp\left(-\frac{-x}{\Lambda_{\mu slow}}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu slow}} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu slow}} + \lambda} + \frac{P_{0\mu fast} \cdot \exp\left(-\frac{-x}{\Lambda_{\mu fast}}\right) \left(1 - \exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu fast}} + \lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu fast}} + \lambda}$$

P_{0n} , $P_{0\mu slow}$ et $P_{0\mu fast}$ désignent le taux de production en surface lié respectivement au flux de neutrons, de muons lents et de muons rapides. Λ_n , $\Lambda_{\mu slow}$ et $\Lambda_{\mu fast}$ désignent respectivement la longueur d'atténuation des neutrons, muons lents et muons rapides.

Le taux de dénudation au droit du point d'échantillonnage et la durée d'exposition au rayonnement cosmique sont donc les deux seules véritables inconnues de l'équation. Cela explique pourquoi la concentration en TCN produits *in situ* est exploitable à la fois dans une optique géochronologique (dater des sédiments ou des surfaces rocheuses afin de contraindre la chronologie d'un évènement géodynamique) et géomorphologique (quantifier la dénudation en surface).

Plusieurs applications géochronologiques et géomorphologiques ont été développées ces dernières années. Ces applications concernent des contextes géologiques et géomorphologiques extrêmement diversifiés et reposent sur des stratégies d'échantillonnage et de modélisation très différentes dont on expose ici les modalités en distinguant :

(i) Les stratégies de modélisation fondées sur la mesure **d'un seul TCN par échantillon**. Ces stratégies de modélisation sont adossées au postulat d'une **histoire d'exposition simple**, c'est-à-dire une exposition unique et continue des échantillons.

(ii) Les stratégies de modélisation fondées sur **la mesure conjointe, sur un même échantillon, de deux TCN caractérisés par des périodes de décroissance radioactives différentes**. Ces stratégies de modélisation sont adossées au postulat d'une **histoire d'exposition complexe**, c'est-à-dire une histoire d'exposition caractérisée par une ou plusieurs périodes d'enfouissement.

2.1. Modéliser des histoires d'exposition simples Datation par exposition versus taux de dénudation

2.1.1. Evolution temporelle de la concentration en régime érosif

Domaine linéaire versus domaine asymptotique

La **figure 17** montre l'évolution temporelle de la concentration en TCN dans les minéraux des roches de la surface terrestre pour différents taux de dénudation et dans le cadre d'une histoire d'exposition simple, c'est-à-dire une histoire d'exposition caractérisée par une période d'exposition unique et continue. Quel que soit le régime érosif dans lequel les TCN produits *in situ* s'accumulent au cours du temps, on observe que leur concentration augmente dans un premier temps selon une fonction linéaire du temps (**domaine linéaire**) avant d'atteindre un état stationnaire (**domaine asymptotique**) au cours duquel les gains en TCN *in situ* (en fait : le taux de production au point d'échantillonnage) sont compensés conjointement par les pertes liées à la décroissance radioactive des TCN et par la dénudation des roches de surface.

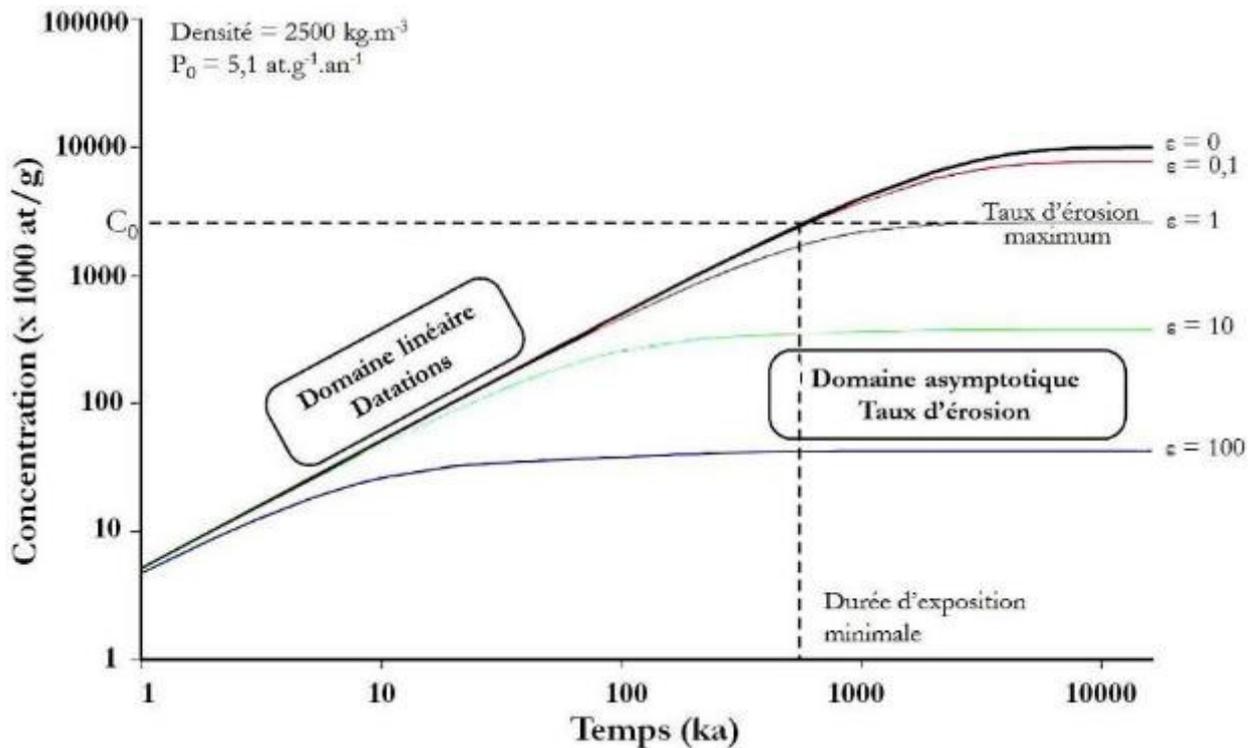


Fig. 17. Evolution temporelle de la concentration

en ^{10}Be produit in situ pour différents taux de dénudation.

Les courbes sont étalonnées pour un taux de production en surface de $5,1 \text{ at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$ et une densité des roches traversées par le rayonnement cosmique secondaire de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$. La concentration en ^{10}Be atteint un état stationnaire (domaine asymptotique) entre les gains (qui sont proportionnels au taux de production) et les pertes (par décroissance radioactive et dénudation des roches de surface) d'autant plus rapidement que les processus de dénudation sont actifs. Dans le domaine linéaire, le bilan entre les gains et les pertes en TCN est positif car les pertes sont uniquement contrôlées par la dénudation. Extrait de [Regard \(2010\)](#).

La notion de temps d'intégration

La [figure 17](#) montre par ailleurs que cet état stationnaire est d'autant plus vite atteint que le taux de dénudation en surface est élevé. Le temps d'intégration désigne la durée nécessaire pour que la concentration atteigne l'état stationnaire. Dans le cas du ^{10}Be , elle est de l'ordre quelques Ma lorsque la dénudation en surface est quasi nulle, de l'ordre de 100 ka lorsque la dénudation en surface est proche de 10 m/Ma et de l'ordre de 10 ka lorsque la dénudation en surface est proche de 100 m/Ma. Le temps d'intégration associé à la concentration en TCN d'un échantillon est calculable de la manière suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda + \frac{\varepsilon}{\Lambda}} \quad (\text{Eq. 3})$$

où λ est la constante de décroissance radioactive exprimée en années, ε le taux de dénudation exprimé en $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ afin d'intégrer la densité des roches de surface, et Λ la longueur d'atténuation exprimée en g.cm^{-2} également pour intégrer la densité des roches de surface.

Deux stratégies d'échantillonnage et de modélisation des concentrations en TCN in situ

Le fait de mesurer un seul TCN sur le ou les échantillons d'un site de prélèvement place l'utilisateur devant la nécessité de résoudre conjointement les deux inconnues du modèle d'accumulation des TCN *in situ* que sont la durée d'exposition (t) et le taux de dénudation (ε , cf. équation 1 et Fig. 17). Pour y parvenir, deux stratégies d'échantillonnage et de modélisation des concentrations mesurées sont envisageables :

- (i) la première consiste à modéliser individuellement, soit en termes de durée d'exposition, soit en termes de taux de dénudation, le ou les échantillons prélevés séparément en surface ou à une profondeur précisément relevée sur le terrain. Dans ce cas de figure, selon l'objectif recherché (datation d'un évènement ou quantification de la dénudation en surface), le contexte géologique et/ou géomorphologique du site de prélèvement permet de contraindre l'une ou l'autre des deux inconnues de l'équation 1.
- (ii) la seconde consiste à prélever plusieurs échantillons le long d'un profil vertical et à modéliser conjointement la durée d'exposition et le taux de dénudation.

→ Modéliser la durée d'exposition d'un échantillon prélevé en surface

La figure 17 montre que la concentration mesurée sur un échantillon est directement convertible en durée d'exposition à condition (i) de connaître le taux de dénudation qui a abaissé la surface rocheuse au droit du point d'échantillonnage durant toute la plage d'accumulation des TCN *in situ* et (ii) d'avoir la garantie que le domaine asymptotique n'est pas atteint. Le moyen le plus simple de remplir ces deux conditions est de sélectionner des surfaces rocheuses localisées dans un contexte géologique et/ou géomorphologique qui garantit une érosion nulle ou extrêmement faible depuis l'exposition initiale (surface rocheuse polie par la glace, miroir de faille strié sur un scarplet, plan de glissement de terrain...). Dans ce cas de figure, la plage temporelle permettant de modéliser la durée d'exposition (domaine linéaire) est de l'ordre de 1Ma.

Connaissant la valeur du taux de dénudation (0 m.Ma^{-1} garanti par les caractéristiques morphologiques de la surface échantillonnée), la durée d'exposition est directement calculable via l'équation 1. La valeur ainsi obtenue doit être considérée comme un **âge apparent** pour les raisons suivantes (Fig. 18) :

- (i) Il peut arriver que la surface échantillonnée ne présente pas toutes les garanties morphologiques d'une érosion parfaitement nulle depuis son exposition initiale. Si une érosion, même très faible, a effectivement eu lieu au cours de la plage d'accumulation des TCN *in situ* mais que l'utilisateur n'a aucun moyen de quantifier la valeur exacte de cette dénudation, **la durée d'exposition modélisée pour une érosion nulle fournit un âge minimum (Situation A).**
- (ii) La méthode de datation par exposition postule que l'accumulation des TCN s'est déroulée au cours d'une histoire d'exposition simple, unique et continue et que, par conséquent, l'exposition initiale de la surface échantillonnée est exactement contemporaine de l'évènement qu'on cherche à dater. Or, il peut arriver que l'exposition initiale de l'échantillon ne coïncide pas exactement avec l'évènement qu'on cherche à dater. Dans ce cas de figure, l'âge apparent sera :

- (ii_a) **plus ancien que l'évènement d'intérêt** si la concentration mesurée présente un héritage d'exposition, c'est-à-dire une dose de TCN (généralement indéterminable) acquise antérieurement à l'évènement qu'on souhaite dater (**Situation B**).
- (ii_b) **plus récent que l'évènement d'intérêt** si un masque (par exemple sédimentaire) a bloqué l'accumulation des TCN durant une plage temporelle (de durée généralement indéterminable) postérieure à l'évènement qu'on cherche à dater (**Situation C**).

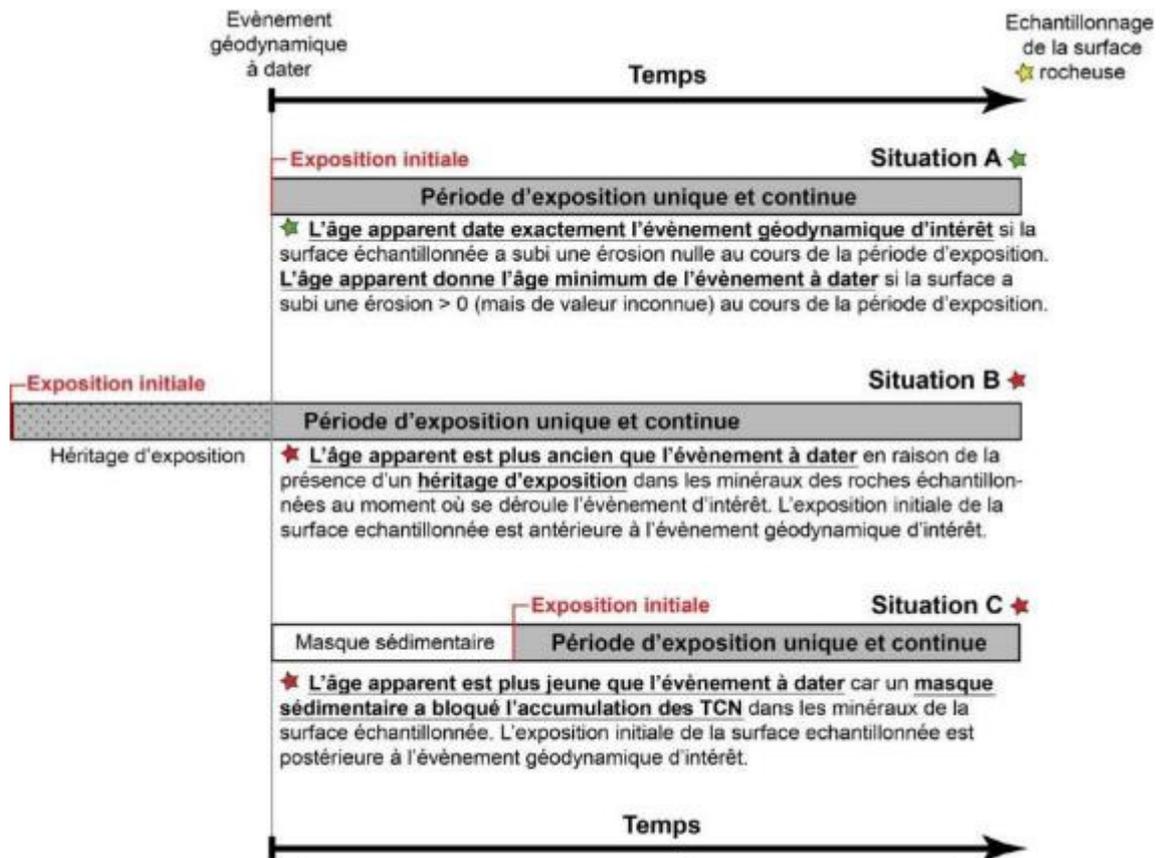


Figure I8. Durée d'exposition et âge apparent d'un évènement géodynamique.

Extrait de [Delmas, 2019](#).

Il est important de souligner que les situations B et C peuvent s'exprimer conjointement ou séparément sur un même site d'échantillonnage. Compte tenu de cela, il va de soi que le diagnostic naturaliste du géomorphologue est essentiel pour élaborer les stratégies d'échantillonnage susceptibles de cibler les surfaces rocheuses dont l'histoire d'exposition répond étroitement aux contraintes dictées par la méthode de modélisation. Cette aptitude à envisager des scénarii d'exposition multiples, en se fondant sur une lecture multi-échelle du contexte géologique et géomorphologique des sites de prélèvement, est également indispensable pour interpréter les âges d'exposition de TCN.

→ Modéliser un profil vertical de TCN

L'application préalablement décrite repose sur le prélèvement d'un seul échantillon en surface (ou à une profondeur précisément relevée sur le terrain) et la mesure d'un seul TCN sur cet échantillon. La concentration ainsi mesurée est modélisable soit en termes de durée d'exposition, soit en termes de taux

de dénudation ; le contexte géologique permettant, selon le cas, de contraindre l'une ou l'autre des deux inconnues de l'équation 1. L'opportunité de prélever plusieurs échantillons localisés à différentes profondeurs le long d'un profil perpendiculaire à la surface topographique permet de modéliser conjointement, sur le même site de prélèvement, la durée d'exposition enregistrée par les échantillons et la vitesse à laquelle la topographie de surface s'est abaissée au cours du temps (Braucher et al., 2009 ; Hidy et al., 2010). Cette méthode est particulièrement utile dans des dépôts sédimentaires.

On exploite pour cela le fait que la production de TCN dans les minéraux des roches de surface se déroule selon des modalités sensiblement différentes lorsqu'elle est d'origine neutronique ou muonique. En effet, il faut savoir que :

- (i) le flux de neutrons au niveau de la mer se caractérise par un spectre énergétique relativement large mais qui ne dépasse pas quelques centaines de MeV, soit des valeurs très inférieures au flux de muons qui est de l'ordre de 4 GeV en moyenne au niveau de la mer.
- (ii) la longueur d'atténuation des neutrons est sensiblement plus courte que celle des muons (150 à 160 g.cm⁻² pour les neutrons contre 1500 g.cm⁻² pour les muons lents et 4320 g.cm⁻² pour les muons rapides),
- (iii) le taux de production total en surface est à 95% lié à la spallation des neutrons, les 5% restants étant liés aux réactions muons (rapport valable au SLHL),
- (iv) la production muonique au-delà de 3 m de profondeur devient majoritaire, bien que très faible en valeur absolue, car la production neutronique y est quasi inexistante, en tout cas indétectable.

La conséquence de ces différentes propriétés est que, sur un profil vertical donné, quelle que soit la valeur du taux de dénudation, les échantillons prélevés en surface (où la production est majoritairement neutronique) atteignent le domaine asymptotique plus rapidement que ceux prélevés en profondeur car, en profondeur et en particulier au-delà de 3 m, la production de TCN *in situ* est quasi exclusivement d'origine muonique et très faible en valeur absolue (elle tend vers zéro dès 5 à 6 m de profondeur). Or, lorsque le taux de production est faible en valeur absolue, la durée nécessaire pour atteindre un équilibre entre les gains et les pertes en TCN (domaine asymptotique) est plus longue que lorsque le taux de production est fort (Fig. 17).

Sur ces bases, lorsque les échantillons d'un profil sont dans le domaine asymptotique à proximité de la surface et encore dans le domaine linéaire à la base du profil, alors, la modélisation conjointe des échantillons prélevés sur l'ensemble du profil, à différentes profondeurs, permet d'estimer à la fois :

- (i) La **durée d'exposition** au rayonnement cosmique enregistrée par le profil grâce aux échantillons situés en profondeur, où la concentration est encore dans le domaine linéaire car acquise via un taux de production quasi exclusivement d'origine muonique (donc très faible en valeur absolue).
- (ii) La **vitesse de dénudation**, c'est-à-dire la vitesse à laquelle la topographie de surface s'est abaissée au cours du temps (en fait depuis l'exposition initiale dans le cadre d'une histoire d'exposition simple) grâce aux échantillons situés au toit du profil, où la concentration est déjà en situation

d'équilibre stationnaire car les TCN s'y sont accumulés via un taux de production très majoritairement (95 %) d'origine neutronique (donc associé à des valeurs relativement élevées).

La méthode des profils verticaux est applicable à tous types de matériaux (nappe alluviale, construction morainique, substrat rocheux, altérite...) à condition de disposer d'une coupe suffisamment épaisse (minimum 3 à 4 m, idéalement une dizaine de mètres) pour que les concentrations à la base du profil soient quasi exclusivement d'origine muonique et, de préférence, encore dans le domaine linéaire.

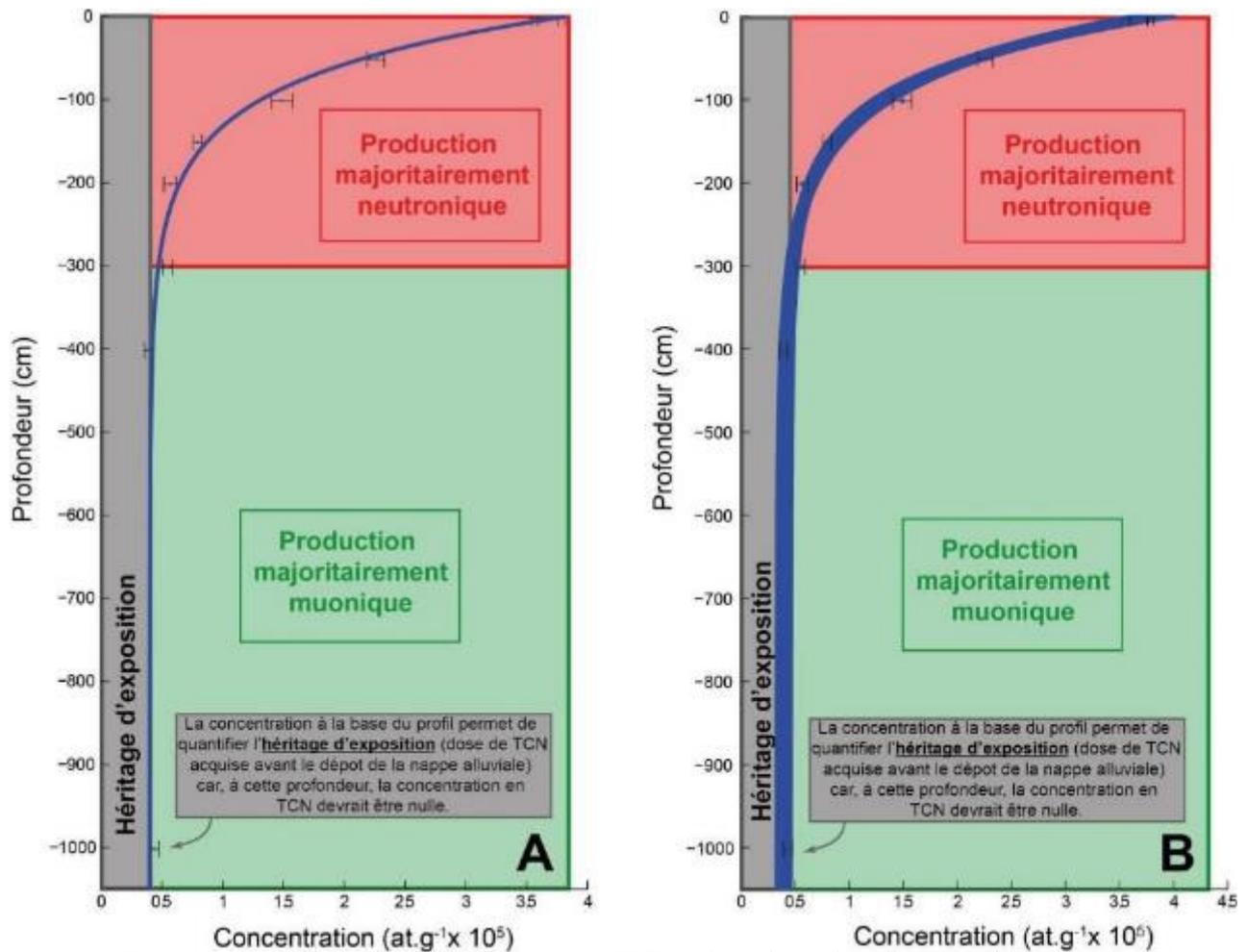


Fig. 19. Modéliser les concentrations TCN dans le cadre d'un profil vertical.

Profil vertical prélevé sur la nappe T1 de la vallée de l'Ariège (Delmas et al., 2015). A. La ligne bleue décrit l'ajustement des concentrations (valeurs, centres) au modèle concentration–profondeur qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre. B. Les différentes lignes bleues décrivent l'ajustement des concentrations (valeurs échantillonnées par simulation Monte Carlo dans l'intervalle décrit par les marges d'erreur qui encadrent les valeurs concentration) au modèle concentration–profondeur, qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre. Sur les deux profils, la bande verticale grise matérialise l'existence d'un héritage d'exposition, c'est-à-dire une dose de TCN acquise dans le bassin versant (substrat rocheux, relais sédimentaires, altérites...) avant le dépôt des sédiments dans la nappe alluviale. La valeur

de la dose héritée est donnée par la concentration de l'échantillon situé à la base du profil vertical car, en l'absence d'héritage, la concentration en profondeur devrait être nulle. Il est important de noter que la concentration héritée d'un sédiment s'est nécessairement accumulée dans le cadre d'un régime érosif différent de celui du contexte post-dépôt. Si l'érosion était nulle ou très faible, la concentration héritée acquise sur le bassin versant en amont de la zone de dépôt est susceptible d'être très élevée. Si, au contraire, l'érosion était forte sur le bassin versant en amont de la zone de dépôt, la concentration héritée sera nécessairement faible même si la durée d'accumulation des TCN a été suffisamment longue pour que l'état stationnaire soit atteint.

Concrètement, la modélisation d'un profil vertical consiste à rechercher le meilleur ajustement possible entre la concentration mesurée à différentes profondeurs et le modèle concentration/profondeur qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre (équation 1). L'ajustement est obtenu en minimisant l'écart entre les concentrations réelles associées à chaque échantillon et les concentrations théoriques associées à chaque profondeur. La qualité de l'ajustement est mesurée par le χ^2 qui quantifie l'écart au modèle. Afin de prendre en compte les marges d'erreur qui encadrent les concentrations mesurées à différentes profondeurs, une simulation Monte Carlo génère de manière aléatoire une multitude de combinaisons concentration-profondeur, par exemple 100 000 combinaisons différentes, sélectionnées dans l'intervalle délimité par les marges d'erreur associées aux concentrations (Fig. 1.20b). Chaque combinaison fait l'objet d'un ajustement optimisé qui délivre en sortie un couple de solutions âge-dénudation, éventuellement un quadruplet si on ajoute la densité (potentiellement inconnue si le profil concerne une nappe alluviale ou un dépôt morainique) et l'héritage d'exposition (si la concentration en TCN n'a pas été intégralement acquise dans le sédiment postérieurement à son dépôt, mais aussi par la population de débris préalablement au dépôt). La qualité de chaque ajustement est mesurée par la valeur du χ^2 .

Toutes les solutions ainsi générées par le modèle sont mathématiquement acceptables, mais celles associées aux valeurs de χ^2 les plus faibles sont statistiquement les plus fiables. D'après [Bevington et Robinson \(2003\)](#), les solutions acceptables associées à un χ^2 situé dans l'intervalle [χ^2 mini; χ^2 mini+1] sont l'équivalent d'une marge d'incertitude à 1σ . La [figure 29](#) donne des exemples de représentation graphique des solutions âge-dénudation issues de profils verticaux de TCN ([Arrêt 1a](#)).

2.2. Modéliser des histoires d'exposition complexes. Datation par enfouissement versus paléo-taux de dénudation

Toutes les procédures de modélisation présentées précédemment reposent sur le postulat d'une histoire d'exposition simple, c'est-à-dire une exposition continue (donc unique) des échantillons depuis leur exposition initiale. Or, dans certaines situations, la concentration en TCN des échantillons mesurés à un instant t résulte d'une histoire d'exposition complexe, c'est-à-dire une histoire d'exposition caractérisée par une succession de périodes d'exposition et d'enfouissement ([Fig. 20](#)).

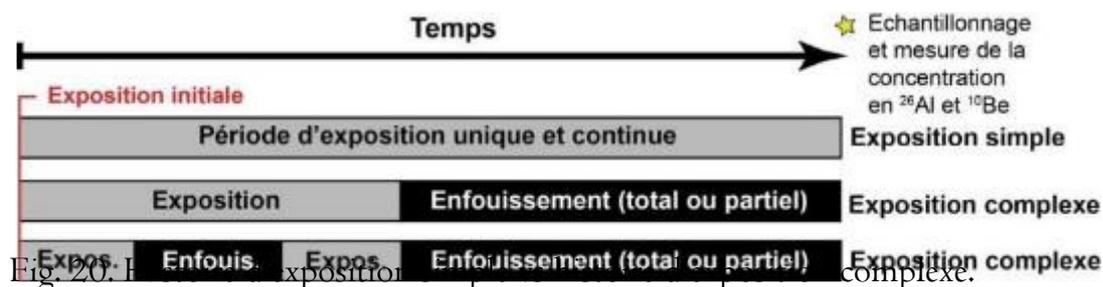


Fig. 20. Histoire d'exposition et d'enfouissement complexes.

- (i) Au cours des périodes d'exposition, les TCN s'accumulent dans les minéraux des roches selon une fonction linéaire du temps avant d'atteindre un régime stationnaire (cf. domaine linéaire versus domaine asymptotique sur le graphe temps-concentration, [Fig. 17](#)). Au cours de ces périodes, la concentration en TCN est assimilable à un bilan dans lequel les gains sont directement

proportionnels au taux de production et les pertes au taux de dénudation en surface et à la période de décroissance radioactive des TCN mesurés.

- (ii) Au cours des périodes d'enfouissement, la concentration en TCN tend au contraire à diminuer car les gains associés au taux de production ainsi que les pertes par érosion sont totalement ou partiellement interrompus en raison de l'écrantage par les terrains sur-incombants ; seules les pertes par décroissance radioactive restent fonctionnelles. Au total, le bilan TCN est négatif.

Sur ces bases, l'opportunité de mesurer conjointement, sur un même échantillon, deux TCN caractérisés par des périodes de décroissance radioactive différentes permet d'identifier si un échantillon a vécu une histoire d'exposition simple ou complexe et, dans ce dernier cas, quelle a été la durée de la période d'enfouissement. Dans le cas du quartz, le couple le plus fréquemment mesuré est constitué de ^{10}Be et ^{26}Al . La demi-vie de ^{26}Al (717 ± 17 ka) étant environ deux fois plus courte que celle de ^{10}Be ($1,387 \pm 0,012$ Ma), la durée d'enfouissement que ce couple de TCN permet de quantifier est au maximum de l'ordre de 5-7 Ma. La valeur du ratio diminue au cours de la période d'enfouissement et, au terme de cette durée (qui est l'équivalent de 8 à 10 demi-vies d'un isotope de ^{26}Al), la concentration en ^{26}Al a quasi intégralement été éliminée par décroissance radioactive. Il est également possible de coupler le ^{10}Be et le ^{21}Ne , qui est un isotope stable également formé dans le quartz [$^{28}\text{Si}(n,2\alpha)^{21}\text{Ne}$]. L'utilisation du ^{21}Ne permet d'élargir à 11-14 Ma la durée d'enfouissement détectée par la méthode. Au terme de cette durée, qui est l'équivalent de 8 à 10 demi-vies d'un isotope de ^{10}Be , la quantité de ^{10}Be présent dans l'échantillon est trop faible pour être détectable.

Initialement utilisée pour dater des sédiments allogènes piégés en contexte karstique (Granger et al., 2001), donc en contexte d'enfouissement total, la méthode de datation par enfouissement est maintenant appliquée à des sédiments néogènes et quaternaires suffisamment épais pour avoir bloqué totalement ou partiellement l'accumulation de TCN à la base de la colonne sédimentaire (Granger et al., 1997 ; Granger & Smith, 2000 ; Wolkowinsky & Granger, 2004; Balco et al., 2005). Quel que soit le contexte d'enfouissement (total ou partiel), deux stratégies d'échantillonnage et de modélisation des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al sont envisageables :

- (i) la première consiste à prélever un échantillon isolé en contexte d'enfouissement total ou partiel et de modéliser conjointement la durée d'enfouissement et le paléo-taux de dénudation contemporain de l'héritage d'exposition, cad la dose de TCN acquise avant l'enfouissement, par référence au Banana Plot (Lal, 1991 ; Granger & Muzikar, 2001 ; Fig. 21).

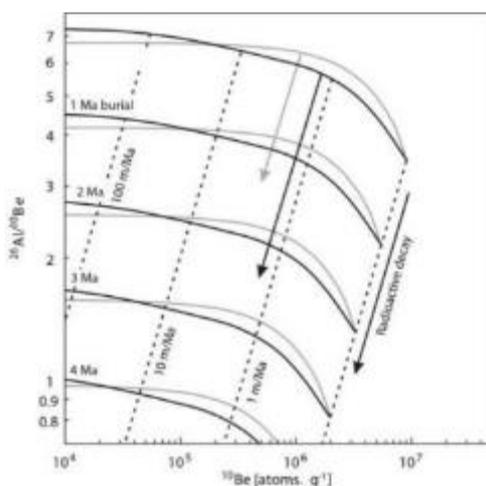


Fig. 21: Trajectoire $[^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}]$ d'un échantillon au cours d'une période d'enfouissement.
 Contribution muonique incluse.
 Extrait de Granger & Muzikar (2001).

- (ii) la seconde consiste à prélever plusieurs échantillons en contexte d'enfouissement total ou partiel et de modéliser la durée d'enfouissement via la méthode isochrone (Balco & Rovey, 2008 ; Fig. 22).

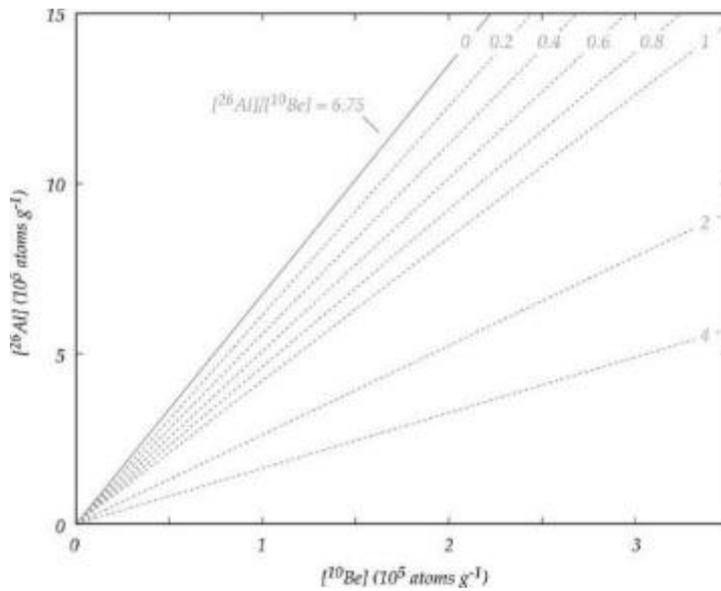


Fig. 22. Abaque de calcul de la durée d'enfouissement par la méthode isochrone. Les lignes grises représentent la pente de plusieurs droites de régression linéaires associées à des durées d'enfouissement de 0 et 4 Ma.

Extrait de Balco & Rovey (2008), modifié.

Les étapes de l'itinéraire de la façade méditerranéenne au piémont nord des Pyrénées

L'est des Pyrénées offre un riche laboratoire de terrain qui permet d'explorer (i) l'impact des changements climatiques sur les fluctuations glaciaires pléistocènes, (ii) la dynamique des systèmes fluviaux en phase avec les changements environnementaux enregistrés à l'échelle du bassin-versant, (iii) les rythmes et vitesses de l'incision des vallées en phase avec l'évolution du relief et les mouvements verticaux de la croûte terrestre. L'itinéraire couvre deux transects montagne-piémont, l'un sur la façade méditerranéenne de la chaîne, du Roussillon à la Cerdagne, le long de la vallée de la Têt, l'autre sur la façade atlantique, du col de Puymorens au piémont nord-pyrénéen, le long de la vallée de l'Ariège (Fig. 23). Au fil des arrêts, nous visiterons les archives fluviales et glaciaires préservées sur les versants et en contexte karstique. Nous insisterons sur les travaux et données géochronologiques publiés au cours de ces 10 dernières années.



Fig. 23. L'itinéraire de l'excursion

1^e jour : L'évolution Plio-Quaternaire du bassin du Roussillon et de ses bordures

a- La séquence de terrasses fluviales pléistocènes de la Têt. Datations croisées par biostratigraphie, ESR et profils verticaux de nucléides cosmogéniques (Magali Delmas, UMR HNHP, UPVD).

b- Le karst de Villefranche comme marqueur de l'incision des vallées : relation avec les terrasses fluviales de la Têt et du Cadí. Marche de 45mn (300 m de dénivelé) pour accéder à la grotte de Notre Dame de Vie (Marc Calvet, UMR HNHP, UPVD, Stéphane Jaillet et Gabriel Hez, UMR Edytem, Université de Savoie Mont Blanc).

Soirée et nuitée à Bolquère au chalet du Ticou : <http://chaletduticou.fr/>

2^e jour : Les séquences glaciaires de Cerdagne et de la haute vallée de l'Ariège

a- Les complexes morainiques terminaux de Cerdagne (Têt, Angoustrine, Carol) : Magali Delmas.

- Chronologie de la dernière expansion glaciaire maximale et impact du Global LGM.
- Chronologie de la déglaciation post-LGM et impact de la Dernière Terminaison Glaciaire.

b- Les séquences glaciaires de la haute vallée de l'Ariège et du col du Puymorens. Les paléoengagements en tant que marqueur des changements climatiques survenus dans l'est-pyrénéens au cours du Global LGM et de la Dernière Terminaison Glaciaire (Théo Reixach, HNHP, UPVD).

c- Le système karstique de Niaux-Sabart-Lombrives (Patrick Sorriaux, Marc Calvet, Yanik Le Guillou, SRA-DRAC)

- Mise en place du réseau en lien avec l'incision Plio-Quaternaire des vallées
- Réactivations pléistocènes des galeries épiphréatique en contexte glaciaire
- Visite du Salon Noir

Nuitée à Tarascon-sur-Ariège à l'Hostellerie de la Poste : <https://www.lhostellerieposte.com/>

3^e jour : Géoarchéologie, dynamiques karstiques et séquences fluviales en Ariège

3a- La grotte du Mas d'Azil. Dynamique sédimentaire en contexte karstique. Géoarchéologie et occupations préhistoriques (Céline Pallier, Marc Jarry, Laurent Bruxelles, François Bon & Yanik Le Guillou, Inrap, Université de Toulouse Jean Jaurès, UMR Traces, SRA-DRAC).

b- Etagement et chronologie des terrasses fluviales dans le bassin de Pamiers : réponse du système fluvial aux fluctuations pléistocènes du glacier de l'Ariège (Magali Delmas).

Retour à Perpignan vers 17 heures

1^e jour : L'évolution Plio-Quaternaire du bassin du Roussillon et de ses bordures

Départ de la gare TGV de Perpignan à 9h00 en direction de la vallée de la Têt avec un premier arrêt sur la marge nord du fossé du Roussillon pour présenter la séquence fluviale pléistocène de ce fleuve côtier.

1a- La séquence de terrasses fluviales pléistocènes de la Têt. Stratigraphie relative et datations croisées par ESR et profils verticaux de nucléides cosmogéniques (Magali Delmas, UMR HNHP, UPVD).

La séquence fluviale est remarquablement préservée en rive gauche de la Têt (Fig. 24), immédiatement en amont de Perpignan, où nous pourrons visiter plusieurs niveaux de *strath terraces*, une chrono-séquence de sols complète et des nappes alluviales caractérisées par de forts contrastes d'altération (Figs. 25 et 26).

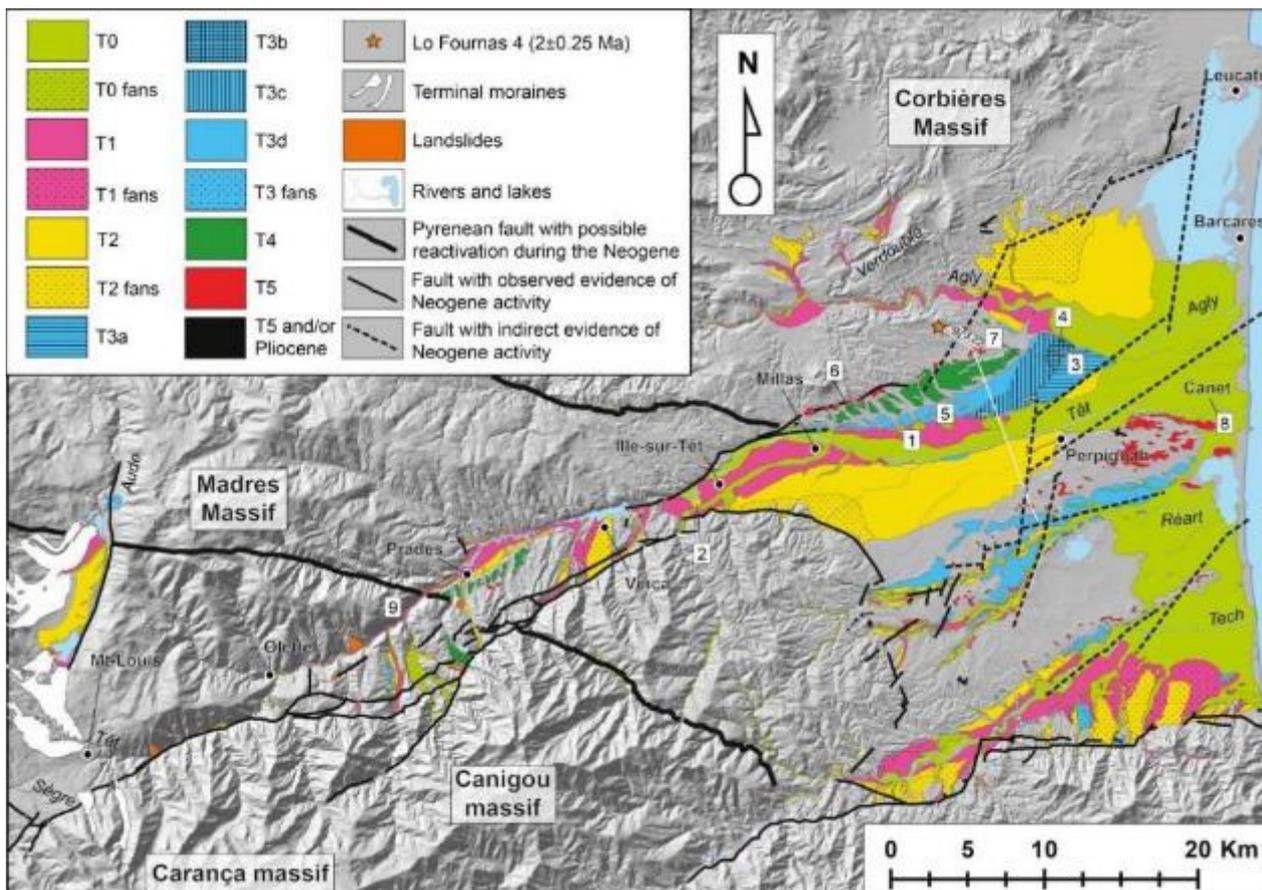


Fig. 24. Les terrasses fluviales du Roussillon (Tech, Réart, Têt, Agly).

1. Pézilla, 2- Escatlars, 3- Llabanère, 4- Courragade, 5- Quatre Chemins, 6- Campeils, 7- Peyrestortes, 8- Canet, 9- Valles. Les arrêts 1a et 1b sont respectivement localisés sur les sites d'échantillonnage n° 5 et 9. Extrait de Delmas et al. (2018).

Stratigraphie relative de la séquence fluviale pléistocène

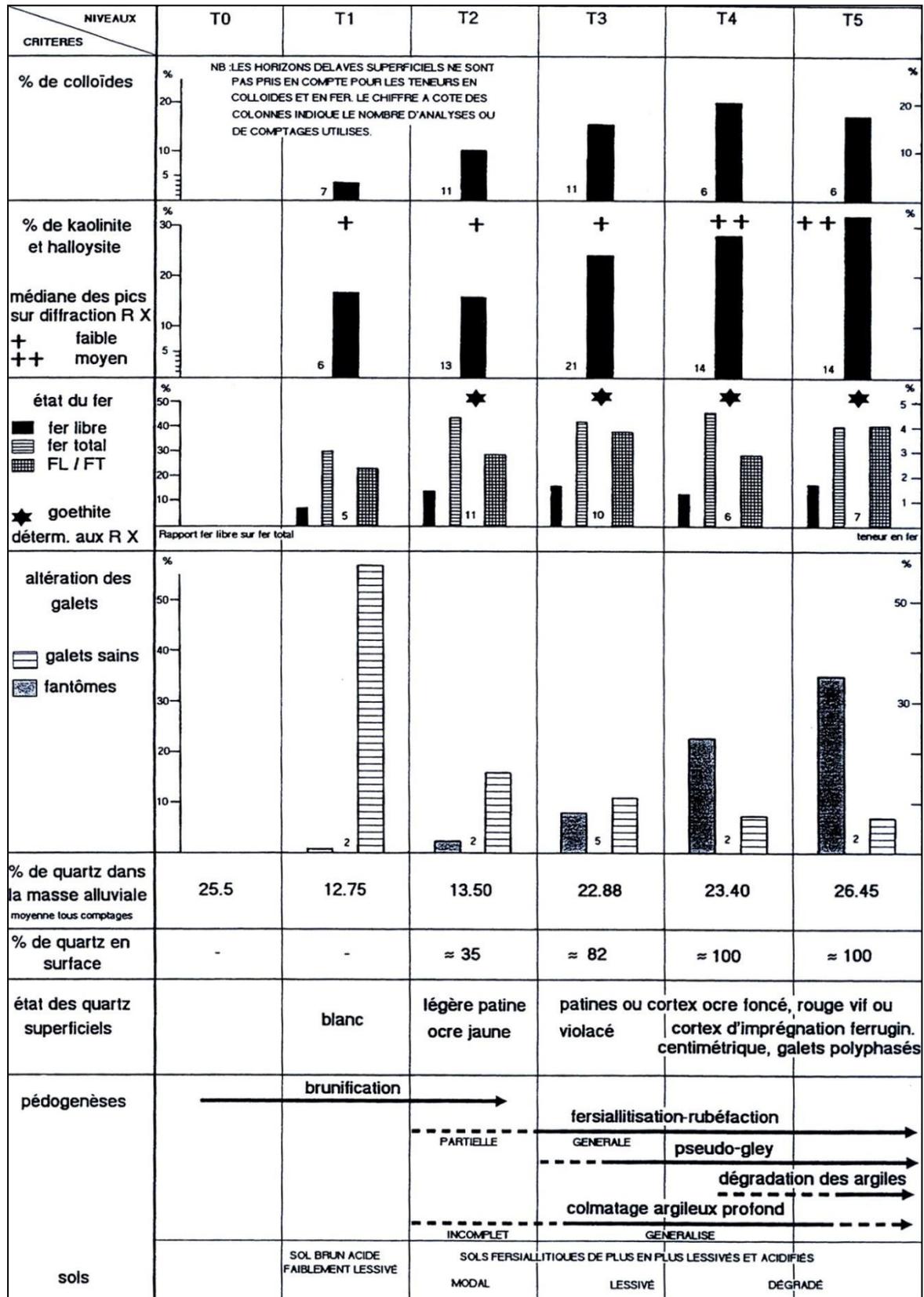


Fig.25. Les terrasses fluviales du Roussillon, synthèse stratigraphique. Extrait de Calvet (1996).



Fig. 26. Faciès sédimentaires, altérations et sols sur les nappes fluviales du bassin de la Têt.

Extrait de Delmas et al. (2018).

Une grille analytique en tous points comparable à celle développée sur la façade nord des Pyrénées (cf. [section 3.1](#) et [arrêt 3b](#)) a pu être appliquée avec succès aux séquences fluviales de l'extrémité orientale de la chaîne (Agly, Têt, Réart, Tech, [Collina-Girard, 1975, 1976](#) ; [Calvet, 1981, 1986, 1996](#) ; [Debals, 1998, 2000](#) ; [Giret, 1995, 1997, 2014](#) ; [synthèse in Calvet et al., 2015a et Delmas et al. 2018](#)). Les résultats montrent des gradients d'altération analogues et un découpage de la séquence pléistocène en 5 unités stratigraphiques notées T1 à T5 afin de prendre des distances avec la terminologie alpine. Cependant, dans ces travaux comme dans ceux consacrés aux séquences fluviales de la façade nord-pyrénéenne, T1 est attribué au « cycle glaciaire würmien » (i.e. glaciation du Pléistocène supérieur), T2 au « Riss », au sens de glaciation immédiatement antérieure au dernier cycle glaciaire (i.e. MIS 6), tandis que les unités T3, T4 et T5 sont attribuées au Pléistocène moyen et ancien faute d'arguments pour les corrélés à un événement paléoclimatique référencé dans les séquences isotopiques marines. Notez que les terrasses sont numérotées du bas vers le haut, donc du plus récent vers le plus ancien ; l'unité T1 étant définie comme la première génération de terrasses perchée au-dessus de la plaine alluviale actuelle et holocène, qui est notée T0.

Sur les terrasses du Roussillon comme sur la façade nord de la chaîne, le critère le plus efficace pour différencier les nappes alluviales est l'état d'altération de la fraction grossière. Ce critère a été quantifié à partir d'un comptage systématique des galets dans la masse alluviale, par catégorie pétrographique (quartz, gneiss, granites acides, granodiorites-monzogranites, schistes) et sur une échelle de résistance allant de « sain/cohérent » à « fragile au marteau », « friable à la main » et « fantômes arénisés ». En moyenne 200 galets décimétriques (5-20 cm) par coupe ont été testés ([Calvet, 1981, 1986, 1996](#)). Les galets sains passent de 57 % sur T1 à 16 % sur T2, 11 % sur T3 et moins de 10 % sur T4 et T5. Inversement, la classe des fantômes arénisés est négligeable sur T1 et T2 (1 à 2 %, exclusivement des granodiorites), elle augmente sur T3 (8 %) et surtout sur T4 (23 %) et T5 (34 %).

La proportion de colloïdes argileux dans les matrices et les horizons Bt est un autre critère déterminant, avec moins de 4 % sur T1, 10 % sur T2, où la matrice profonde reste à texture sableuse dominante, et entre 15 et 20 % sur les niveaux T3, T4, T5, où le colmatage par les illuviations d'argiles est massif jusqu'à la base des nappes ([Fig. 26f à i](#)). Cela va de pair avec le degré de rubéfaction. Elle est absente sur T1 (2.5 Y à 10 YR dans le sol) où les matrices profondes sont gris clair avec quelques passées oxydées ocre liées au battement de la nappe phréatique. Elle est encore modérée sur T2 (5 YR) où elle touche néanmoins toute l'épaisseur de la nappe. Elle devient plus intense sur les hauts niveaux T3 (2.5 YR à 5 YR), T4 (2.5 YR à 10 R) et T5 (2.5 YR à 5 YR).

Des sols bruns plus ou moins acides mais faiblement lessivés occupent T1. Les sols fersiallitiques apparaissent sur T2 ; ils évoluent, s'acidifient et se dégradent de plus en plus sur les hauts niveaux, avec des bariolages d'hydromorphie dans le Bt et un horizon A2 sableux lessivé gris très clair de plus en plus épais sur T3, T4 et T5. Une forte tendance à la planosolisation s'y manifeste avec un contact tranché entre les horizons A2 et Bt Kaolinite et/ou halloysite représentent 15 à 30 % du stock d'argiles, mais les pics restent faiblement exprimés sur les diagrammes X, sauf sur T4 et T5 où leur valeur est moyenne.

L'enrichissement en galets de quartz en surface des nappes et leurs patines et cortex fournissent des critères déterminants pour caractériser les hauts niveaux : enrichissement encore faible sur T2 (35 % de quartz contre 14 % en profondeur), avec de minces patines ocre jaune

millimétriques ; enrichissement très fort sur T3 (80 %) et cortex de quelques millimètres avec de belles patines ocre jaune, parfois rouges ; enrichissement total (100 %) sur T4 et T5 avec des cortex pouvant dépasser 1 cm et des patines ocre jaune et rouge vif à violacé. Sur T4 et T5 les galets polyphasés, cassés, éolisés et affectés par plusieurs générations de patines sont très fréquents.

Géochronologie numérique de la séquence fluviale pléistocène

Une série de datation ESR couvre toute la séquence fluviale

Une série de 13 datations ESR a récemment été publiée sur le bassin de la Têt (Delmas et al., 2018). Ces données couvrent l'ensemble de la séquence fluviale Pléistocène. Les résultats indiquent des âges ESR globalement décroissants vers les basses terrasses, à l'exception de T5 Canet. Cependant, les marges d'erreur sont dans un grand nombre de cas beaucoup trop larges pour permettre une attribution claire des nappes alluviales à tel ou tel stade isotopique (Fig. 27).

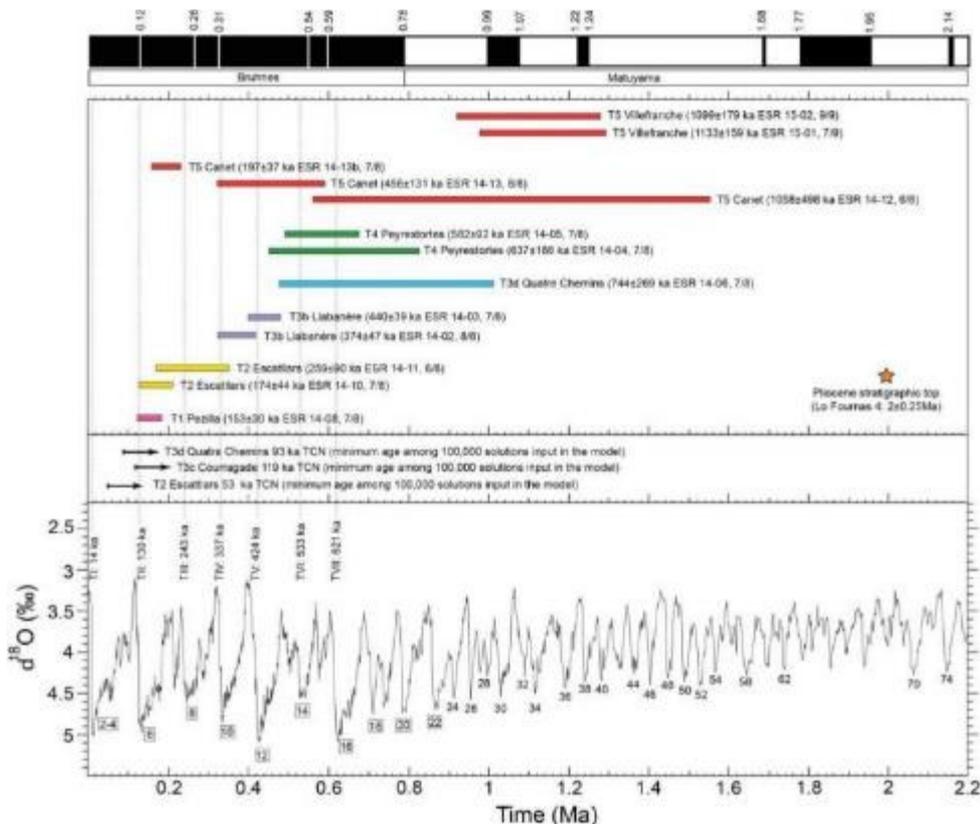


Fig. 27. Essai de corrélation entre les datations ESR et profils verticaux de TCN obtenus sur la Têt et la courbe isotopique marine de Lisiecki and Raymo (2005).

Par ailleurs, cette figure montre que la modélisation de la paléodose (D_E) repose sur l'ensemble des aliquotes uniquement pour 3 échantillons (15-02 du T5 Villefranche daté à 1099±179 ka, 14-04 du T3b de la Llabanère daté à 374±47 ka et 14-13b du T5 Canet daté à 197±37 ka). Pour tous les autres échantillons, un ou plusieurs aliquotes sont dû être retiré du fit pour permettre une

modélisation de la paléodosse (D_E). Sur ces bases, nous considérons que la série de datations ESR acquise sur la Têt fournit des indications géochronologiques hautement fiables pour deux points :

- (i) Le niveau T5 est daté entre 1 et 1,2 Ma et serait, comme le TQ1 du Cinca-Alcanadre (Duval et al. 2015 ; Sancho et al. 2016), contemporain de la *Early-Middle Pleistocene transition* qui marque le passage à des cycles climatiques de 100 ka (Head & Gibbard, 2015).
- (ii) La nappe T3b est attribuable au MIS 10.

La datation ESR à 174 ± 44 ka est également retenue pour situer la mise en place de la nappe T2 dans le courant du MIS 6, en bon accord avec l'état d'altération et les types de sol relativement avancés qui caractérisent ce niveau de terrasse, et en dépit d'un ajustement imparfait (7 aliquotes sur 8) de la courbe destinée à quantifier la paléodosse (D_E). En revanche, la datation à 153 ± 30 ka obtenue sur la basse terrasse T1 est considérée comme trop ancienne pour rendre compte de l'âge de cette nappe incontestablement würmienne compte tenu de son état d'altération et de sa position dans la séquence de formes, l'enjeu ici étant de trancher entre une mise en place dans le courant du MIS 2 ou du MIS 4. Inversement, l'âge à 197 ± 37 ka sur T5 Canet est beaucoup trop jeune pour expliquer l'état d'altération très avancé de cette terrasse (Fig. 26h et i). Ce résultat aberrant s'explique par la présence de galets de quartz et de granite dans la lentille sableuse échantillonnée ; ces galets, totalement pulvérulents en raison de leur état d'altération, ont perturbé la mesure de la dose annuelle (d_a) au sein de la lentille sableuse en émettant un rayonnement ionisant beaucoup plus important que les grains de quartz de la lentille de sable ciblée (cf. d_a anormalement élevée sur TET14-13b).

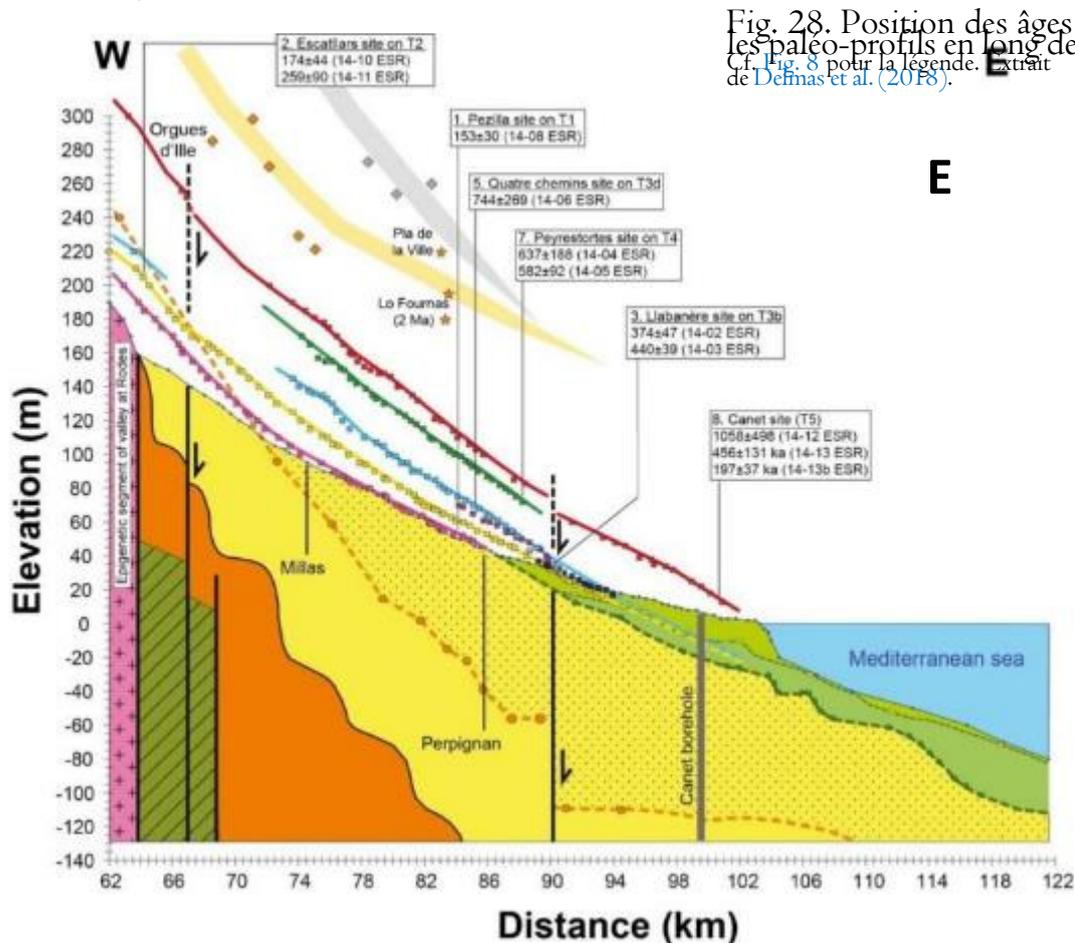


Fig. 28. Position des âges ESR, et les paléo-profils en long de la Têt. Cf. Fig. 8 pour la légende. Extrait de Demas et al. (2018).

Les profils verticaux du bassin fluvial de la Têt

Les profils verticaux du bassin de la Têt concernent exactement les mêmes sites que ceux datés par ESR (T2 Escatllars, T3c Courragade et T3d Quatre Chemins), l'objectif étant de croiser les résultats issus de deux méthodes géochronologiques différentes (Delmas et al., 2018).

Le profil Escatllars est localisé sur une lanière alluviale de taille réduite (0.37 km²) localisée à l'entrée du fossé du Roussillon (Fig. 26). La coupe échantillonnée correspond à un talus de bord de route qui est taillé en tranché sur 5 à 6 m d'épaisseur dans la masse alluviale. Le site échantillonné est localisé au milieu du plan de terrasse. Le profil initial compte 7 échantillons sur 4,75 m de profondeur mais l'un d'entre eux (éch. à 300 cm) n'a pas pu être mesuré faute de matière en quantité suffisante à l'issue des traitements chimiques. Sur ce profil, comme sur les deux autres profils du bassin de la Têt, les échantillons correspondent systématiquement à des amalgames de galets de quartz, de granite et de gneiss de très petite taille (*pebble* de 1 à 3 cm de grand axe).

Le profil Courragade correspond au front de taille d'une carrière localisée au centre d'une lanière alluviale de plusieurs centaines de mètres de côté. La coupe exploitée est subverticale ; elle montre au sommet un merlon de 0,5 à 1 m qui couvre le sol originel (Fig. 26e). Le profil compte 7 échantillons prélevés au niveau de la coupe entre le sol et 340 cm de profondeur. Trois échantillons supplémentaires ont été prélevés en surface dans la vigne située à proximité immédiate de la carrière, sur le même plan de terrasse, afin de contraindre au mieux la concentration TCN au toit de la nappe.

Le profil Quatre Chemins correspond lui aussi un talus de route taillé en tranchée dans la masse alluviale. La coupe échantillonnée se situe à 150 m du talus bordier de la terrasse T3d, ce qui met les échantillons totalement à l'abri d'une exposition latérale au rayonnement cosmique et préserve relativement le profil d'une dénudation accélérée. Le profil compte 9 échantillons dont 3 en surface et 6 en profondeur, tous les 40 à 60 cm pour les 5 premiers et à 3,80 m sous la surface pour le plus profond. Sur ce profil, comme sur le profil Courragade, les concentrations en surface montrent une assez forte dispersion des valeurs qui peut s'expliquer à la fois par une forte variabilité des héritages d'exposition au sein de la masse alluviales et/ou une fonte sur place des alluvions qui est par ailleurs attestée par le fort enrichissement en quartz des plans de terrasses à partir de T3 (80 à 90% de quartz en surface sur 50 à 60 cm d'épaisseur contre ~20 % de quartz dans la masse alluviale initiale soit une fonte chimique de l'ordre de 2 à 3 m depuis la mise en place de la nappe).

Les trois profils du bassin de la Têt ont été modélisés sur la base de gammes de valeurs en entrée (âge, dénudation, densité, héritage) suffisamment larges pour permettre au simulateur (*¹⁰Be profile simulator 1.2*, Hidy et al., 2010) de calculer les valeurs en sortie sans contraintes *a priori*. Les valeurs en entrée retenues pour ces modélisations « tous paramètres libres » sont 0 à 1 Ma pour les âges, 0 à 2 cm.ka⁻¹ pour la dénudation, 0 à 10⁶ at.g⁻¹ pour l'héritage et 2 à 2,4 g.cm⁻³ pour la densité. La figure 29 reporte les résultats en sortie (uniquement les solutions âge, dénudation et héritage) sur la base de deux critères différents, mais complémentaires.

- (i) Les solutions en sortie associées à une valeur du χ^2 située dans l'intervalle [χ^2_{\min} ; $\chi^2_{\min}+1$]. Ces solutions sont représentées par un point bleu sur les graphes âge *versus* dénudation.

- (ii) Les solutions en sortie associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2 . Ces solutions sont représentées par un point jaune sur les graphes âge *versus* dénudation.

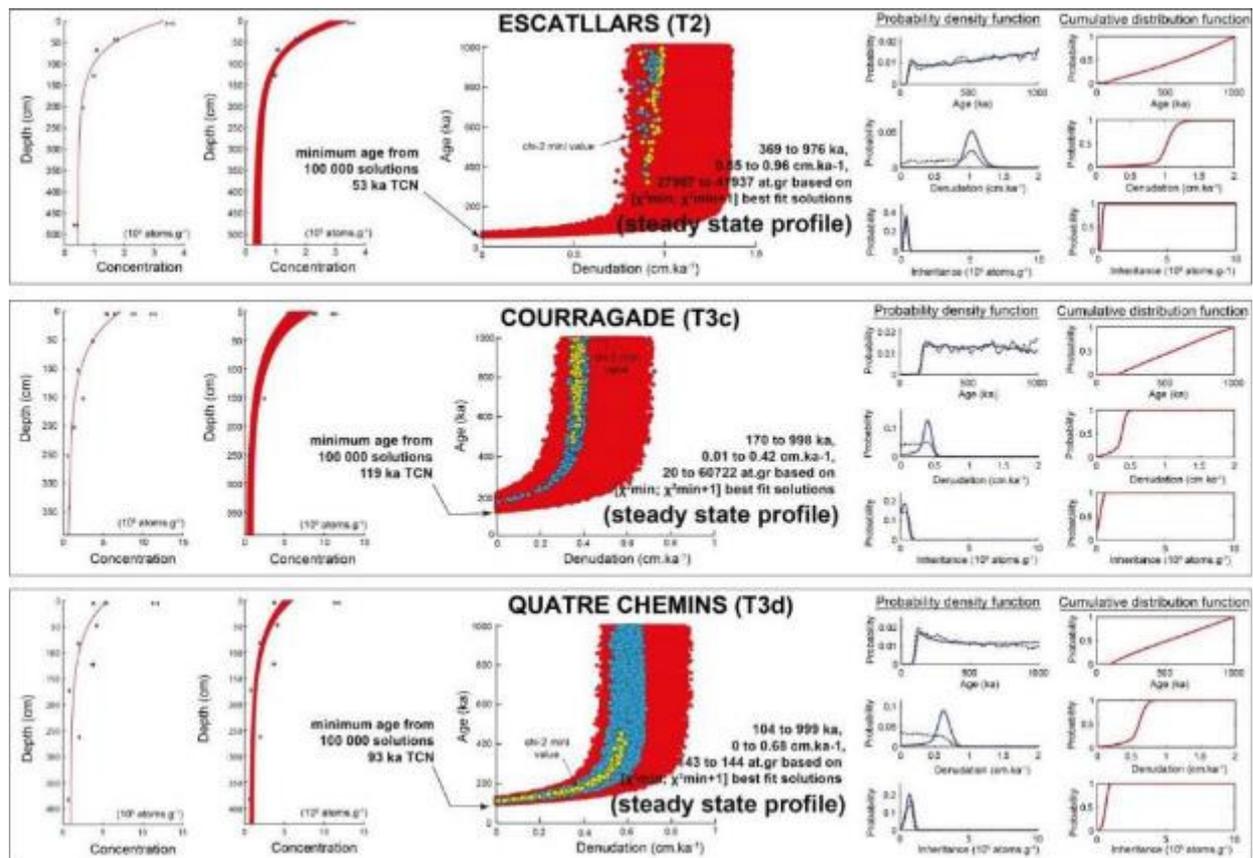


Fig. 29. Modélisation des profils verticaux du bassin de la Têt.

Extrait de Delmas et al. (2018).

La distribution de ces deux catégories de points sur les graphes âge *versus* dénudation montre que la gamme des solutions âges en sortie est très large alors que la gamme des solutions dénudation est beaucoup plus restreinte (forme subverticale du nuage de points correspondant aux solutions acceptables jaunes et bleues). Cela signifie que les concentrations en TCN mesurées sur ces trois profils ont atteint le domaine asymptotique, y compris à la base des coupes. Dans ces conditions, la modélisation « tous paramètres libres » indique assez précisément à quelle vitesse le plan de terrasse s'est abaissé au cours du temps depuis son exposition initiale (dénudations en sortie dans l'intervalle $[\chi^2_{min}; \chi^2_{min+1}]$ entre 0,85 et 0,96 cm.ka⁻¹ pour T2 Escatllars, entre 0,01 et 0,42 cm.ka⁻¹ pour T3c Courragade, entre 0 et 0,68 cm.ka⁻¹ pour T3d Quatre Chemins). En revanche, les durées d'exposition proposées en sortie par le simulateur doivent être comprises uniquement comme des **âges minima**. Cet âge minimum est de l'ordre de 50 ka pour T2 Escatllars, 120 ka pour T3c Courragade et 95 ka pour T3d Quatre Chemins.

Variabilité spatiale et temporelle de l'incision fluviale pléistocène

L'excellente continuité des paléo-profil en long de la rivière, du niveau de base actuel aux fronts glaciaires pléistocènes situées dans la haute vallée, et la datation croisée par différentes méthodes géochronologiques (ESR et profils verticaux de TCN) offrent l'opportunité, assez unique

dans les Pyrénées, de quantifier la variabilité spatiale (montagne, piémont, plaine littorale) des mouvements verticaux de la croûte à l'extrémité orientale de la chaîne (Fig. 30 et 31).

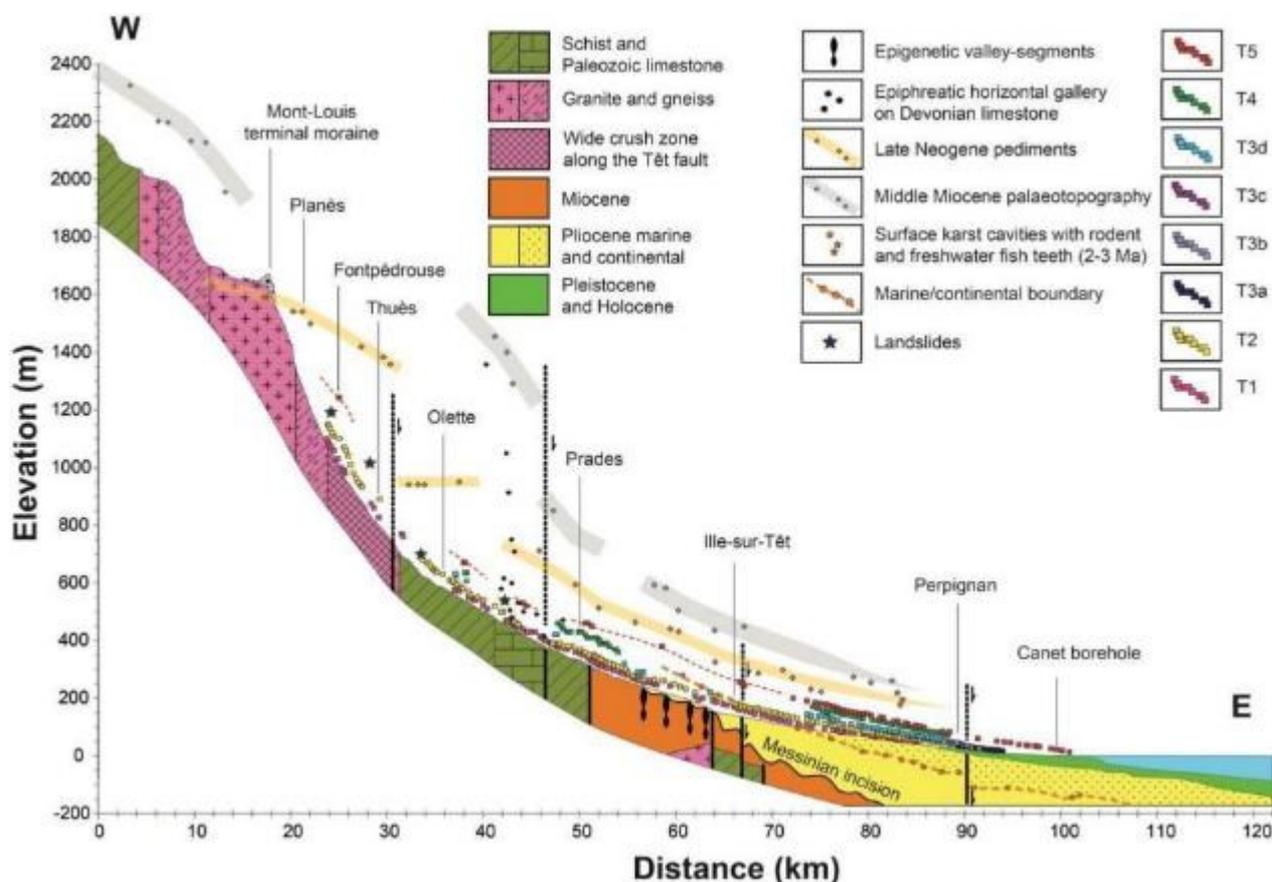


Fig. 30. Profil en long de la séquence fluviale de la Têt et des fronts morainiques à la plate-forme continentale. Extrait de Delmas et al. (2018).

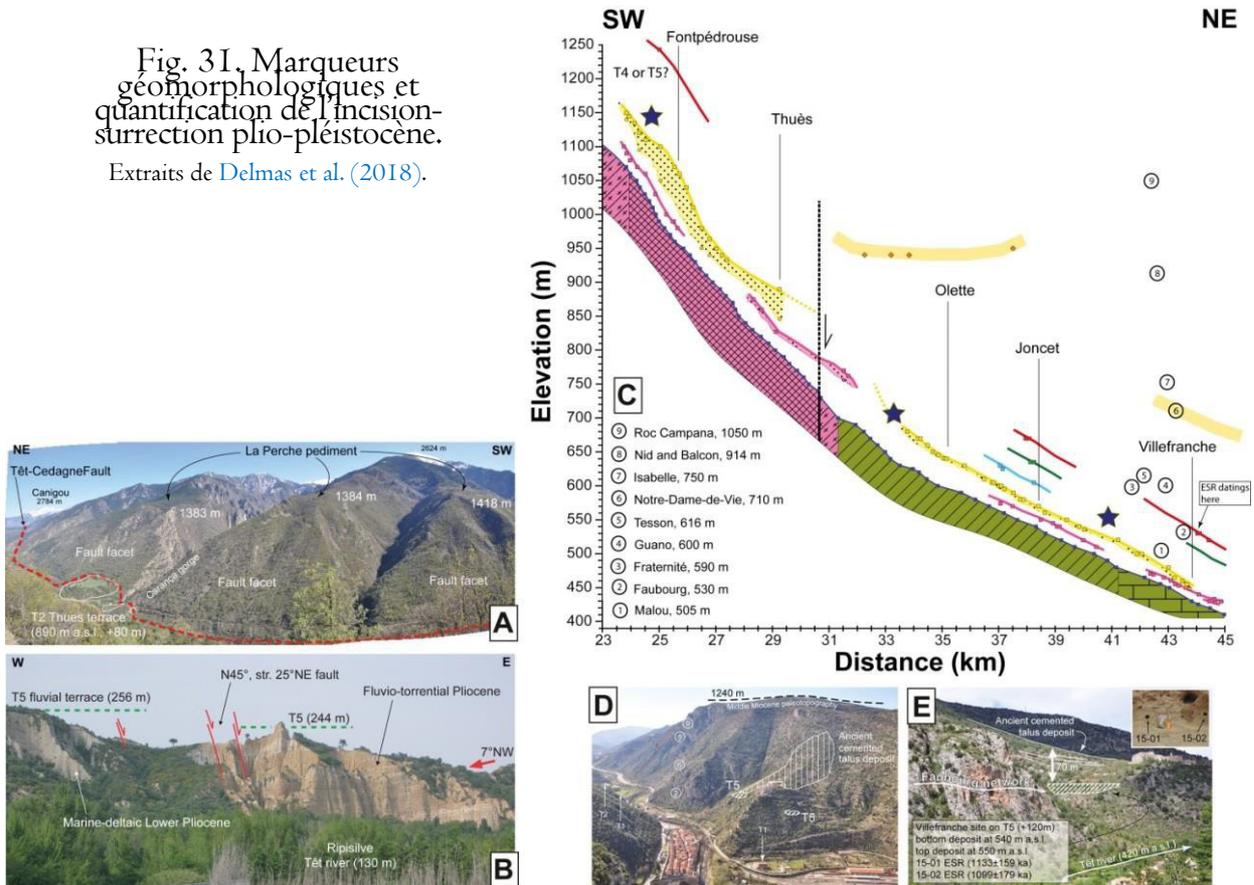
- **Une accélération de l'incision des vallées au cours du Pléistocène moyen et supérieur**

Sur le temps long, l'incision de la Têt sous le plateau de la Perche depuis 6 Ma, dans son cours amont, s'est faite à une vitesse de 53 à 88 mm/ka selon les points (+ 320 m au droit de Planès, +530 m en aval à Fontpédrouse. Mais il s'agit d'un minimum car le plan d'érosion de la Perche a pu rester fonctionnel pendant une bonne partie du Pliocène. A Villefranche, la grotte de N.D. de Vie à +265 m, dont les alluvions sont datées entre 4 et 5 Ma (Calvet et al., 2015b, indique un taux d'incision de 53 à 66 mm/ka. Dans le bassin du Roussillon, l'incision sous le toit du Pliocène daté à 2 Ma par les sites karstiques de bordure (+ 177 m, Aguilar et al., 2007 ; Bachelet et al., 1990) s'est produite à un rythme de 88 mm/ka.

Depuis $1,1 \pm 0,1$ Ma, l'incision fluviale s'accélère avec des vitesses de l'ordre de 60 mm/ka au droit de Baixas (T5 à + 66 m), de 98 mm/ka à Ille-sur-Têt (T5 à + 108 m), de 109 mm/ka à Villefranche (T5 à + 120 m), en bon accord avec l'âge d'enfouissement mesuré dans le réseau karstique du Faubourg, immédiatement sous le plan de T5, et enfin de l'ordre de 113 mm/ka à Joncet (T5 à + 125 m). Le record se situe dans la haute vallée, à Fontpédrouse, avec un lambeau alluvial attribuable à T4/T5 à + 236 m et un taux de 206 mm/ka, soit des valeurs 2 à 3 fois plus rapides que l'incision postérieure aux pédiments fini-néogène du plateau de la Perche et à la mise en place de la galerie

épihrématique de N.D. de Vie. Les vitesses d'incision mesurées sur les deux autres façades pyrénéennes sont du même ordre de grandeur (Fig. 32) mais les valeurs maximales sont localisées sur le piémont méridional, avec 205,8 mm/ka sur le Cinca (+247 m pour Qt1) et 145,8 mm/ka sur la Noguera Ribagorçana (+172 m pour le plus haut niveau de TQ0). Sur le piémont nord des Pyrénées, les vitesses sont un peu plus faibles avec un minimum de 93,3 mm/ka à Montréjeau (+ 112 m) sur la Garonne et un record au cœur du bassin avec 144,1 mm/ka au droit de Toulouse (+173 m) et 129,1, 124,1 et 135 mm/ka aux racines des piémonts du Lannemezan (+ 155 m à Lortet), du Ger (+ 149 m à Ossun) et d'Ossau (+162 m à Belair).

Fig. 31. Marqueurs géomorphologiques et quantification de l'incision-surrection plio-pléistocène. Extraits de Delmas et al. (2018).



Depuis le MIS 6, une nouvelle accélération de l'incision fluviale est perceptible à partir du dénivelé vertical mesuré sous la nappe T2 du bassin de la Têt. Comme précédemment, les vitesses d'incision ne sont pas régulières sur l'ensemble du bassin fluvial ; elle passe de 91 mm/ka à Perpignan-St Charles (+ 16 m), à 143 mm/ka à Millas (+ 25 m), puis atteint un maximum en aval de la gorge de Rodès, avec 218 mm/ka en amont d'Ille (+ 28 m aux Escatlars) et 275 mm/ka au débouché de la gorge (+ 48 m). Dans le bassin de Prades et jusqu'à Joncet, les vitesses retombent entre 189 et 178 mm/ka (T2 respectivement à +33 et +31 m). Puis le niveau T2 se cambre brutalement à partir d'Olette, avec des vitesses d'incision passant de 206 à 298 mm/ka de part et d'autre de cette localité, pour atteindre des valeurs considérables, de Thuès (+ 94 m ; 540 mm/ka) à Fontpédrouse (+ 93 m ; 534 mm/ka). Sur ce segment, la nappe est continue et anormalement puissante (45 m) ; si on mesure la seule incision dans le bedrock, les valeurs, avec 252 à 287 mm/ka, sont à peine supérieures à celles calculées aux environs d'Olette, où la nappe est au mieux épaisse de 5 à 10 m. L'anomalie majeure du segment amont de la gorge de Thuès résulte donc plus de l'aggradation T2 que de l'incision véritable de la vallée. Une accélération récente de l'incision caractérise aussi le piémont de l'Ariège (Delmas et

al., 2015). Dans le bassin de Pamiers, on enregistre une incision moyenne de 160 mm/ka depuis le toit du Lannemezan estimé à 1.2 Ma (+ 192 m), 180 mm/ka depuis le toit de T3 (MIS 8, + 45 m) et 200 mm/ka depuis le toit de T2 (MIS 6, + 30 m). Le même constat peut être fait sur l'ensemble des cours d'eau du versant sud, avec un record encore pour le Cinca sous Qt5 (+ 80 m ; daté OSL à 178 ka, soit 449 mm/ka, Lewis et al., 2009, 2017), et pour le Sègre sous TQ2 (+ 88 m), si on se fie à l'âge de 139 ka produit par Stange et al. (2013), soit 633 mm/ka ; mais c'est un peu moins sur le Gállego, pour la "Upper terrace" T09 (+ 40 à 72 m ; ~150 ka OSL, Lewis et al., 2009 ; Benito et al., 2010), avec 266 à 480 mm/ka.

Table 4. Stratigraphical correlation between Pyrenean fluvial terrace systems

Time	NORTH-PYRENEAN WATERSHEDS			SOUTH-PYRENEAN WATERSHEDS					
	Aspe/Ossau/Pau	Garonne/Neste	Ariège	Valira/Segre/N. Ribagorzana	Cinca/Alcanadre	Upper Gállego	Lower Gállego	Upper Aragón	
Upper Pleistocene	Aspe T1 «Gumertop» +40 m at Durmençon (Outer flood basin) 1842 ka TCN Ossau T1 «Ossau» +50 m at Oizon (Flood zone)	Garonne T1 «Bosco (la rive)» +14 m at Rives +20 m at Cassevie (Flood zone) Rives: 14.6 ± 0.5 ka TCN Cassevie: 13.3 ± 0.3 ka TCN Neste T1 «Neste» +25 m at Château de Bascoubert +16 m at Bascoubert (Outer flood basin) Bascoubert: 21.7 ± 0.3 ka TCN	T1 «Grousse de Fomiers» +40 m at Fomiers (Outer flood basin) +30 m at Frotier +16 m at Castagnolle (Flood zone) Montgaillard: 17.5 ± 0.5 ka TCN Frotier: 13.8 ± 0.3 ka TCN Castagnolle: 13.2 ± 0.2 ka TCN	TQ7: +3 to +6 m ^a (Flood zone) TQ5: +8 to +10 m ^a (Flood zone) SVT1/T8: +6 to +10 m ^a (Pauul Zone) 32.8 ± 1.2 ka OSL TQ5: +16 to +28 m ^a (Flood zone) S-VT7: +19 m (Outer zone)	C01: +8 to +10 m ^a 11 ± 1 ka OSL (Flood zone) 10.2 ± 1 ka OSL 32.1 ± 2 ka OSL (Outer flood basin) C05: +20 m (Flood zone) 47 ± 4 ka and 51 ± 4 ka OSL	«Lower terrace» +5 m at La Parra +5 m at Murio +20 m at Biscarosse (Outer flood basin) 30 ± 4 ka OSL «Upper terrace» 45 ± 3 ka OSL	(All data on flood zone) T12: +3 to +10 m ^a 16.8 ± 1.3 ka OSL T11: +10 to +12 m ^a 50.4 ± 2.4 ka OSL 54.4 ± 2.3 ka OSL «20 m terrace» 68 ± 7 ka OSL		
Middle Pleistocene	Aspe T2 «Agnes» +10 m at Agnes (Outer flood basin) Ossau T2 «Ossau» +50 m at Oizon (Outer flood basin) T0 Pau T4 «Fuy ou Fuy 2» Morbas presso-valley +10 m at Durmençon (Flood zone) OSL ages on gravel: 115 ± 10 ka OSL 360 ± 22 ka OSL (Upper of Aire-sur-Adour 185 ± 12 ka OSL 317 ± 28 ka OSL (bottom of Aire-sur-Adour)	T2 «Bosco (la rive)» «Bagnac Soyasse» +10 m at Bagnac +25 m at Soyasse +25 m at Soyasse (Flood zone) T3 «moyenne terrasse» «Gros-diers-Mazergues» +83 m at Labastide-Bas +25 m at Labastide +50 m at St. Gaudens (Flood zone) St. Gaudens: 121.7 ± 0.3 ka TCN Bascais: 95.1 ± 0.3 ka TCN T3 «moyenne terrasse» «Ligouin St. Lys» +76 m at Ligouin +45 m at St. Lys +80 m at Ligouin (Flood zone) T4 «haute terrasse» «Bourras» +110 m at Bourras +100 m at Ligouin (Flood zone)	T2 «Bosco (la rive)» +45 m at Tournac +30 m at Château de Fiehe +30 m at Merveux (Flood zone) Tournac: 60-145 ka TCN (minimum age) T3 «haute terrasse» +35 m at Château de Fiehe +60 m at Merveux (Flood zone) Ch. Fiehe: 204-226 ka TCN (minimum age) T4 +70 m at La Teyle-Coussac (Flood zone)	SV-T5: +46 m (Outer zone) 125 ± 11 ka OSL 120 ± 15 ka OSL TQ2: +77 to +99 m ^a (Flood zone) 138.8 ± 2.1 ka TCN TQ1: +100 to +110 m ^a (Flood zone) 252.2 ± 0.3 ka TCN S-VT3/SVT4: +105 m (Outer flood basin) S-VT2: +80 m (Outer zone)	C05: +80 m (Flood zone) 178 ± 21 ka OSL C04: +80 m (Flood zone) at Abasco de Cinca C01: +100 m (Flood zone) at Abasco de Cinca BM (750 ka) C02: +130 m (Flood zone) at Abasco de Cinca	«Upper terrace» +5 m at Sabarico (Outer flood basin) +2 m at Combe +40 m at Sègre (Flood zone) 151 ± 11 ka OSL	T09: +30 to +40 m ^a 147 ± 10 ka OSL 130 ± 10 ka OSL 132 ± 22 ka OSL 181 ± 13 ka OSL 186 ± 20 ka OSL T08: +45 m T07 BM (750 ka) T05: +93 m T04: +85 m T03: +65 m		
Lower Pleistocene - Pliocene	T5 «Dauvin megafan top» +105 m above the Nézier (Flood zone) T5 «Dauvin megafan top» +160 m at Casus (Flood zone)	T5 «The haute terrasse» «Hls Boscourt, coll. outils de La magrie» +145 m at Ligouin/Bosc +110 m at La Roque/Beaune (Flood zone) Lannemezan megafan +150 m above the Nézier (Bosc) at Casus (megafan apex) +110 m above the Carrière river at Tournac (minimum terrace) 300 ka TCN (minimum age)	Lannemezan high gravel on plateau +130 m at Pully, near Pamiers (Flood zone)	T00: +173, +155 and +142 m ^a (Flood zone) S-VT1: +140 to +170 m ^a (Flood zone)	C01: +200 m on right side +247 m on left side at Abasco de Cinca (Flood zone) Alcanadre C01: +160 m 127 to 104 ka OSL Riverbank palaeosol		T02: +105 m T01		
Ref.	Lewis et al., 2010 Lewis et al., 2009 Stange et al., 2013	Stange et al., 2013 Benito et al., 2010	Deben et al., 2015 Hubscher et al., 1975 & 2007	Stange et al., 2015 (TQ) Lewis et al., 2017 (S-VT)	Lewis et al., 2009, 2017 Lewis et al., 2017	Lewis et al., 2009	Benito et al., 2010	Benito et al., 2010	Benito et al., 2010

Fig. 32. Les séquences fluviales dans les Pyrénées. Corrélation stratigraphique.

• **Exploiter les séquences fluviales en termes de marqueur de la néotectonique pléistocène**

La géométrie des profils en long est exploitable également en termes des déformations néotectoniques survenues dans le courant du Pléistocène. Sur la Têt, le dispositif en éventail des différents niveaux de terrasse, avec croisement des nappes alluviales près du littoral, empiement stratigraphique normal sur la plate-forme offshore, déboitement et étagelement de plus en plus marqué vers l'amont, indique un basculement ouest-est de l'ensemble du système autour d'un point neutre situé à proximité du littoral actuel. Par ailleurs, l'examen de la transition marin-continental dans la séquence Pliocène du Roussillon, dont le basculement est conforme mais de plus grande ampleur que celui des terrasses, confirme et permet de quantifier cette déformation. Ce niveau repère se place vers -200 m NGF au forage de Canet et à +280 à Vinça en 41 km, soit une pente moyenne de 1,17%. Si cette pente est prolongée jusqu'au col de la Perche, soit sur 39 km, on peut estimer à + 736 m au minimum la surrection survenue en ce point depuis 5,33 Ma, et donc à 845 m la

paléo-altitude du plateau de la Perche. Il s'agit d'une estimation minimale car on postule que la transition marin-continentale est une paléo-ligne temps horizontale alors qu'elle est en réalité un horizon repère diachrone plus jeune à l'aval qu'à l'amont. Ce soulèvement est contemporain de la sédimentation Pliocène, mais le jeu principal est probablement synchrone du prisme littoral gélasien et quaternaire (initié à 2,58 Ma), en raison de sa puissance et de son caractère clairement aggradant, alors que les prismes zancéen et plaisancien sont essentiellement progradants (Duvail et al., 2005).

Le jalon le plus amont du haut niveau alluvial assimilable à T5 se situe à 1243 m à Fontpédrouse, soit à mi-incision par rapport au niveau de La Perche : on en déduit une accélération du soulèvement depuis 1,1 Ma, de l'ordre de 200 m, et qui semble encore plus rapide à partir de T2. Dans la plaine du Roussillon, la pente moyenne de T5, calculée entre Ille et Canet, est de 0,68%, soit un peu moins de la moitié de celle de la transition marin-continentale et près du double de la pente actuelle de la rivière (0,38 %), ce qui suggère ici encore une accélération du basculement depuis 1,1 Ma. En revanche, un peu en amont de Perpignan (Fig. 33), la valeur de l'incision entre le toit du Pliocène (2 Ma à Lo Fournas) et T5 est du même ordre qu'entre T5 et le lit actuel de la Têt (105 m contre 72 m) ; cela montre que les taux d'incision et de soulèvement moyens sont assez constants depuis 2 Ma. Notons que ces quantifications de la surrection depuis 2 Ma postulent que les paléo-profil de la Têt T1 à T5 avaient une pente comparable à l'actuel. Mais l'étude sédimentologique de cette séquence fluviale a montré une augmentation du calibre moyen et maximal des blocs et galets vers les hauts niveaux, et donc des pentes de paléo-profil d'équilibre d'autant plus tendus qu'ils sont anciens. Cependant, comme l'évolution sédimentologique n'est pas progressive d'un niveau à l'autre mais se manifeste en deux regroupements (T0-1-2 et T3-4-5), cet effet de la pente initiale des paléo-profil en long T1 à T5 sur la quantification des mouvements verticaux est très certainement négligeable (Calvet, 1996).

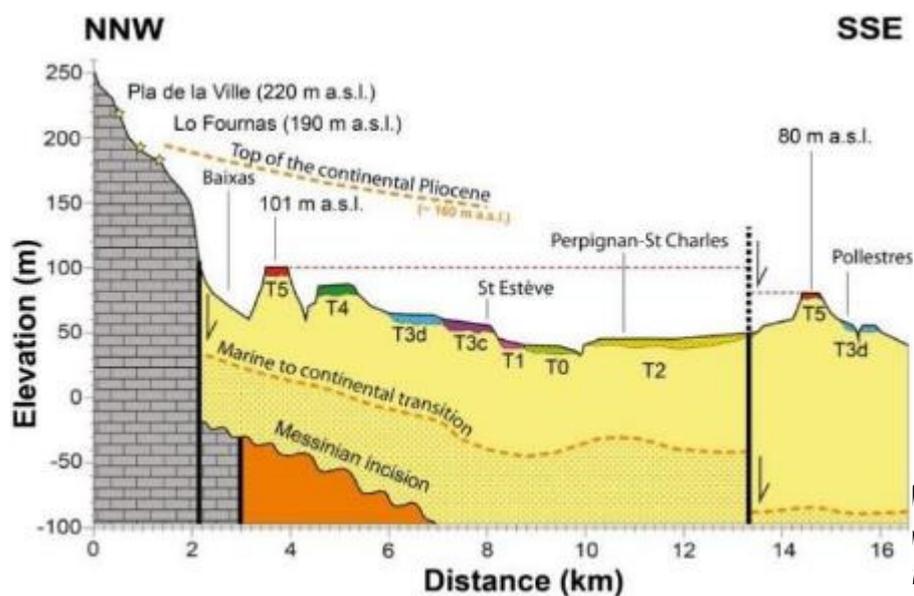


Fig. 33. Coupe transversale de l'étagement des terrasses de la Têt en amont de Perpignan. Extrait de Belmas et al. (2018).

la vallée de la Têt présente des niveaux étagés de la vallée de la Têt sur une plage temporelle sensiblement plus longue que celle enregistrée par les terrasses fluviales.

1b- Le karst de Villefranche comme marqueur de l'incision Plio-Pléistocène de la vallée (Marc Calvet, UMR HNHP, UPVD ; Stéphane Jaillet, UMR Edytem, Université Savoie Mont Blanc, & Gabriel Hez, spéléologue, Edytem).

Le contexte géomorphologique général sera présenté depuis le parking amont de Villefranche. Une marche de 45mn permet ensuite d'accéder à la grotte de Notre Dame de Vie (300 m de dénivelé sur sentier très bien aménagé, en pente relativement douce et avec de nombreux lacets). Ce trajet permet d'observer deux niveaux karstiques (K3, le Faubourg ; K5, N.D. de Vie) et de se faire une idée plus précise des marqueurs morphologiques et sédimentaires utilisés pour interpréter ces systèmes karstiques étagés, qui en définitive peuvent être exploités exactement comme les terrasses alluviales, mais sur une plage de temps potentiellement bien plus longue en raison du caractère conservateur du milieu souterrain.

Le contexte géodynamique du karst de Villefranche

La formation des gorges de la Têt et de ses affluents se fait sur la bordure nord du fossé du Conflent, par épigénie sur les aplanissements miocène (Pla des Horts) et le remplissage néogène du bassin, à partir du Miocène supérieur, en phase avec le soulèvement général des Pyrénées depuis 10 Ma et le rejeu de la faille de la Têt (Calvet et al., 2015b, 2021). Un bref rappel de la stratigraphie du Conflent n'est pas inutile (résumé in Calvet et al., 2015b ; pour les détails, Calvet, 1996 et Calvet et al., in press). Le fossé renferme 3 séquences sédimentaires détritiques, très inégalement réparties. (1) L'essentiel du remplissage est fait de Miocène inférieur (Aquitaniens-Burdigaliens anciens, ce dernier attesté paléontologiquement) ; ces dépôts sont contemporains de la grande phase de rifting et d'ouverture des fossés extensifs en phase avec la dérive du bloc corso-sarde et la formation du bassin méditerranéen algéro-provençal. L'aplanissement miocène moyen succède à cet épisode orogénique majeur, responsable de la dénudation du horst du Canigou, enregistrée conjointement par la pétrographie des conglomérats et les données thermochronologiques (Maurel et al., 2008 ; Milesi et al., 2020). (2) La série dite du Col de Fins, en discordance sur la précédente et préservée très ponctuellement, est l'équivalent probable des dépôts du Vallésien-Turolien (Miocène supérieur) qui remblaient le fossé de Cerdagne. Elle a été largement érodée lors de la régression messinienne. (3) Le remblaiement pliocène, deltaïque et continental, du paléocanyon messinien de la Têt n'est visible qu'en bas Conflent en aval de Prades, en continuité avec les dépôts du même âge du bassin du Roussillon.

Les étapes de l'incision de la vallée de la Têt sont marquées par une dizaine de niveaux karstiques subhorizontaux, étagés sur plus de 800 m et contenant des alluvions siliceuses de la paléo Têt. Les galeries indiquent principalement un fonctionnement en régime vadose, de type *Water table cave* (Ford and Williams, 2007), avec des encoches latérales à pente très faible (1/1000) extrêmement continues. Mais il y a aussi des évidences de fonctionnement périodique en régime noyé : segments de galeries subcirculaires de style phréatique ou épiphréatique, scallops jusque sur les voûtes. Coupoles, pendants, lapiaz et chenaux de voûte, ainsi que des alluvions sablo-limoneuses collées jusqu'au plafond impliquent un fonctionnement de type paragénétique, probablement contemporain de l'aggradation des alluvions dans la vallée voisine contrôlant le niveau de base local.

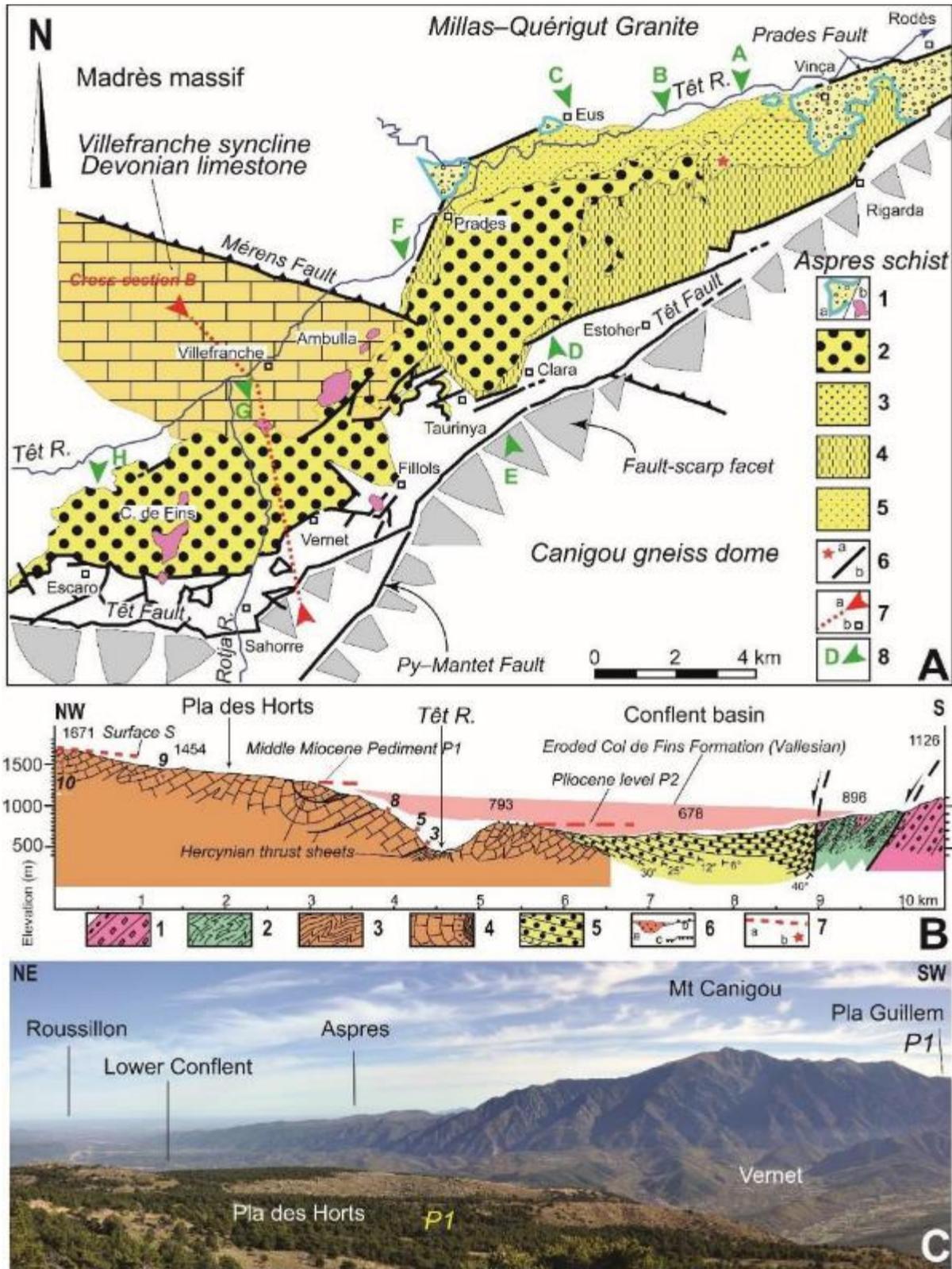


Fig. 34. Le contexte géodynamique du karst de Villefranche de Conflent. A. Carte géologique du Conflent : 1a, Pliocène ; 1b, Formation du col de Fins, Miocène supérieur ; 2 à 5, Miocène inférieur (séries d'Escaro, de Lentilla, de Codalet, de Marquixanes) ; 6a, Gisement paléontologique d'Espira (Burdigalien ancien) ; 6b, failles ; 7a, coupé B ; 7b, localités ; 8, coupes détaillées (non représentées dans ce livret. B. Coupe d'ensemble du Conflent : 1, gneiss ; 2, micashistes ; 3 et 4, schistes et calcaires de l'Ordovicien-Devonien-Carbonifère ; 5, Miocène inférieur détritifique ; 6a, Formation du Col de Fins ; 6b, terrasses quaternaires ; 7a, aplanissements ; 7b, niveau karstique. C. Panorama du Conflent depuis le N. (extrait de Calvet et al. in press).



Fig. 35. Exemple des grandes galeries du réseau Lachambre (Boulevard du Canigou), Encoches latérales (pente 1/1000) et alluvions siliceuses (photo Jaillet)

se des réseaux karstiques initialement étages de galeries (Hez et al., 2015).

Les niveaux les plus bas, K3 à K1, peuvent être corrélés à l'incision quaternaire de la vallée et à son système de terrasses (Delmas et al., 2018). Les niveaux supérieurs (K4 à K9) relèvent de l'incision néogène postérieure à l'aplanissement miocène préservé au Pla des Horts. Le plus élevé, quasiment impénétrable, K10, pourrait être contemporain de la surface miocène, voire antérieur. K1 à K6 s'étagent au flanc d'un véritable canyon inscrit dans le calcaire dévonien sur ses deux rives (Fig. 36) et on peut aisément les rattacher à l'incision verticale de la vallée. La seule inconnue réside dans la part potentielle de l'incision messinienne et du remblaiement pliocène dans la formation de ce canyon. Si on modélise vers l'amont la pente moyenne de la paléovallée messinienne, son plancher pouvait se placer vers 550 m à Villefranche, soit 100 à 150 m au-dessus du lit actuel de la Têt : potentiellement les niveaux K4 et/ou K5 pourraient donc avoir été impactés par le remblaiement pliocène de la paléovallée, ce dont on a des indices à la grotte de ND de Vie-K5, mais aussi à la grotte de la Fraternité-K4 en rive droite, où on observe une évolution paragénétique avec des fines fossilisant des cheminées remontantes hautes de plus de 30 m (Calvet et al., 2015b et travaux en cours). Mais à partir de K6 et au-dessus il n'y a plus de canyon et les niveaux étagés au flanc du massif du Coronat peuvent relever d'histoires beaucoup plus complexes, car ce flanc du massif a été fossilisé puis exhumé des dépôts néogènes remplissant le fossé du Conflent : en théorie ces niveaux karstiques pourraient marquer soit l'élévation du niveau de base au moment du remblaiement, les plus récents étant alors les plus élevés, soit l'abaissement du niveau de base par déblaiement des sédiments, les plus récents étant alors les plus bas, sans exclure que les deux cas de figures puissent être représentés conjointement. Il y a peu de chances que le remblaiement (1) soit concerné, car il est très déformé au contact du Dévonien sur lequel il repose en discordance avec un pendage de l'ordre de 30°. Il est probable que ces histoires potentiellement complexes soient à mettre en relation avec le remblaiement (2) ou Formation du Col de Fins (Calvet et al., 2019).

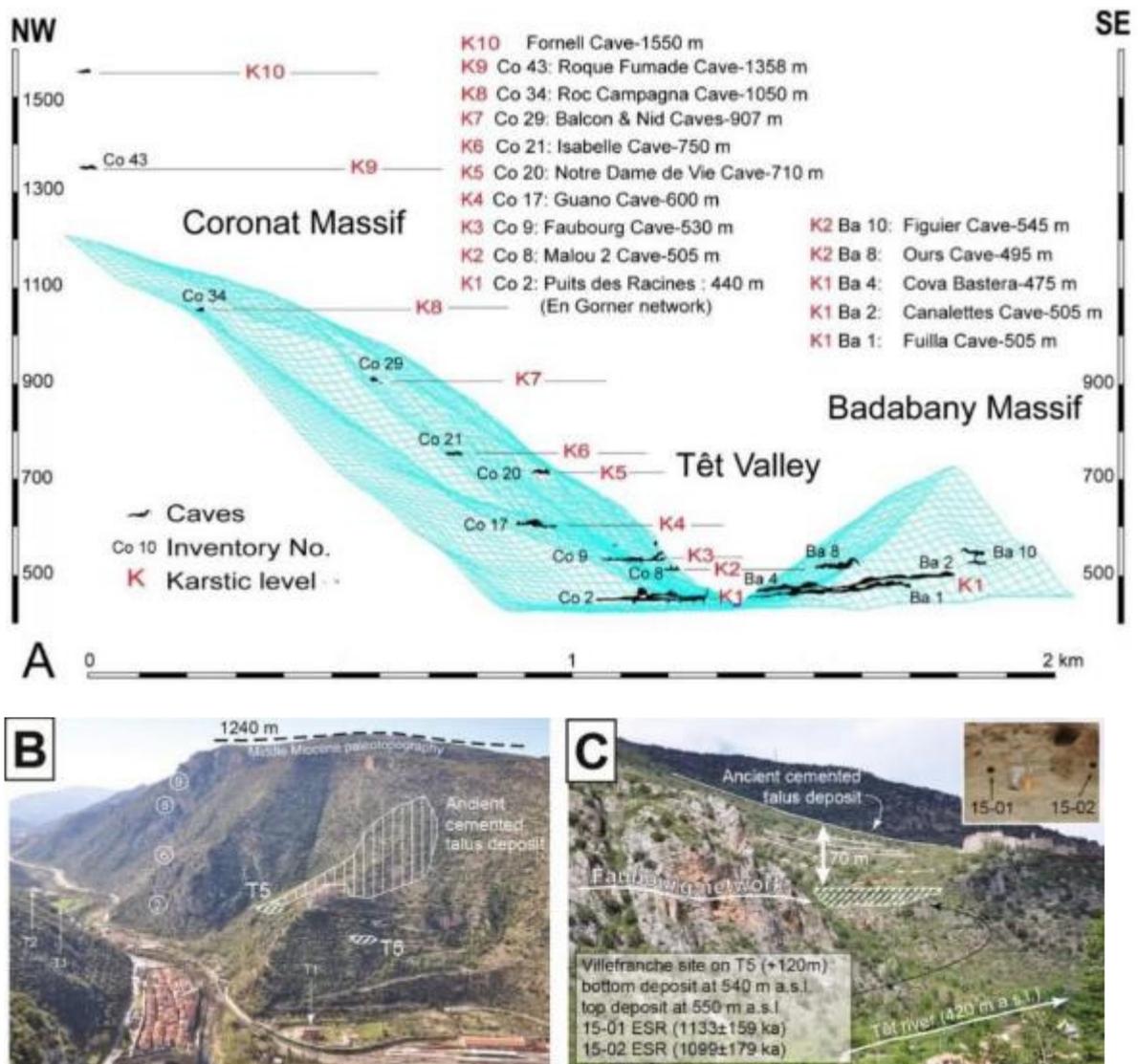


Fig. 36. Le karst de Villefranche et son cadre géomorphologique. Extrait de Calvet et al., (2019, in press) et de Delmas et al., (2018).

Les enseignements du karst de Villefranche

On montrera (i) que ces niveaux karstiques sont clairement corrélés pour les plus bas avec le système de terrasses de la Têt, dont le plus haut niveau a été daté ici par ESR. On verra (ii) qu'il est possible de relier le cycle incision-accumulation de chaque niveau de terrasses avec la genèse des cavités, leur style d'évolution alternativement phréatique/épiphréatique et vadose et leur colmatage par les sédiments. Enfin (iii) on abordera l'utilisation de la méthode « enfouissement », utilisant deux nucléides cosmogéniques de demi-vie différente (^{26}Al et ^{10}Be), qui s'est révélée très délicate à mettre en œuvre (ici comme en Ariège) et on discutera des problèmes posés et des stratégies mises en œuvre pour les contourner.

Les rapports des bas niveaux K1-K3 avec les systèmes de terrasses fluviales

Les grands réseaux inférieurs K1 (Puits des racines-En Gornier ; Fuilla-Canalettes ; Lachambre-Ambulla) se développent sur les deux rives de la Têt et cumulent 70 km de galeries souterraines. L'actif est localement connu, au niveau du lit actuel de la Têt, et deux étages de galeries se placent

exactement sous le toit des terrasses T1 et T2 ; un reste d'étage contemporain de T3 est probable aux Canalettes (rive droite). Ces bas niveaux K1 sont un bon modèle explicatif pour interpréter les lambeaux de niveaux plus anciens. Le parallélisme est remarquable avec le lit actuel de la Têt et les terrasses, ce qui conforte une genèse quaternaire (Fig. 36). Ce parallélisme est encore bien attesté pour les niveaux K2 et K3, dont certains segments approchent le km ; on les corrèle aisément aux terrasses T4 et T5. L'état d'altération des galets dans les alluvions piégées dans les cavités conforte les corrélations établies avec les terrasses T1 et T2. Des paléopertes colmatées par des galets allogènes viennent aussi illustrer clairement le lien entre terrasses et niveaux karstiques (notamment le Faubourg supérieur et la Palangane pour K3).



Fig. 37. Profil en long de la Têt et des niveaux karstiques de rive droite

Extrait de Hez et al., (2015).

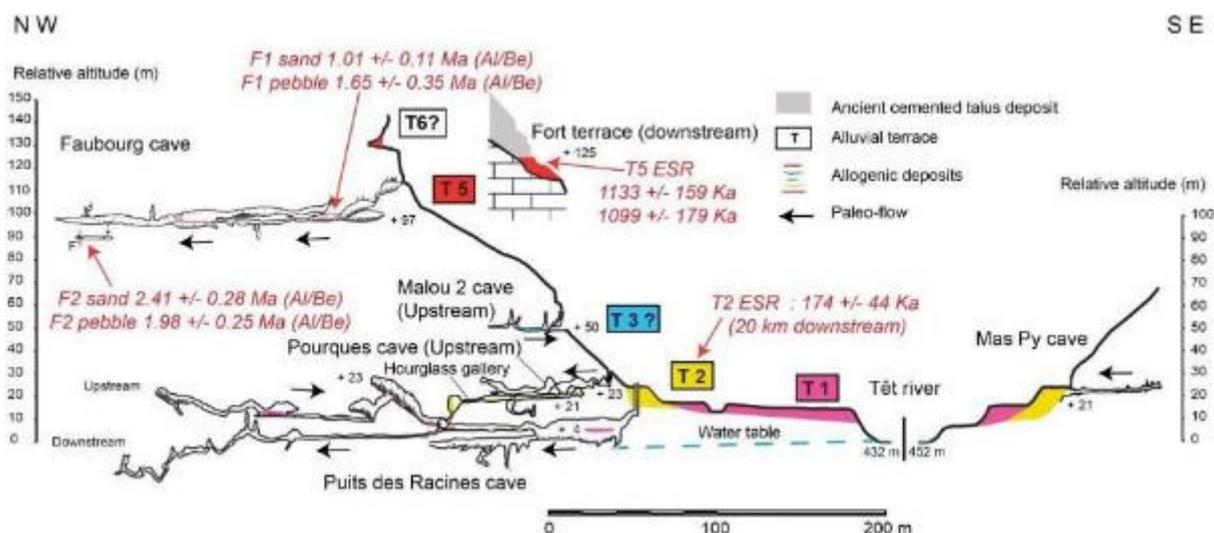


Fig. 38. Coupe détaillée de l'étagement KI-K3 en amont de Villefranche

Extrait de Calvet et al., (2019) ; données chronologiques d'après Calvet et al., (2015b) et Delmas et al., (2018).

Un modèle génétique du karst corrélé aux cycles glaciaires-interglaciaires

Dans ce système simple d'auto-capture souterraine d'un cours d'eau subaérien, on peut proposer un modèle provisoire d'évolution (Fig. 40). L'enfouissement du karst se fait en phase d'incision interglaciaire et, lorsque le cours d'eau a atteint son profil d'équilibre, les nouvelles galeries s'établissant au niveau de la *Water table*. Au cours de la période froide suivante, le remblaiement alluvial de la vallée impose un ennoiment des galeries et leur colmatage principalement par des fines, avec une évolution paragénétique qui agrandit les conduits vers le

haut. A la fin de la phase froide, quand l'incision s'amorce à nouveau en mode régressif, des injections de gros galets peuvent se produire dans le réseau pré-existant, partiellement vidangé de ses fines (cas de l'entrée actuelle de Lachambre).

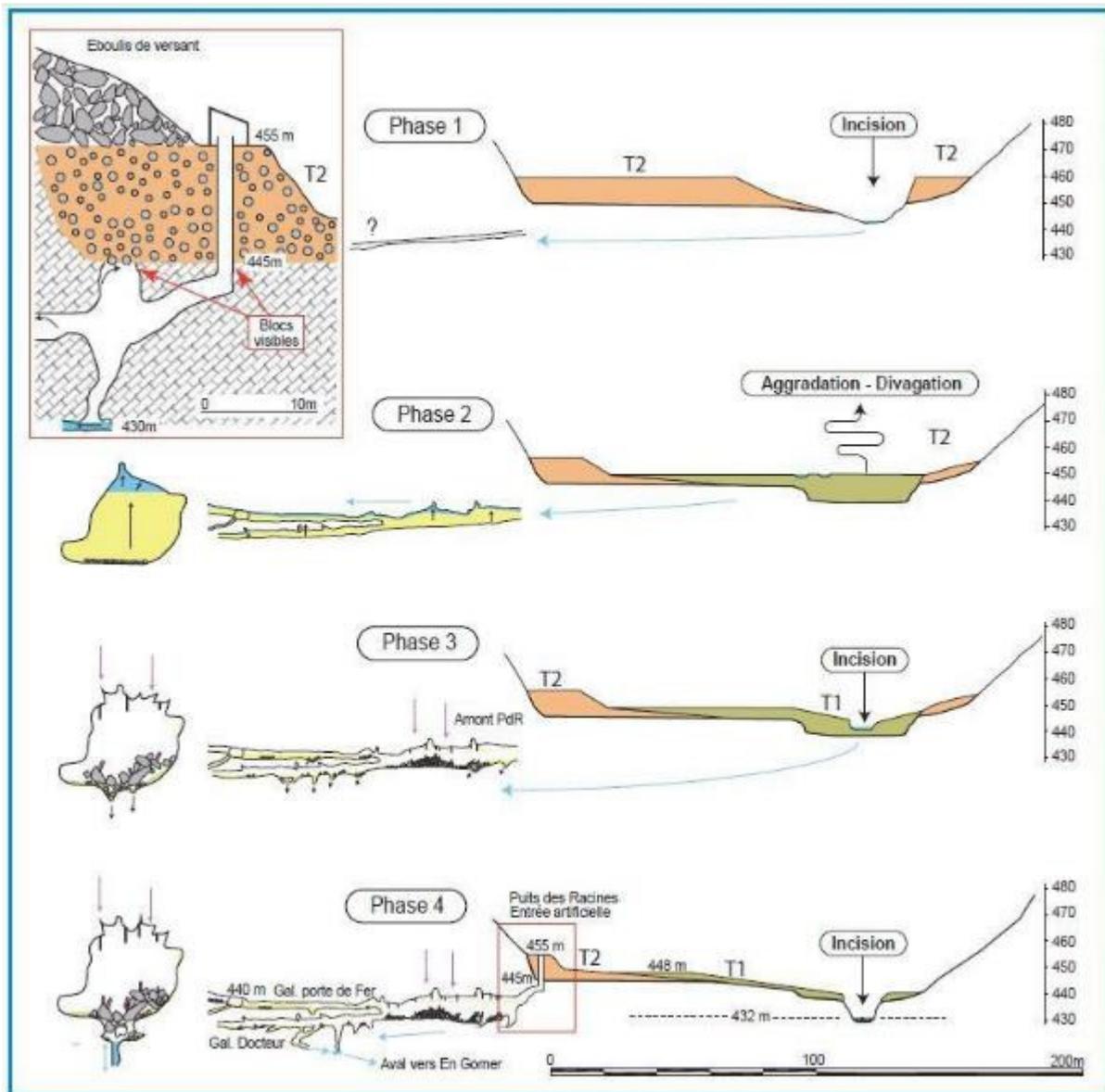


Fig. 39. Approche spatio-temporelle des relations karst-vallée au réseau des Racines (Puits des racines-En Gormer amont). Un cycle identique s'est développé avant et pendant le dépôt de la terrasse T2 et donne lieu à la galerie du sablier (Hourglass, Fig. 38), située 10 m au-dessus de la galerie principale et partiellement colmatée par des galets altérés et des fines sablo-limoneuses vers le toit.

Extrait de Hez et al., (2015).

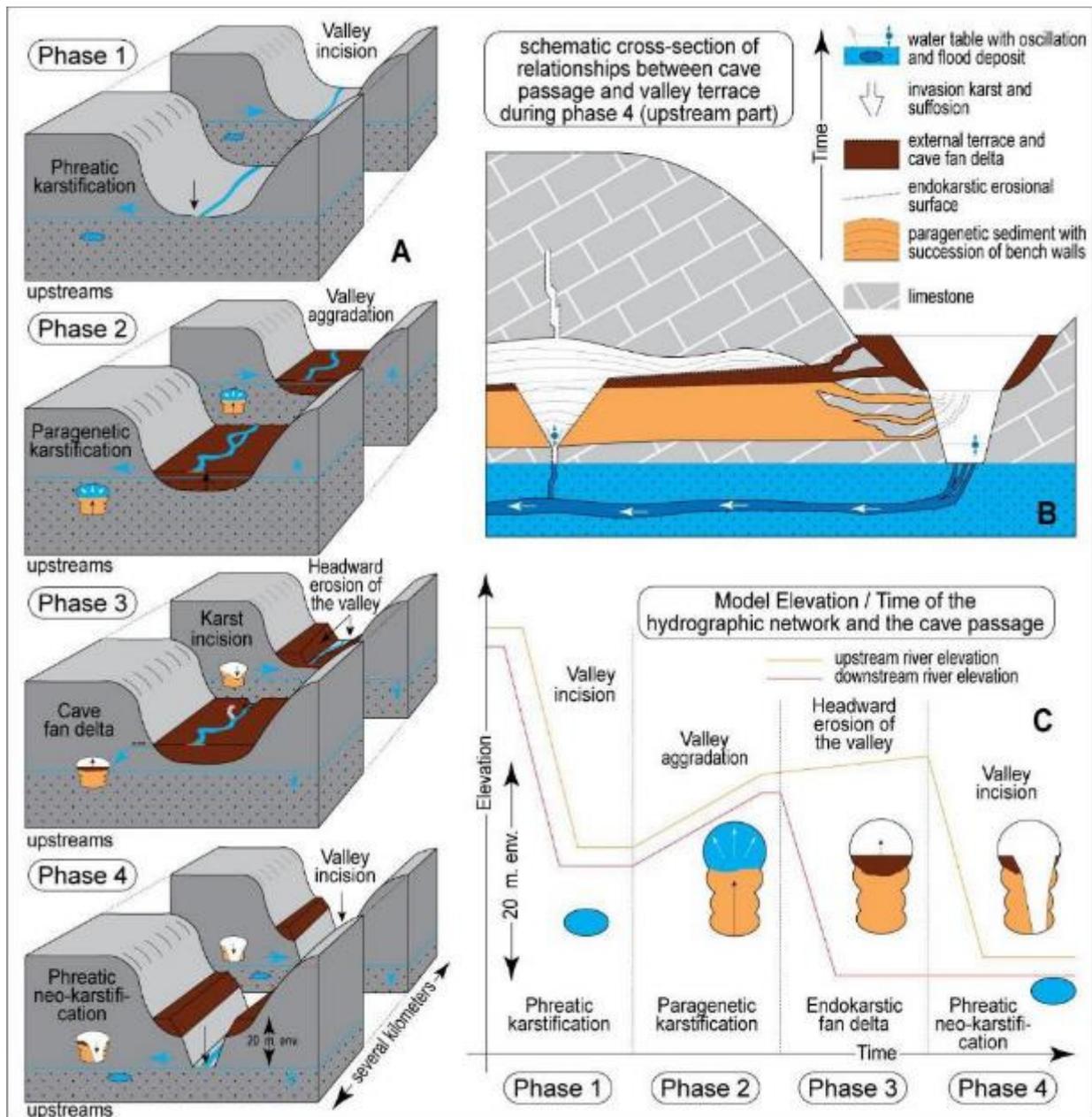


Fig. 40. Modèle théorique des relations entre karstogenèse et dynamique fluviale

Extrait de Harmand et al., (2017).

Le modèle proposé est découpé en 4 étapes successives. En phase d'incision (étape 1), la vallée ici exempte d'alluvions, creuse la masse carbonatée. La surface piézométrique est alors calée au droit de la rivière. Sous cette surface piézométrique (échelle métrique) des drains karstiques se mettent en place. En phase d'aggradation (étape 2), la rivière remblaye sa vallée d'une masse alluviale occupant la totalité de l'espace. Le niveau de la surface piézométrique remonte de manière synchrone. Cette remontée du niveau de base s'accompagne sous terre d'une paragenèse continue associant aggradation sédimentaire endokarstique (sédiments fins) et corrosion de la voûte des conduits. Ces trois aggradations (karstique, piézométrique et alluviale) sont synchrones. L'étape 3 est une phase d'incision associée à un abaissement d'un niveau de base plus importante à l'aval qu'à l'amont. C'est ensuite par érosion régressive que cette incision tend à gagner l'ensemble du corridor fluvial. Durant cette période particulièrement morphogène, la surface piézométrique s'abaisse de

manière importante et se cale sur le niveau de base en aval du système. Dans le tronçon aval, l'incision est maximale. Dans la partie amont cependant, le niveau de la rivière et de la plaine alluviale reste temporairement perché par rapport à la surface piézométrique. C'est durant cette phase que le gradient hydraulique est le plus important. Les sédiments grossiers pénètrent alors dans les conduits karstiques, associé à une forte compétence des flux (pente hydraulique maximale à l'échelle du système). La poursuite de l'incision par érosion régressive (étape 4) gagne l'ensemble de la vallée et se traduit par une trépanation complète de la terrasse et par une incision du bed-rock. Le conduit karstique est définitivement abandonné et connaît une incision partielle ou totale des sédiments précédemment déposés. Plus bas, quelques mètres sous la surface piézométrique, un nouveau conduit karstique se met en place en zone saturée. Il préfigure la reprise d'un cycle similaire. Dans ce modèle, les cortèges à galets de grandes tailles (pluri-décimétrique) reconnus dans les conduits karstiques sont donc à rattacher au début de la phase d'incision des terrasses qui les alimentent. Ce point est fondamental car il permet d'attribuer plus finement la chronologie des dépôts alluviaux souterrains aux évolutions des terrasses alluviales.

Problèmes posés par la datation des réseaux avec la méthode enfouissement

La question-clé réside dans la nature de ce que l'on date : probablement pas le réseau, ni même un segment de galerie, mais plus probablement la formation alluviale qui le remblaie, sinon plus précisément le galet ou les grains de quartz analysés. Cela laisse ouverte la possibilité de remaniements de dépôts plus anciens, notamment pour les galets de quartz ou les sables (Calvet et al., 2018). Un premier travail (Calvet et al., 2015b) a donné des âges cohérents sur K5 (5.14 ± 0.41 Ma âge moyen pondéré issu de 4 mesures) et sur deux galeries différentes de K3 (âges moyens pondérés de 2.23 ± 0.23 Ma et 1.20 ± 0.28 Ma) ; le dernier est conforme à l'âge ESR obtenu sur la terrasse T5 sur le même secteur (Fig. 37). La multiplication des travaux de datation sur l'ensemble des niveaux a sensiblement brouillé cette image, notamment pour les niveaux inférieurs (Sartégou et al., 2018). Pour les hauts niveaux, où les âges sont peu nombreux, seul le scénario d'une incision continue de K9 à K1 a été pris en compte. Des âges très différents ont été obtenus sur une même formation alluviale. C'est flagrant notamment sur K1 et le réseau Lachambre, dans une même lentille alluviale (Fig. 41) qui fossilise une encoche latérale continues sur près de 1 km.

L'explication réside certainement dans le remaniement de dépôts anciens, notamment des cônes fluvio-torrentiels quaternaires ou du Néogène (Formation du Col de Fins) où un pré-enfouissement a été acquis. La preuve en est fournie par les alluvions actuelles de la Têt et de ses affluents qui produisent des âges apparents très vieux et un rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ très éloigné de la norme de surface 6.7 (données in Sartégou et al., 2018). Pour s'affranchir de ces problèmes il y a trois possibilités. (i) Dans le cas d'âges très différents obtenus dans un même dépôt, pour le cas de figure des systèmes de pertes fluviales et auto-captures karstiques, le principe stratigraphique d'inclusion impose de choisir l'âge le plus jeune, qui doit être considéré comme l'âge potentiel le plus ancien possible pour ce dépôt. Au réseau Lachambre (Fig. 41) ce serait donc 0.26 Ma, ce qui est cohérent avec l'âge MIS 6 obtenu sur la terrasse T2 de la Têt par ESR (Delmas et al., 2018). (ii) On peut prélever systématiquement des galets de granodiorite, surtout s'ils sont arénisés, car la rapide altération de ce type de roches devrait éviter les remaniements, ce qui n'est pas le cas avec les quartz et même avec les orthogneiss. (iii) La méthode des droites isochrones peut aussi permettre de s'affranchir des histoires complexes d'enfouissement et de ne dater que le dernier épisode.



>5 Ma (plus d'Al dosable)
1.82 ± 0.43
1.05 ± 0.47
2.97 ± 0.34
0.34 ± 0.23
3.59 ± 0.73
<u>0.26 ± 0.18</u>

Fig. 4I. Diversité des âges dans une même lentille alluviale ; entrée du réseau Lachambre

Extrait de Calvet et al., (2018) ; âges d'après Sartégou, (2017, 2018).

Pique-nique à la chapelle ou dans le porche d'entrée de la grotte de Notre Dame de Vie

Soirée et nuitée à Bolquère au chalet du Ticou : <http://chaletduticou.fr/>

2^e jour : Les paléoenglacements pléistocènes des hauts massifs (Cerdagne et H^{te} Ariège)

Le premier arrêt depuis le belvédère de la Calm permet de présenter les données géochronologiques obtenues sur la façade méditerranéenne du domaine est-pyrénéen (marge sud-est des massifs des massifs du Carlit, du Campcardos et de Tossa Plana).

2a- Le complexe morainique terminal de la Têt : chronologie de la dernière expansion glaciaire maximale et impact du LGM (Magali Delmas).

Le complexe morainique de Mont-Louis jalonne la dernière expansion glaciaire maximale (LLGM) du glacier de la Têt. Il est constitué d'au moins 7 cordons morainiques clairement séparés les uns des autres en position frontale (cordons frontaux échelonnés sur 2 km de distance entre 1600 et 1650 m) mais confondus en une seule et unique moraine latérale enracinée à 2000 m en rive droite du glacier LLGM de la Têt (Fig. 42 et 43). Les datations par exposition (¹⁰Be) obtenues sur ce complexe morainique ne proviennent pas de sa marge la plus externe (celle-ci a été datée par SHED à 40.9 ± 1.1 ka, Tomkins et al., 2018) mais de deux cordons frontaux situés respectivement 0.8 km (site A : 15.8 ± 1.6 ka, 19.7 ± 4.0 ka, 24.3 ± 3.8 ka) et 1.5 km (site B : 18.7 ± 2.9 ka, 15.8 ± 2.0 , 16.0 ± 5.8 ka) en amont de l'unité la plus externe. Bien que très dispersés, les âges obtenus sur ces deux constructions morainiques convergent dans le sens d'une avancée majeure du glacier de la Têt au cours du MIS 2-GLGM (Delmas et al., 2008).

Toujours sur la Têt, quatre autres cordons frontaux témoignent d'un stade d'englacement sensiblement différent de l'emprise LLGM bien que son front se situait seulement 2 à 3 km en amont de la moraine LLGM la plus externe. En effet, au stade Borde, le glacier de la Têt était cantonné au plancher de l'auge ; son épaisseur était de l'ordre d'une cinquantaine de mètres au droit de l'ombilic de la Borde contre 250 m au LLGM, sa largeur n'était plus que de 1 km contre 2.5 km au LLGM (Fig. 43b). Les âges d'expositions associés à ce 1^{er} stade d'englacement post-LLGM (site C : 21.6 ± 2.7 ka, 20.4 ± 0.4 ka, 23.3 ± 3.3 ka) ainsi que l'âge à 21.4 ± 3.6 ka obtenu sur un verrou couvert par la glace au stade Borde (Site E : Py04-11, E1) confirment l'hypothèse d'une avancée majeure du glacier de la Têt au cours du MIS 2-GLGM (Delmas et al., 2008 ; Delmas, 2009). Un âge d'exposition sensiblement plus anciens a également été obtenu sur cette séquence de forme (site E : 74.0 ± 7.2 ka) et un autre ~10 km en amont des moraines terminales du LLGM (site G : 40.5 ± 4.6 ka). Tous deux s'expliquent par un héritage d'exposition et témoignent d'une efficacité relativement modérée (inférieure à 3 m) de l'érosion sous-glaciaire au cours du dernier cycle glaciaire (Pléistocène supérieur) dans ce segment de vallée (Delmas et al., 2009).