

Essai de description des formes glaciaires de surface du versant Nord du Pic Soum Couy en direction de la forêt d'Issaux

Résumé

Le versant Nord du Pic Soum Couy est délimité au Sud et à l'Est par des Abruptions de vallées glaciaires provenant de l'Horn du pic d'Anie dont l'enfoncement de l'ombilic en Aval du pas d'Azuns a dévié le parcours initial.

Le karst sommital du versant Nord du Soum Couy est marqué par des dalles lapiazées nues (supra forestière) recouvertes des traces exokarstiques de carbonatation. La partie donnant sur l'Arre du Soum Couy est modelée d'abrupts d'arrachement et de digitations. La partie Nord, est également modelée par des abrupts d'arrachement et digitations. Elle débouche sur un Graben formant la vallée suspendue de Camplong qui s'ouvre sur un gradin de confluence à l'Est. La partie Sud/Ouest descend abruptement vers le col des Anies dont le profil en auge provient du glacier qui s'épanchait sur les Arres d'Anie depuis les cirques de l'Horn du Pic d'Anie avec des diffluences profondes et d'autres de surface. L'épanchement s'élargissait au contact de l'Arre du Soum Couy et de l'Arre Planère sur une surface moutonnée. Dans cette zone d'épanchement glaciaire, les eaux sont drainées karstiquement vers l'Ouest en direction des cañons de la Haute Soule.

Le karst intermédiaire (semi forestier) de l'Arre Planère et de l'Arre du Soum Couy est une zone bosselée (moutonnée) parfois dégradée, située en Amont de la cuvette de l'Arre de Bas pour laquelle il y a suspicion de lac périglaciaire. Le secteur moutonné révèle un élargissement de la langue glaciaire influencé par une fracturation transverse à la pente. Le front glaciaire en Amont du plan d'épandage fluvio-glaciaire du Braca de Barlagne marque la limite du front avant le recul glaciaire. Cette marge périglaciaire se déporte vers l'Ouest en direction de la cuvette de l'Arre de Bas. Les secteurs moutonnés et celui de la cuvette sont deux zones de répartition entre les drainages karstiques en direction des cañons de Haute Soule à l'Ouest et ceux de la forêt d'Issaux au Nord.

Le karst inférieur de la partie basse au Nord est recouvert d'une forêt humide ayant un couvert arboricole d'accommodat racinaire particulier. Les nuages de la zone humide sous l'effet des vents du Nord sont poussés sur le versant ascendant du relief ce qui provoque des précipitations orographiques sur le versant au vent et un effet de foehn sur le versant descendant Espagnol. C'est une zone d'ablation pléniglaciaire ancienne qui a été remaniée d'une part, à l'Ouest par des ravines convergentes d'épandage fluvio-glaciaire alimentant un ravin de Sapping formé par des purges brutales de débâcle glaciaire et d'autre part, à l'Est par le cañon en fente (trait de scie) de l'Aïdy dont le surcreusement correspond à un flux d'eau continu. Le ravin de la Grande Coumasse et le cañon de l'Aïdy ont également repoussé les limites du karst barré de restitution de la forêt d'Issaux et abaissé le niveau du karst noyé et épinoyé.

1) Forme des structures

Dans la zone du pic Soum Couy, des tensions de compression orogéniques Pyrénéennes ont déclenché une poussée lithostatique provoquant des chevauchements crustaux et formant un pli déversé avec bombement de charnière des séries carbonatées du crétacé reposant des séries discordantes Déveno-Carbonifères.

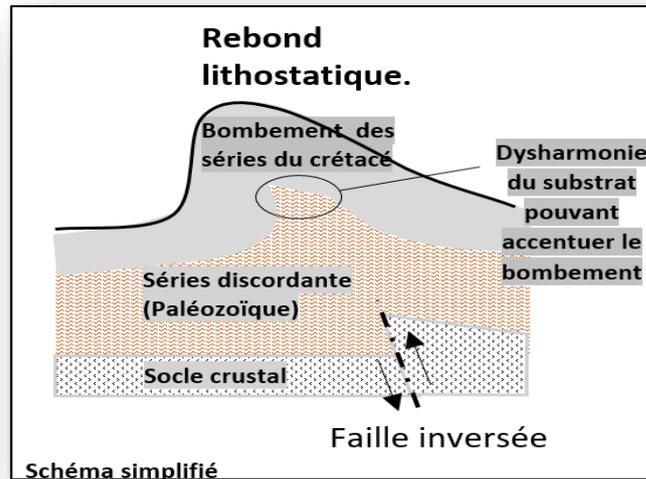
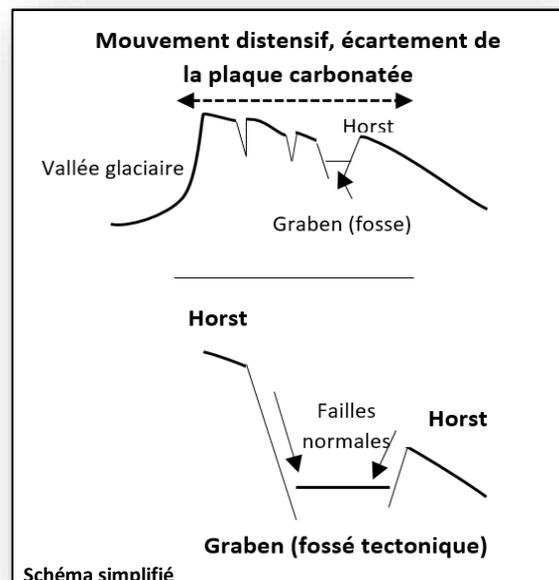


Schéma simplifié du bombement consécutif à la poussée lithostatique avec possibilité de dysharmonie du substratum Paléozoïque ayant accentué le bombement

Les calottes glaciaires anciennes(1) (probablement du Pléistocène) ont partiellement décapé les séries du Campanien-Maastrichtien mettant à nu les séries carbonatées des calcaires des Cañons propice à l'évolution de zones lapiazées.



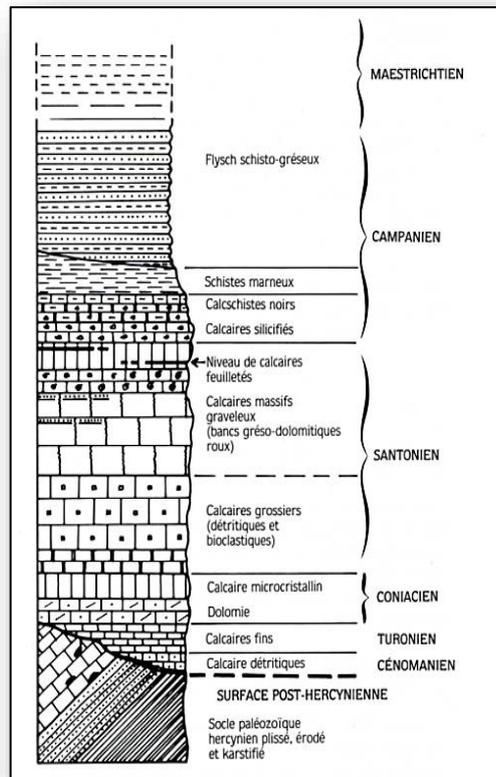
Le climat du quaternaire avec ses périodes d'englacement interrompues d'intervalles de réchauffements interglaciaires favorise les mouvements distensifs produisant des ajustements du rebond lithostatique. Les mouvements distensifs diminuent la pression sur certaines failles ce qui écarte les failles de morcellement des plaques favorisant notamment l'effondrement de grabens (fossés tectoniques).

En effet, l'ablation des vallées glaciaires modifie les contraintes lithostatiques et parallèlement les accumulations de neige et de glace dans les dépressions accentuent localement le mouvement distensif par effet de coin dans les fractures sous la masse de glace.

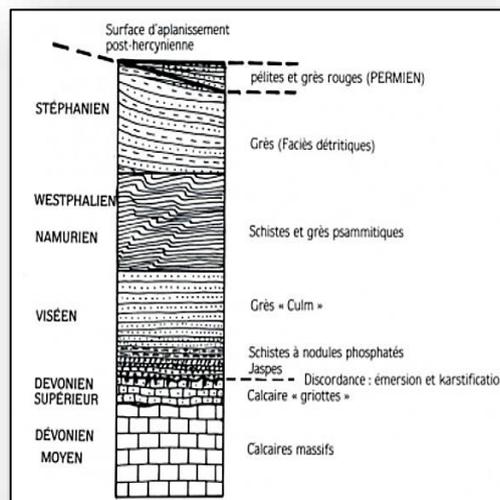
(1). Les glaciations les plus récentes sont mieux enregistrées et les corrélations sont parfois délicates. La poussée du glacier détruit à chaque cycle les traces les plus anciennes Aussi est qualifiée de glaciation récente (probablement fin du Pléistocène) celles pour lesquelles les traces sont bien visibles et celles ayant des traces en partie détruites sont qualifiées globalement de glaciations anciennes

2) séries stratigraphiques concernées par la karstification

Les séries concernées par la karstification est la Formation des calcaires des cañons ; Coniacien-Santonien. Calcaires massifs à rudistes constituant de puissants entablements entaillés par de profonds canons auxquels ils doivent leur dénomination (2) E. Fournier, 1905).



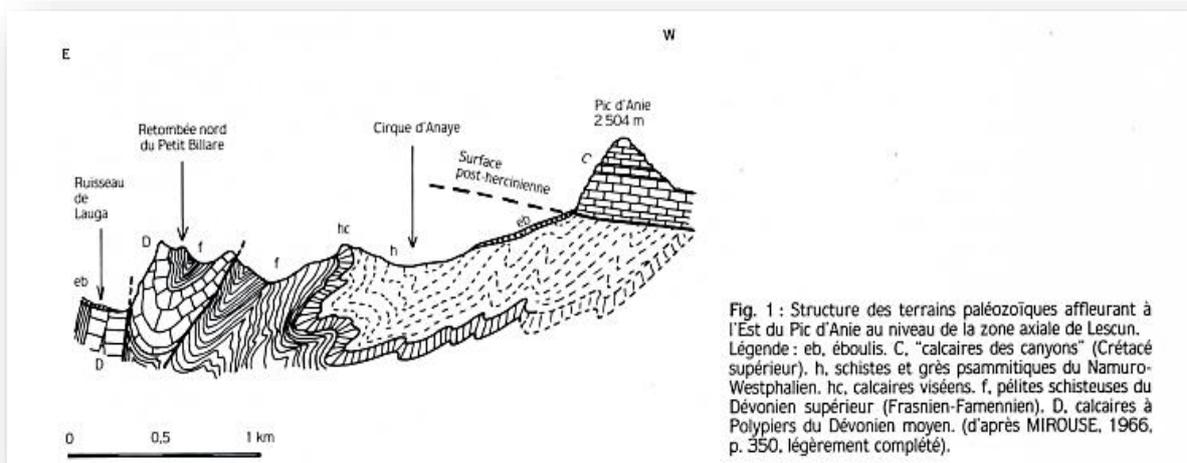
Le substratum sur lequel repose la formation des calcaires des cañons est marqué par un passage à une stratigraphie plus ancienne (paléozoïque) ayant des plissements différents. Elle est couverte par une ancienne surface d'aplanissement post-hercynienne. Dans la zone du Romy, le substratum est constitué de Schistes, de grès du carbonifère et des séries carbonatés discordante du dévonien. (Cf. Echelle stratigraphique ci-dessous).



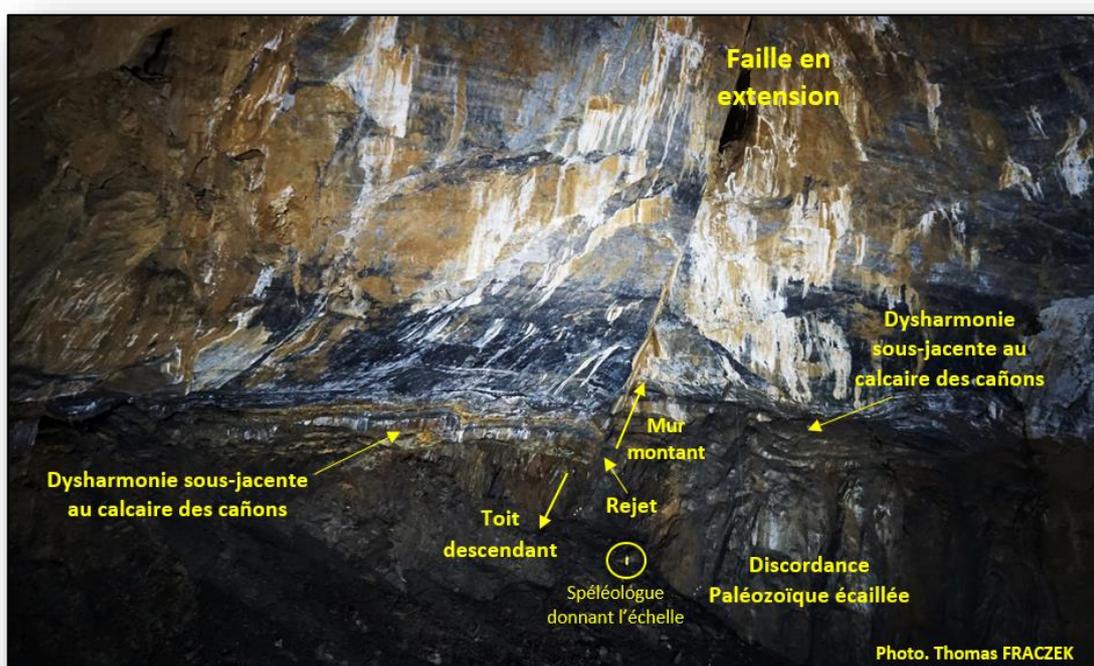
2) E. FOURNIER : Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive. B.S.G.F. (Bulletin de la Société géologique de France) - 1905

3) discordance stratigraphique du substratum paléozoïque sous-jacent aux séries carbonatées des Cañons

Le substratum paléozoïque sous-jacent aux séries carbonatées des Cañons est constitué d'un ensemble de strates différemment plissées lors d'une phase tectonique antérieure. Les séries carbonatées des Cañons reposent donc sur une surface d'érosion plus ancienne séparant les strates du substratum paléozoïque qui est appelée surface post-hercynienne.



Au contact de la discordance, en réponse aux différentes contraintes, les roches ont des comportements très variés dépendant de leurs propriétés physiques et plus particulièrement de l'élasticité, la plasticité, la viscosité ou de leur résistance. En réalité les différentes séries stratigraphiques ne sont pas des roches de matériaux homogènes, tous les types de roches possèdent leurs propriétés rhéologiques mais à des degrés divers. Les différents types de roches ne se comportent donc pas de la même sorte ainsi les plis seront d'autant plus souples que la roche est plus litée et moins rigide ou inversement. On dit, dans le premier cas, que la roche est incompétente et dans le second, qu'elle est compétente. Par exemple : les calcaires, les grès seront des roches compétentes (cassantes), les schistes et les argiles seront pour leur part incompétentes (plus plastique). Ce qui peut produire des dysharmonies stratigraphiques au contact de la discordance. Les roches incompétentes du substratum peuvent aussi avoir participé à l'accentuation du bombement de séries carbonatées des Cañons.



Dysharmonie sous-jacente aux calcaires des cañons avec des calcaires gréseux ocre, à joints de stratification rougeâtres, passant à des calcaires noirs finement lités (schistosés) en bancs pluridécimétriques, à nombreux débris d'organismes.

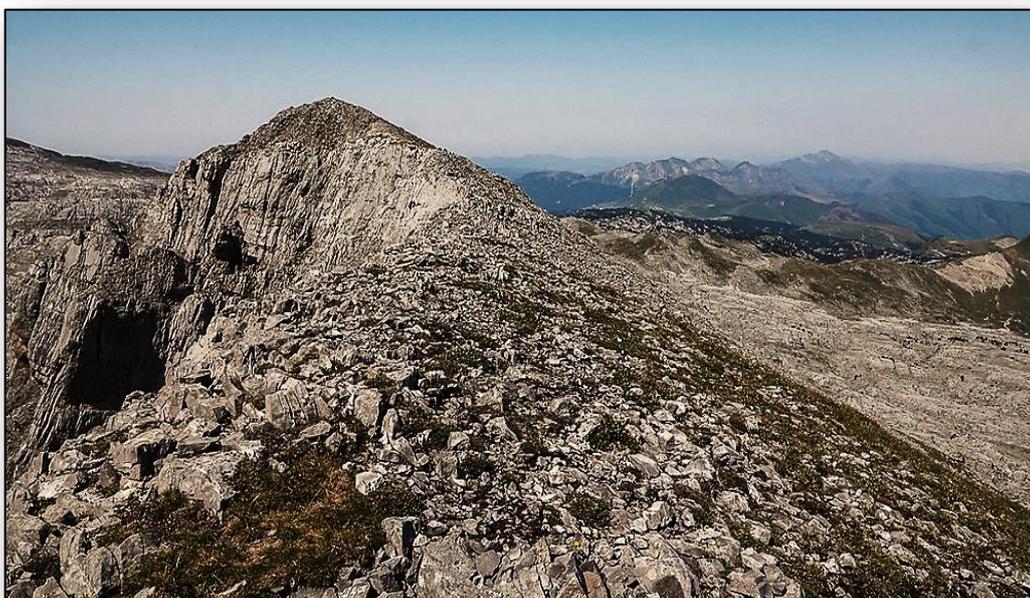
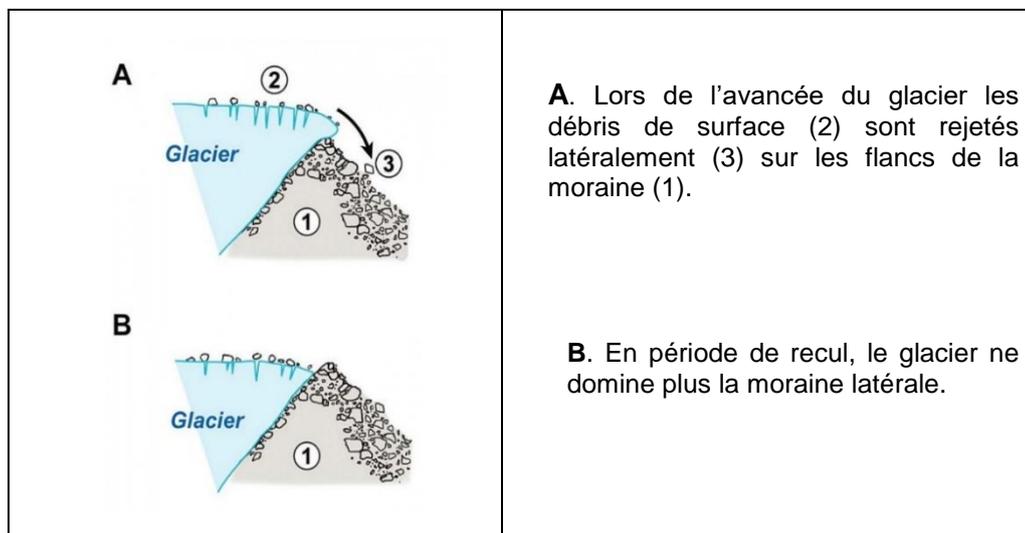
4) Les Zones sommitales du Pic Soum Couy (lapiaz nu supra forestière)

Comprenant :

- la ligne de crêtes entre le Pic Soum Couy et le rocher de l'Osque,
- le lapiaz sommital du versant Nord entre la ligne crête du Pic Soum Couy et la vallée suspendue de la cabane Camplong,
- La zone de pelouses calcicoles de la vallée suspendue de la cabane Camplong et le couvert arboricole épars environnant (karst semi-forestier),
- Le contexte structural de la vallée suspendue de Camplong,
- L'Horn du Pic d'Anie et la vallée glaciaire en amont du verrou Sen Houns.

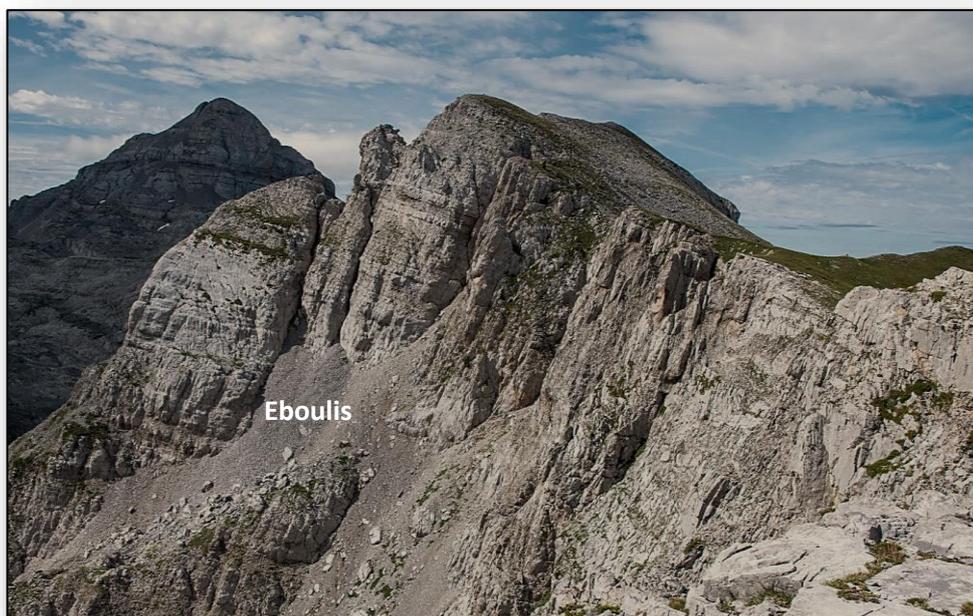
La ligne de crêtes entre le Pic Soum Couy et le rocher de l'Osque

Cette ligne de crêtes s'étend entre le Pic Soum Couy (2315m) et le rocher de l'Osque (1996m). La crête sommitale est recouverte de blocs rocailloux pris dans une matrice argilo-sablonneuse parfois recouverte de pelouses sèches calcicoles. Le qualificatif de «sèche» vient de l'absence d'ombrage d'arbres et arbustes. Combinée avec les caractéristiques du sol, cela entraîne pénuries d'eau et assèchement. La ligne de crête en direction du rocher de l'Osque est un peu plus abritée des vents ce qui permet un couvert boisé épars. Ce type de sol pourrait correspondre à une moraine latérale (ou till) composée d'un amalgame de roches broyées par le glacier et rejetés sur les bords du glacier parfois remanié par la gélifraction exercé par les pressions disruptives provoquées par les cycles de gel et dégel de l'eau contenu dans les blocs rocailloux poreux.

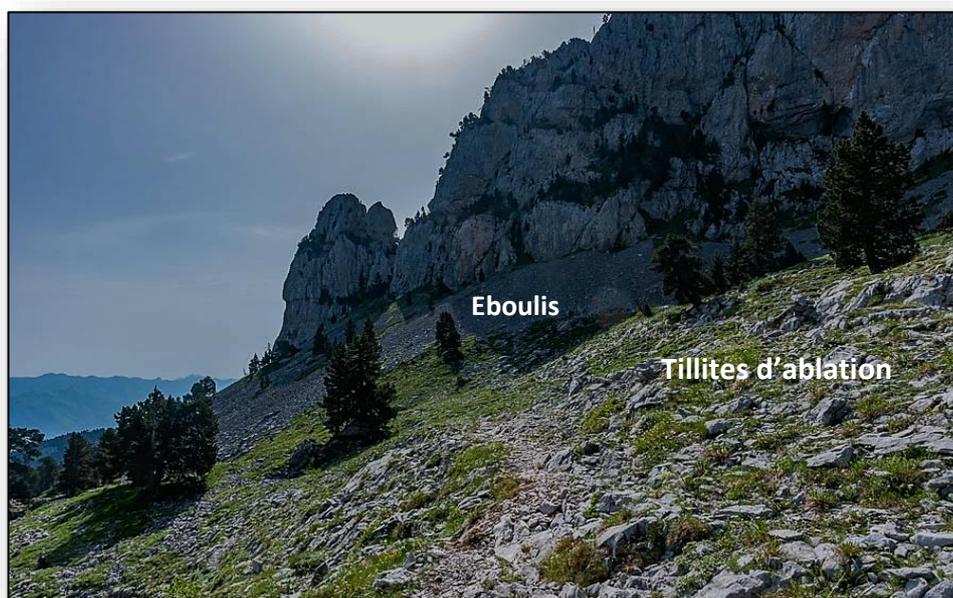


Crête du Pic du Soum Couy, pelouse couvrant le till latéral rejeté par le glacier. A droite : le lapiaz sommital.

Les flancs Sud et Sud/Est, de la zone sommitale, sont typiques des flancs abrupts d'une vallée en Auge formée par l'ablation de roches durant l'avancée du glacier. La pente de la paroi subverticale, au contact du fond de vallée, est adoucie par des dépôts de tills. Ils sont formés de matériaux rocheux entraînés par des glaciers et correspondent aux débris d'ablations rocheuses dans une matrice argilo-sableuse. Au pied de l'abrupt, des pierres dépourvues de matrices forment des talus d'éboulis dont l'angle de pente dépend principalement de l'angulosité et de la gélifraction des pierres tombées de la paroi. La taille des pierres et leur masse plus importante peut également les entraîner plus loin sur la pente.



La ligne de crêtes du Soum Couy, couverte de Tills latéraux de glacier lesquels sont recouvert d'une pelouse calcicoles sèche.
Versants Sud et Est : avec les abrupts de vallée glaciaire en Auge.
Au second plan : l'Horn du Pic d'Anie avec les cirques glaciaires à l'origine des vallées glaciaires.



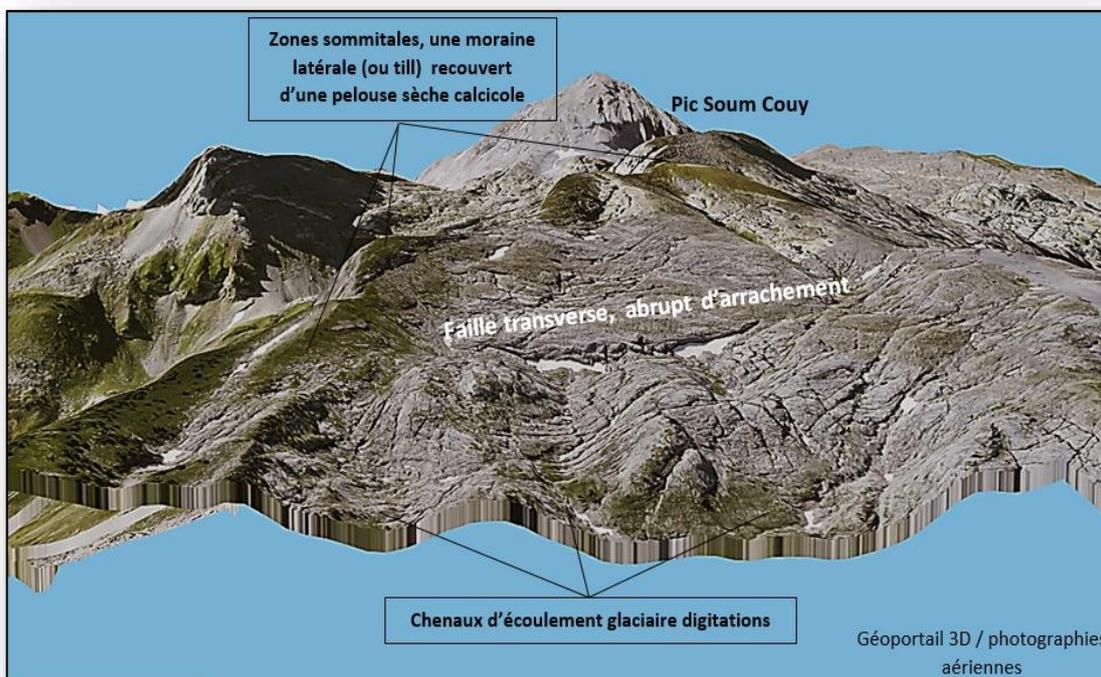
Au premier plan, des tillites formées de matériaux découpés et broyés par les glaciers qui correspondent aux débris d'ablations rocheuses.
Au bas de l'abrupt des éboulis tombés des parois

Le lapiaz sommital du versant Nord entre la ligne de crête du Pic Soum Couy et de la vallée suspendue de la cabane Camplong

La zone sommitale du versant Nord du Soum Couy est formée de dalles lapiazées nues (supra forestière) marquées par des traces exokarstiques de carbonatation. En effet les dalles lapiazées du calcaire dur sont sillonnées de nombreuses rigoles parallèles de ruissèlement et de dissolution

entrecoupées par des fissures et crevasses de tailles variables. Les dalles calcaires inclinées vers le Nord, Nord-Ouest suivent globalement le pendage des calcaires des cañons.

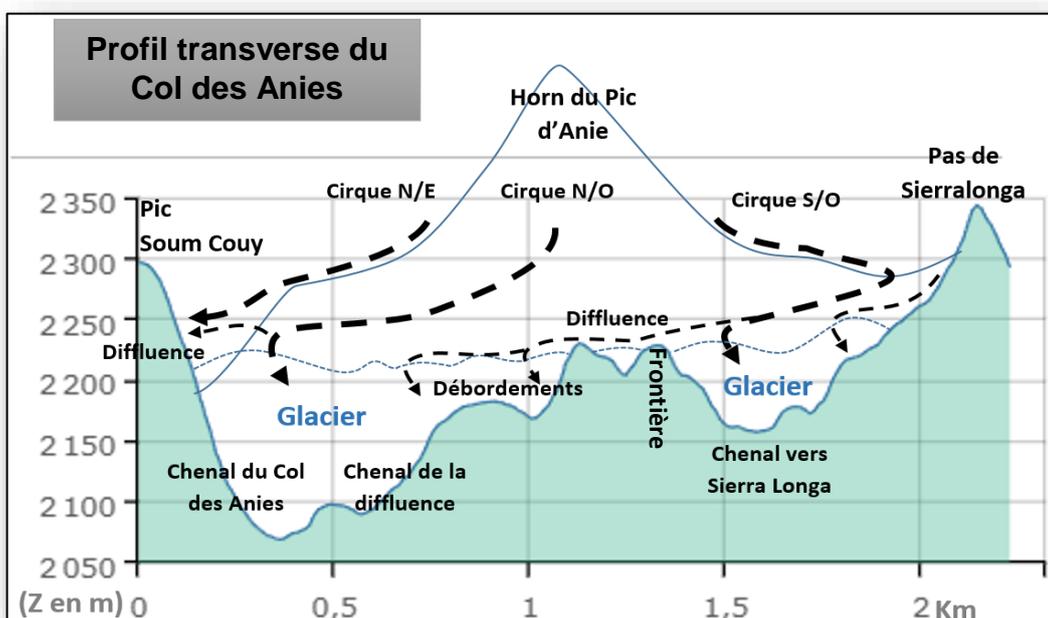
La zone lapiazée est également modelée par des chenaux d'écoulement glaciaires venant d'un ancien cirque glaciaire adossé à la pente. Ces chenaux descendent vers la vallée suspendue de Camplong. L'ablation glaciaire a également parfois formé des abrupts d'arrachement au niveau de failles transverses à la pente. Les abrupts d'arrachement transverses à la pente et les chenaux d'écoulement glaciaires (cf. photographie aérienne 3D ci-dessus) correspondent à une surface glaciaire dont les striations et le polissage glaciaire sont détériorés par la carbonatation.



Les chenaux résultent de digitations du cirque sommital du versant Nord du pic Soum Couy. Consécutivement, ces chenaux peuvent être le siège d'écoulement d'eaux de fonte des réseaux de bédrières (torrent glaciaire de surface), et de moulins (gouffre glaciaire), se frayant un passage sous la glace au contact du substrat rocheux, formant de cette façon, une vallée tunnel sous-glaciaires.

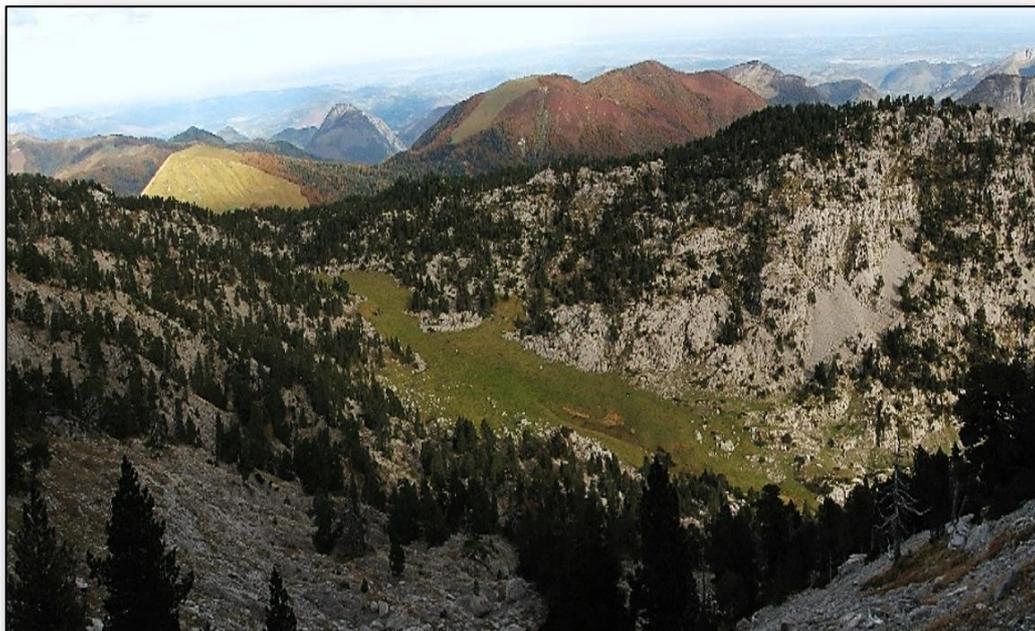
A l'Ouest du flanc du Pic Soum Couy, malgré les abrupts d'arrachement transverses à la pente les chenaux d'écoulement glaciaires descendent jusqu'à l'Arre Soum Couy.

Le versant Sud/Ouest du Soum Couy descend abruptement vers le col des Anies et l'Arre d'Anies. Le profil en auge du col est moins pentu en direction de la zone frontalière. Ce profil correspond au glacier qui s'épanchait des cirques de l'Horn du Pic d'Anie (cf. schéma ci-après ; Abrupt versant Soum Couy et débordement de diffluences vers la frontière).



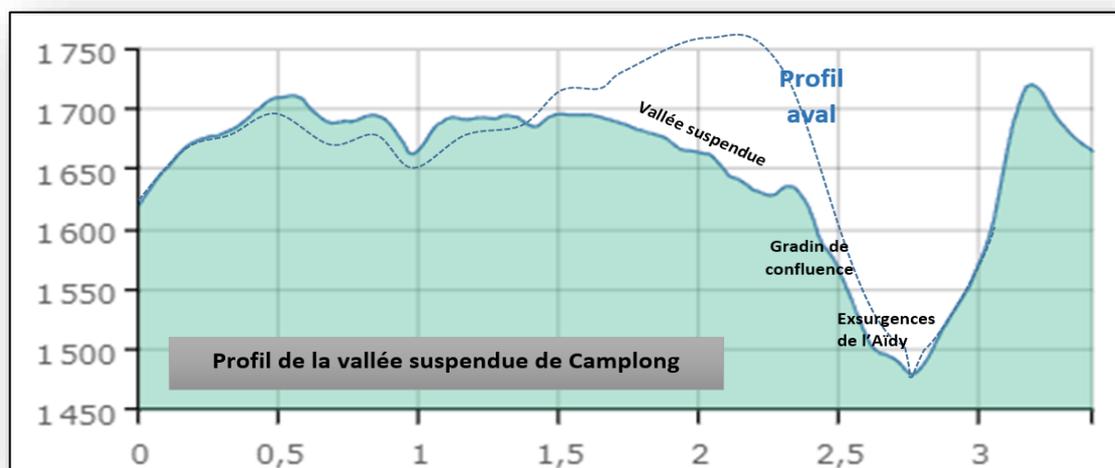
La zone de pelouses calcicoles de la vallée suspendue de la cabane Camplong et le couvert arboricole épars environnant (karst semi-forestier)

La vallée suspendue la cabane Camplong est caractérisée par un gradin de confluence au niveau de sa jonction avec l'ancienne vallée glaciaire surcreusée par le cañon de l'Aïdy.



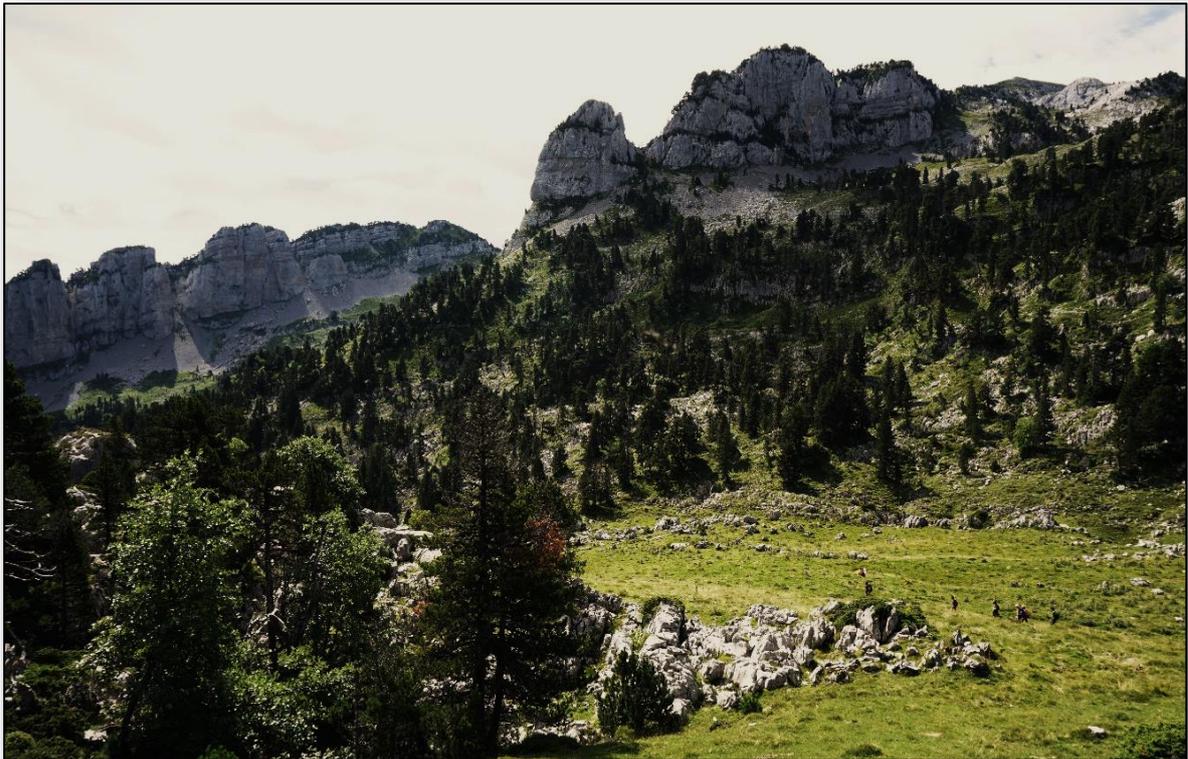
La vallée suspendue de Camplong depuis le pas de l'Osque

La dénivellation du gradin de confluence est d'environ 150m. Elle est souvent, dépendante de la surface de la vallée suspendue qui est d'un peu plus d'1Km de long. Généralement, plus cette surface est faible, plus la dénivellation du gradin de confluence est grande. La hauteur de confluence donne aussi une estimation de la proportion de grandeur entre les deux glaciers.



Les couverts arboricoles épars bordant la vallée suspendue correspondent aux zones intermédiaires (semi forestière) entre les zones d'une part lapiazées nue d'altitude (supra forestière) et d'autre part de forêt humide ou de pelouses. Il s'agit fréquemment de résineux qui peuvent avoir un accommodat racinaire particulier et des profils rabougris dû à la raréfaction du sol et à l'exposition aux intempéries. Le creux du vallon suspendu de Camplong est recouvert d'une pelouse calcicole se développant sur des tills de fond compacté par la masse de glace. Le till de fond se distingue du till d'ablation qui lui n'est pas compacté et dont la matrice a perdu plus ou moins ses éléments fins par le lessivage des eaux de ruissèlement. Sa matrice (moins présente) est donc composée essentiellement de sable ;

ce qui la rend moins cohésive. La vallée est parcourue par un talweg avec des pertes diffuses qui pourraient alimenter les exurgences de l'Aïdy en contre-bas du gradin de confluence de Camplong.



Laval de la vallée suspendue de Camplong. Au creux les tills de fond, en bordure des tills d'ablation (blocs avec moins de matrice).
En arrière-plan : le Rocher de l'Osque et les Tourelles entrecoupées de couloirs de failles

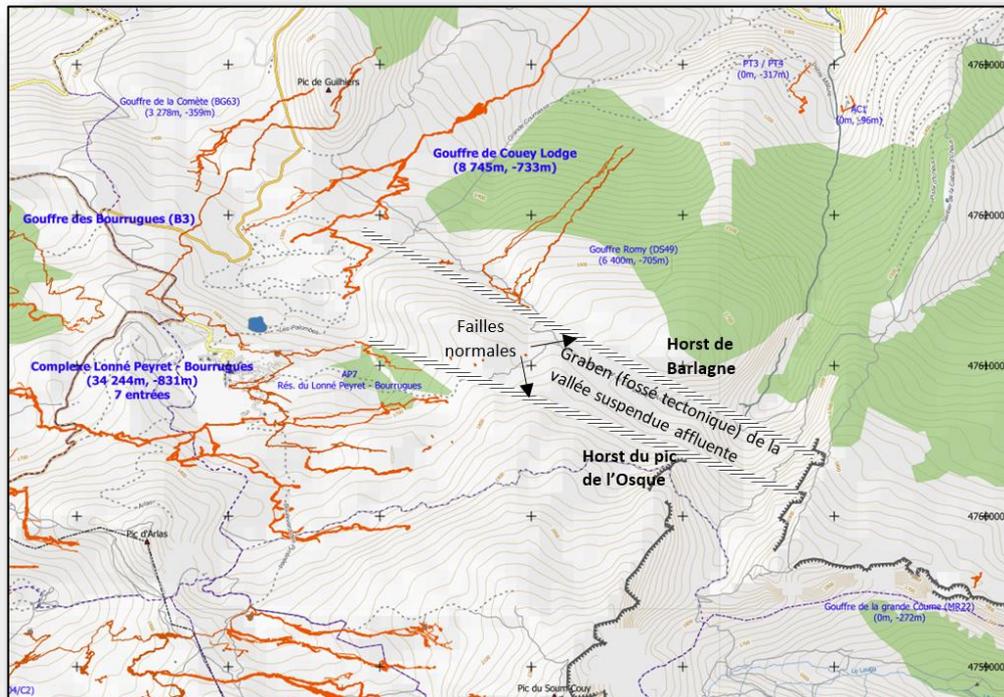


Photo. Thomas FRACZEK

Arbres rabougris exposés aux intempéries

Le contexte structural de la vallée affluente suspendue de Camplong

Le horst aval de la crête de la prairie de Barlagne est bordé au Sud par une faille que l'on peut observer sur la falaise des Orgues. A l'Est, elle influence le réseau de fracturation du karst d'introduction du Romy et semble se poursuivre jusqu'à l'amont du gouffre de Couey Lodge. Cette zone de fracturation pourrait être à l'origine du drainage des exurgences de l'Aïdy, située en contrebas du gradin de confluence de Camplong. Le horst du Pic de l'Osque est également bordé par un réseau de failles normales que l'on remarque également sur la falaise des Orgues. Par ailleurs, ce réseau de failles normales se prolonge jusqu'à l'amont de l'AP7 (cf. extrait de plan ci-dessous).

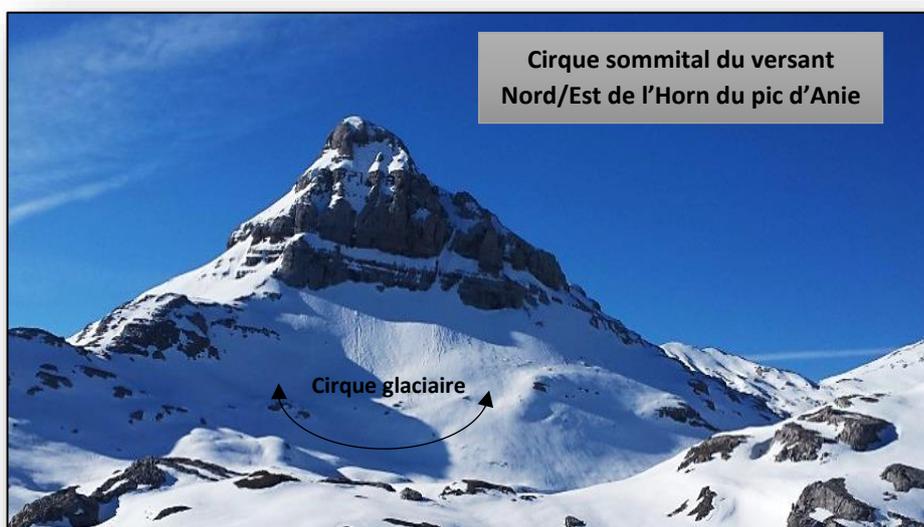


Mouvements distensifs et failles ayant favorisé la formation de la vallée suspendue de Camplong

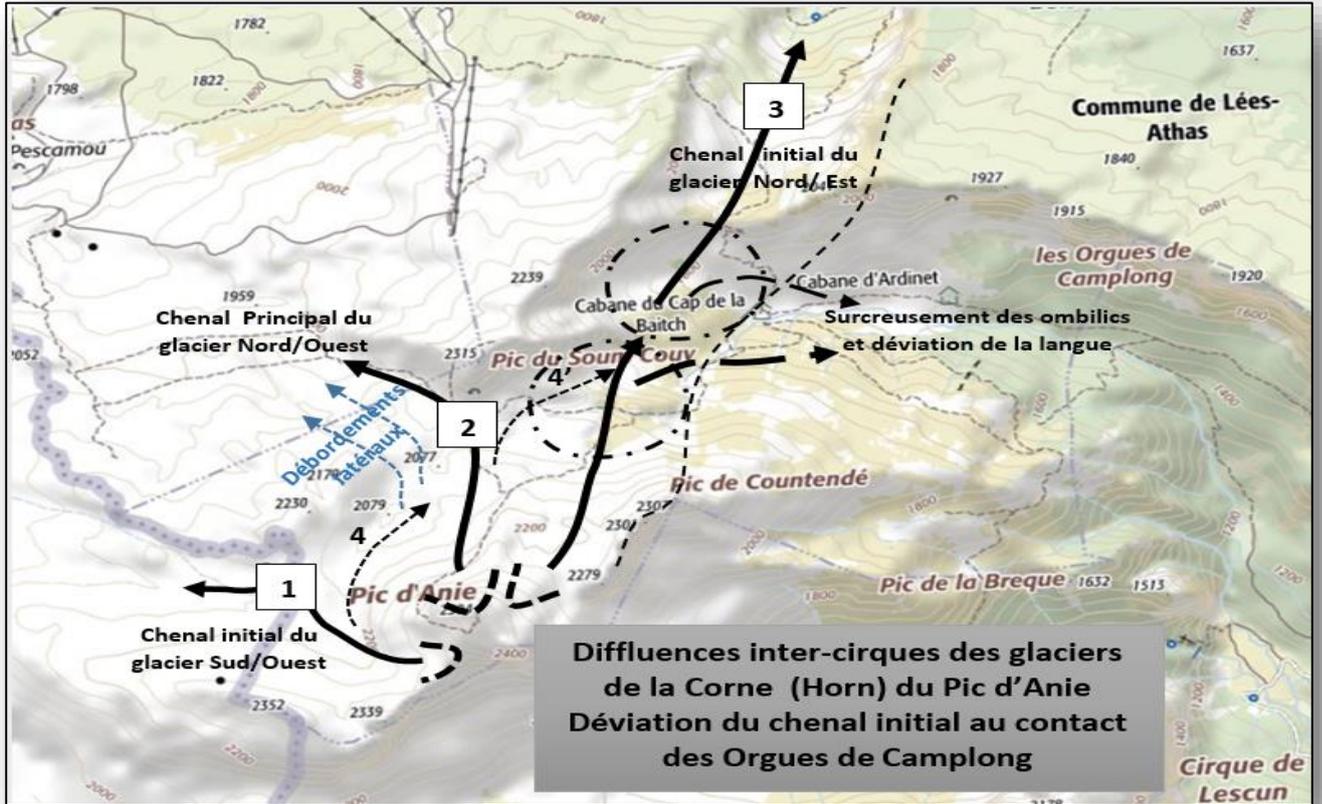
Le graben est incliné et se resserre vers l'Est en direction du gradin de confluence ce qui pourrait indiquer que le graben s'est affaissé plus vers l'Est. L'ablation glaciaire et la masse du glacier suspendu pourraient avoir également participées à accentuer la pente.

L'Horn du Pic d'Anie et la vallée glaciaire en amont du verrou Sen Houns

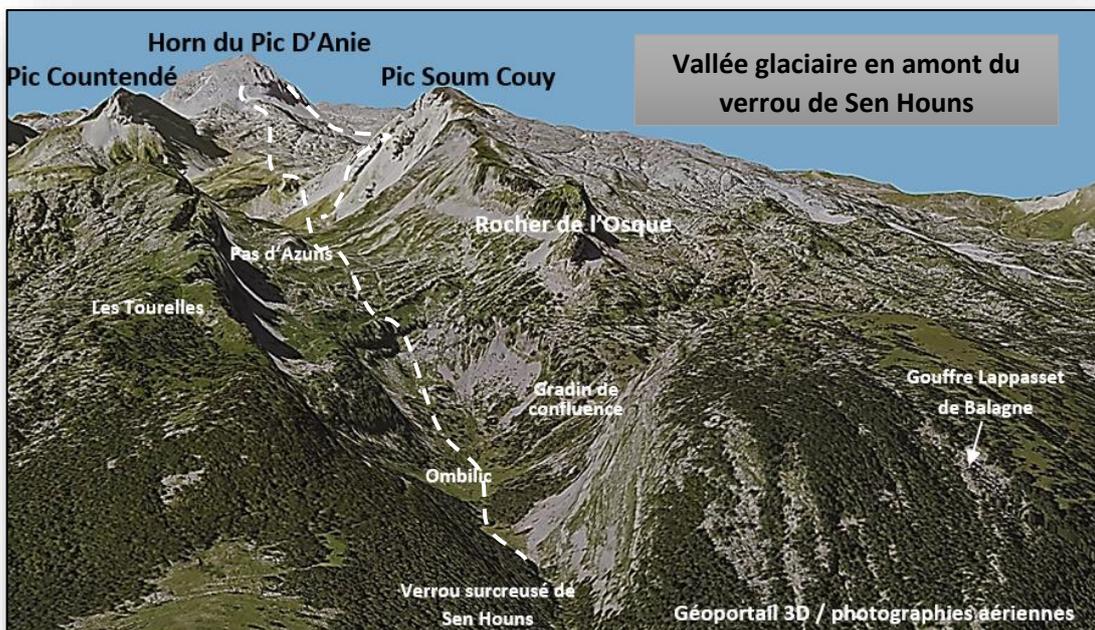
Le pic d'Anie a le profil d'un Horn (Corne), aux versants abrupts, résultant de l'action de cirques glaciaires ayant érodé ses quatre versants culminants. Sous l'effet du tassement des couches de neige accumulées sur les pentes du Pic d'Anie, se sont formés des cirques glaciaires sommitaux.



Puis la neige s'est écrasée sous sa propre masse et a expulsé progressivement l'air qu'elle contient en se transformant en glace. Au fur et à mesure, les glaces sont descendues et ont creusé des vallées glaciaires caractérisées par une forme transversale en auge et un profil longitudinal présentant des ombilics qui sont des reprises de pentes concaves séparées par les resserrments en verrous.



Sur l'extrait de carte ci-dessous, on remarque que la langue glaciaire du cirque Sud/Ouest (1) forme une difffluence en jonctionnant en partie avec la langue glaciaire du cirque Nord/Ouest (2) ; en creusant le glacier profond (4). Le cirque glaciaire (2) a également généré une difffluence en déviant en partie vers le Nord/Est (4') en contre-bas du Pic du Soum Couy puis en direction du Pas d'Azuns (3). C'est le pendage et les fractures transverses à l'écoulement qui a favorisé ces déviations et le creusement du glacier profond. C'est donc les creusements profonds (4,4' difffluences profondes inter-cirques) qui ont surchargé le glacier Nord et entraîné le surcreusement des ombilics en contre bas du Pas d'Azuns et du Pic Soum Couy ainsi que la difffluence vers l'Est de la langue glaciaire ce qui a favorisé l'écoulement au contact des Orgues de Camplong. Le creusement de l'ombilic en contre-bas du flanc Sud du Pic Soum Couy jusqu'au substratum Paléozoïque a désamorçé la langue glaciaire en aval du pas d'Azuns. Les traces de cette langue glaciaire se retrouvent jusqu'au verrou de Sen Houns ; un peu en Amont du gradin de confluence de la vallée suspendue de Camplong. A noter que les effets de la déviation ont moins isolé les glaciers (1) et (2).



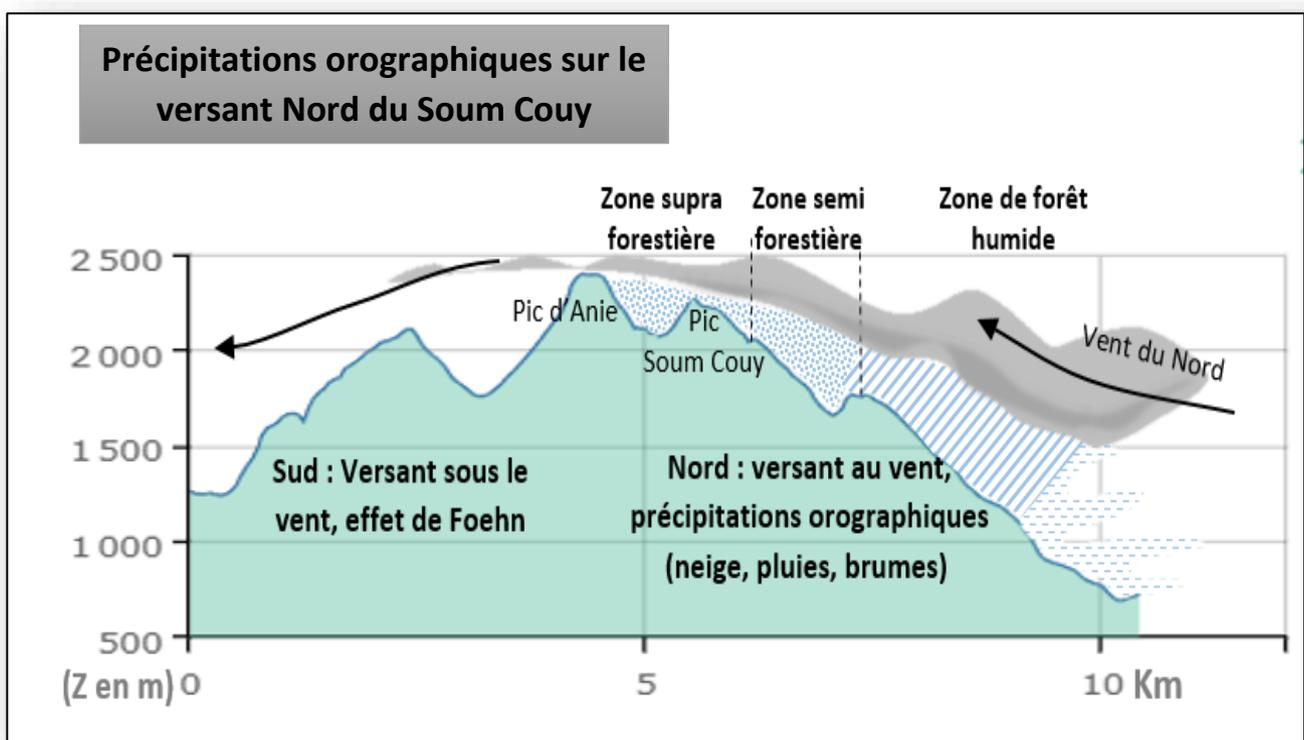
5) Les influences de l'épanchement glaciaire du col des Anies

Comprenant :

- les précipitations orographiques et la forêt humide du karst chaotique du Braca de Barlagne, du ravin du bois de Mailhné et de la forêt d'Issaux,
- les crêtes du Cournaou et du Pic Guilhers ayant l'aspect de Dremlins,
- Les Talwegs convergents du Braca de Barlagne (plan d'épandage morainique fluvio-glaciaire), le ravin de Sapping et la zone d'accumulation de blocs au bas du ravin,
- L'épanchement glaciaire des Arres d'Anie, ses confluences et ses diffluences,
- L'Horn du Pic d'Arlas, ses cirques Ouest et leurs influences sur l'épanchement glaciaire venant de l'Horn du Pic d'Anie,
- la zone bosselée (moutonnée) de l'Arre Soum Couy et de l'Arre Planère ; en Amont des talwegs convergents et du front de la dernière zone pléniglaciaire du versant,
- le cañon de l'Aïdy, un cañon dit en fente(ou trait de scie).

Les précipitations orographiques et la forêt humide du karst chaotique du Braca de Barlagne, du ravin du bois de Mailhné et de la forêt d'Issaux

Cette zone est recouverte d'une forêt humide recevant des précipitations abondantes provenant des nébulosités poussées par les vents du Nord qui s'engouffrent dans la vallée du Gave d'Issaux et qui subissent un soulèvement orographique consécutif au déplacement de l'air qui rencontre l'obstacle du relief qui les pousse à s'élever. En remontant le versant au vent des pentes Nord du Soum Couy, les nébulosités prennent de l'altitude et sont soumises à une détente consécutive à la diminution de pression et à l'abaissement de température. Ainsi lorsque l'humidité de l'air dépasse le point de rosé, il se produit une sursaturation de l'air qui a pour effet de produire des précipitations sous forme de brumes, pluies ou neige. Une fois le sommet franchi, au-dessus du versant descendant (versant sous le vent), l'air s'assèche en subissant une compression et un réchauffement selon la part d'humidité perdue sur le versant montant. C'est sur le versant descendant que se produit l'effet de Foehn ; nom donné à un vent fort, sec et chaud.



Dans cette zone de précipitations et d'humidité abondantes, s'est donc développée une forêt dite ombrophile (humide) couvrant les roches lapiazées d'une forêt mixte (conifères et feuillus) recouverte d'épiphytes qui sont des mousses, champignons, lichens poussant directement sur la roche ou d'autres végétaux.



Les arbres ont souvent un accommodat particulier en développant un régime racinaire important filant hors-sol sur la roche lapiazée provoquant une rupture adaptative par manque de sol. Cet accommodat non héréditaire se produit lorsque l'arbre est soumis à un environnement particulier, différents de ceux de son milieu habituel.

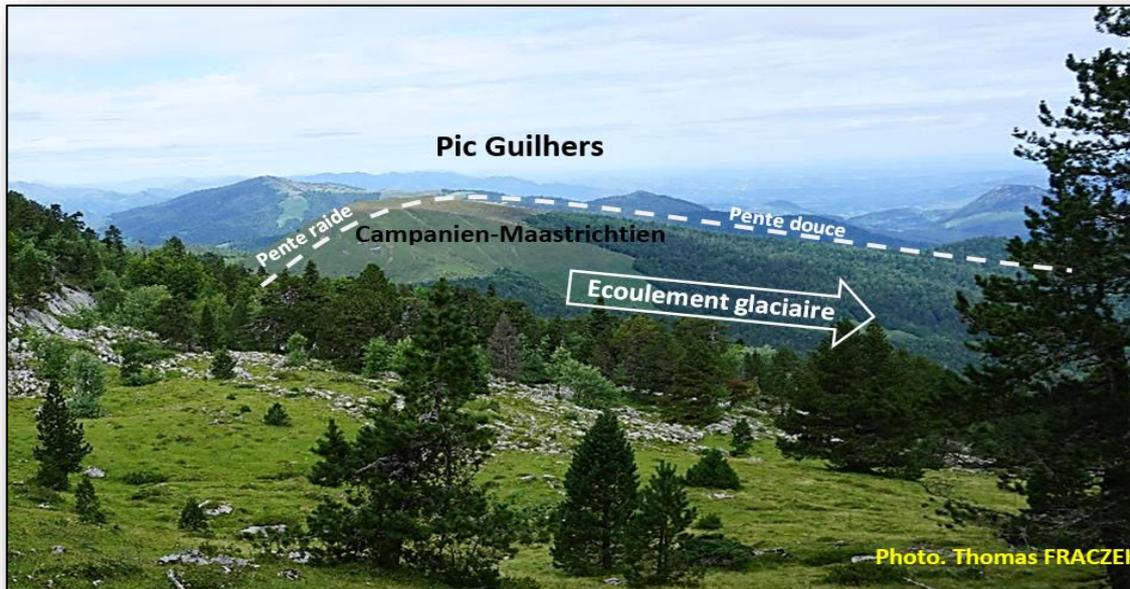
La partie haute de la forêt humide du Braca de Barlagne se développe sur une surface lapiazée chaotique qui est marquée par des traces de ravinements convergents vers le ravin Grande Coumasse lequel rejoint à son tour, le cañon de l'Aïdy en contre-bas du pont de l'Arpet. Les arbres d'accommodat racinaire peuvent à la fois morceler et maintenir la roche fracturée. Cette corrélation paradoxale accentue l'effet de chaos et modifie les lignes de talwegs. La karstification postglaciaire a également renforcé l'aspect chaotique du karst de surface.



Ce type de relief chaotique résulte de ruissellements sur un pergélisol ayant dégelé superficiellement suite aux périodes de gel. Les ruissellements forment des ravinements qui entraînent le démantèlement des couches superficielles et l'éparpillement des éléments démantelés par les glaciers sur une zone d'épandage fluvio-glaciaire. Puis les ravines en se canalisant en contre-bas, creusent le ravin de Sapping (grande Coumasse) au niveau du bois Mailhné et jusqu'à sa confluence à l'Aïdy. Mais pour former un ravin d'une telle importance, il faut des événements de débâcles postglaciaires.

Les crêtes de Barlagne et du Pic Guilhers ayant l'aspect de Dremlins

Le karst chaotique de la forêt humide du bois de Mailhné est bordé par des crêtes allongées couvertes de pelouses de pâturage couvrant une zone argileuse. La crête du Pic de Guilhers a un aspect de drumlin ; de forme allongée dont sa largeur est nettement moindre que sa longueur. Sa morphologie est plus ou moins altérée par l'érosion et le ruissèlement météorique. De plus, selon la carte géologique, des dépôts morainiques sont visibles au niveau du pont du Gouat ce qui corrobore l'ablation d'un glacier d'extension pléniglaciaire ancienne (cf. 1) page 3). Les parties sommitales du pic de Guilhers et des prairies de Balagne sont constituées de Flyschs et de calcschistes du Campanien-Maastrichtien surmontées parfois de turbidites. La couverture sédimentaire a été soumise à une intense altération, donnant naissance à des dépôts d'argile rouge formant une couverture imperméable

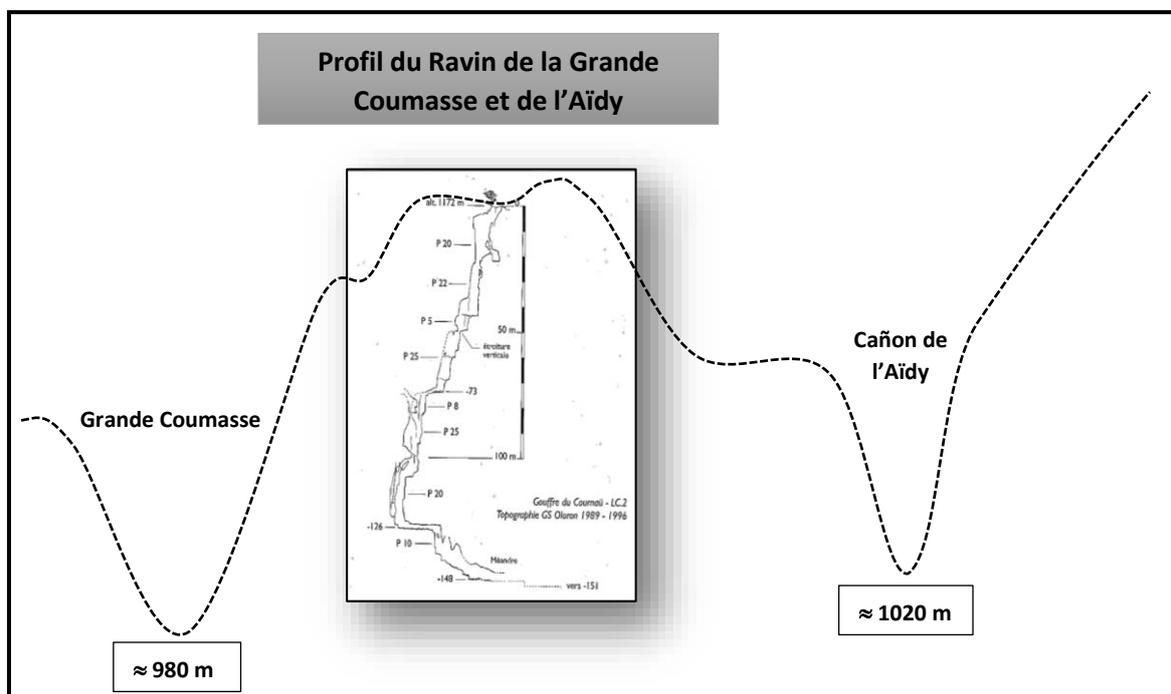


Au premier plan, le versant occidental du Barlagne.

En contre-bas, la zone du karst chaotique de la forêt humide du bois de Mailhné.

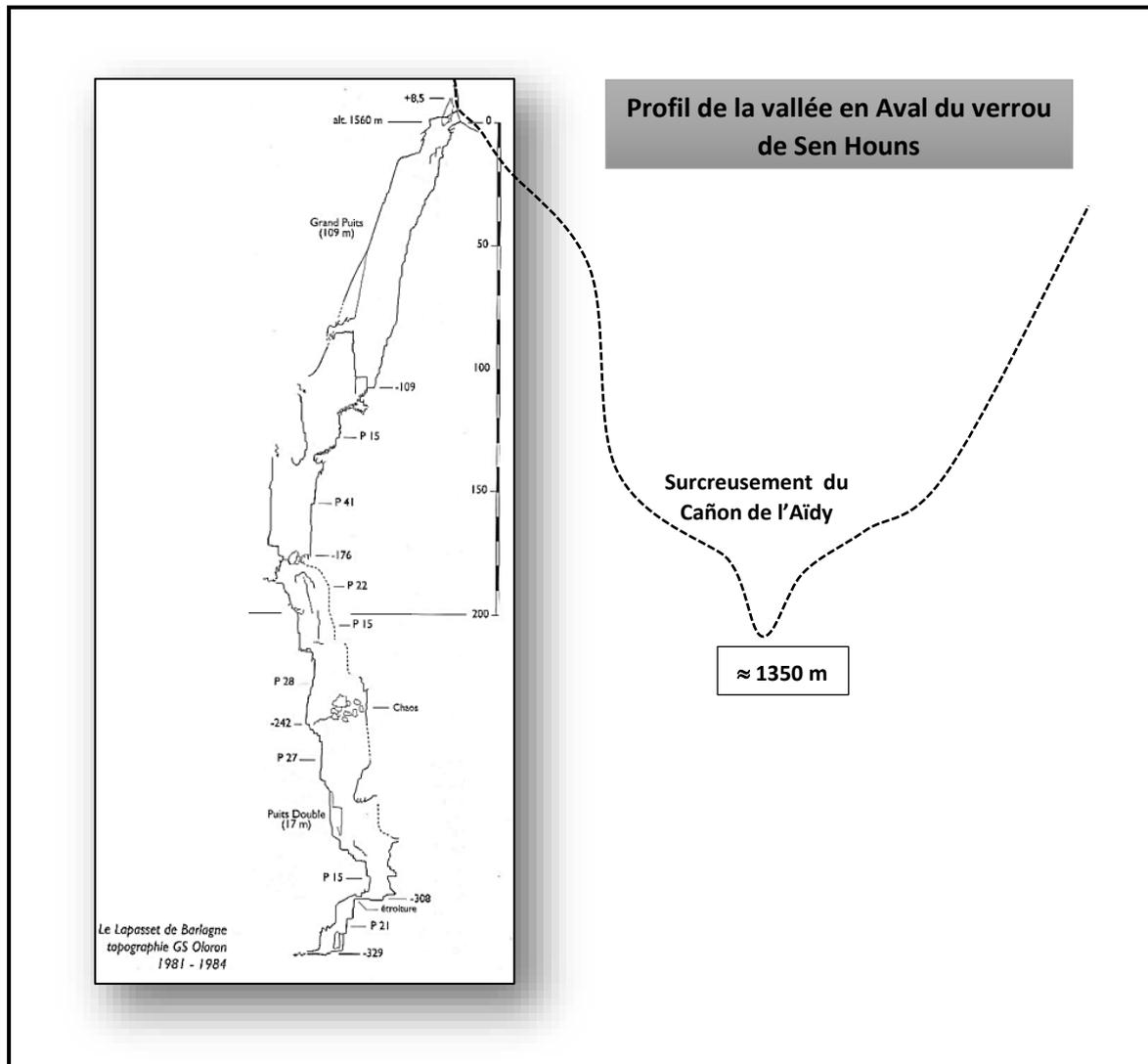
Au second plan, le Pic Guilhers en forme de Drumlin ; bosse en dos de baleine. Le versant en pente douce indique la direction de l'écoulement pléniglaciaire ancien dont la vallée a été altérée par les ravinelements de l'épandage fluvio-glaciaire

En contre bas de la Prairie de Balagne, un talweg formé sur des argiles se perd dans le gouffre de Cournaï (LC2), sa position est proche de la zone terminale du Romy. Hélas, on ne connaît pas les effets du ravin de Sapping sur le karst environnant.



Sur le versant Est, en haut de la prairie de Balagne, s'ouvre le gouffre Lapasset de Balagne au bas d'une petite falaise. Il pourrait également s'être formé à partir des eaux de ruissèlement sur l'argile ; mais aucun ruissèlement de surface n'est visible. L'hypothèse d'une karstogenèse à partir d'un karst d'introduction en bordure de glacier lequel aurait été alimenté initialement par des bédrières (des torrents glaciaires de surface), pourrait être envisagée.

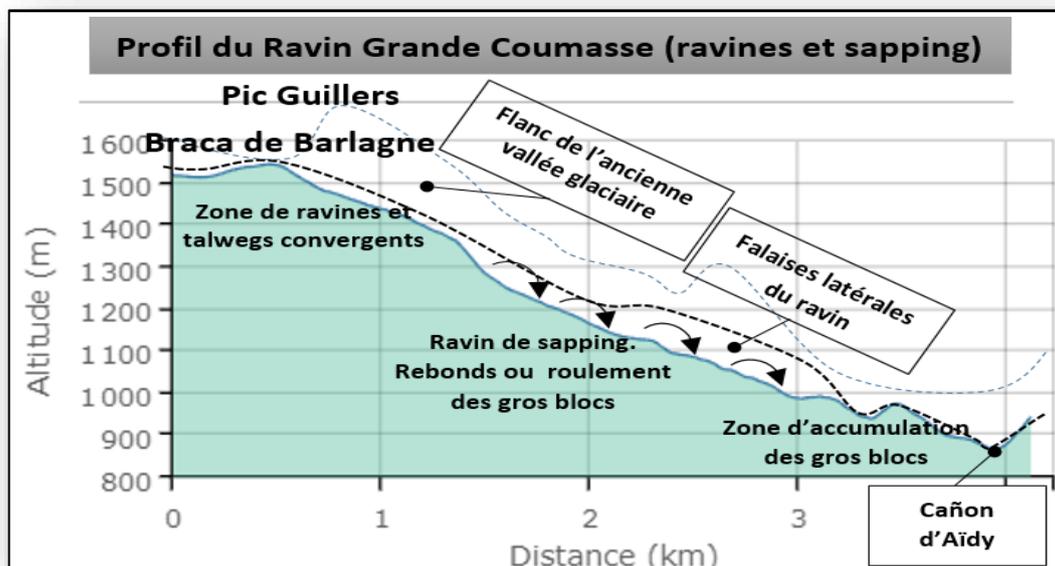
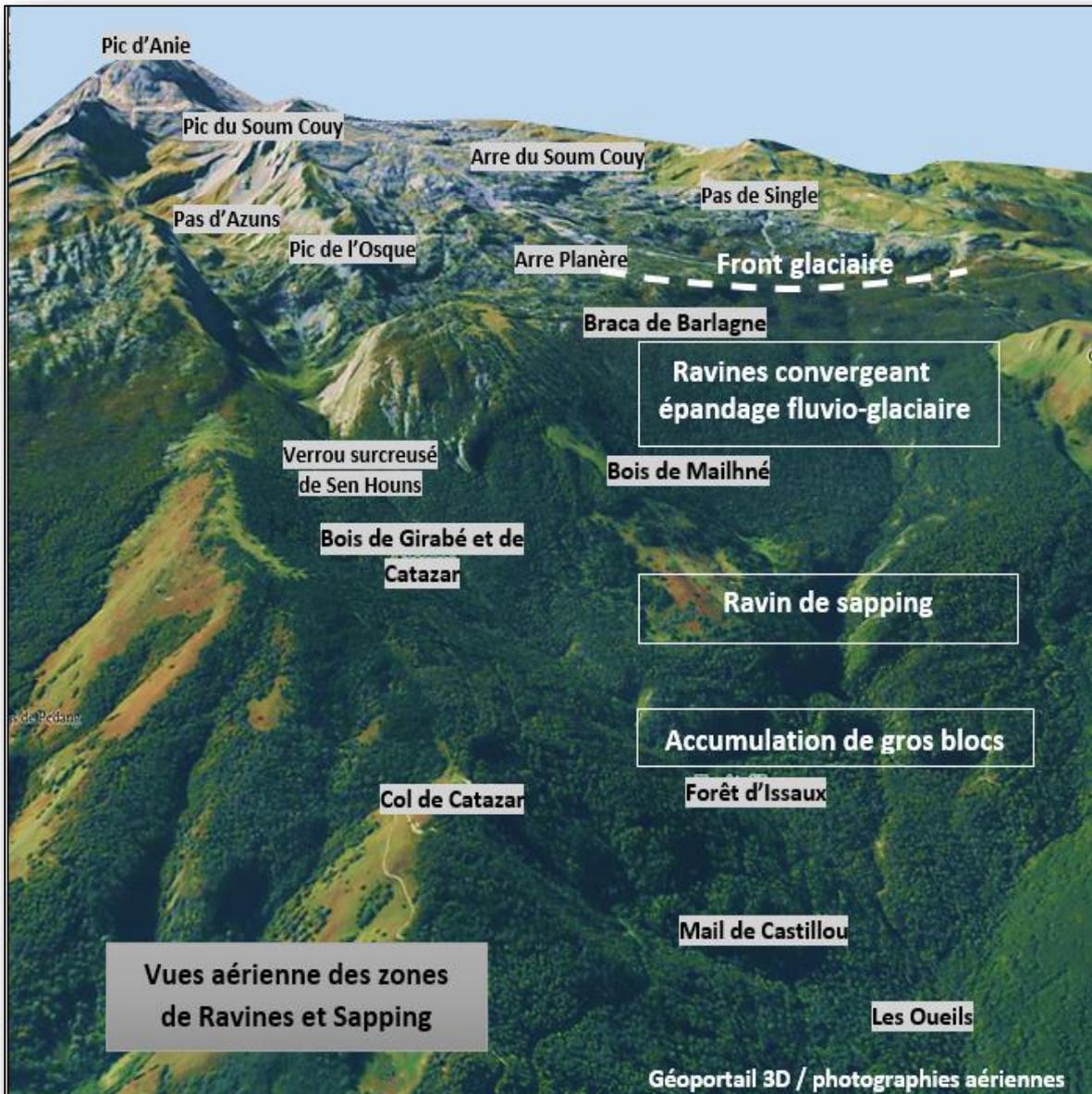
Au niveau du Braca de Barlagne, l'ensemble des écoulements d'eau du front glaciaire (limite basse du dernier glacier) sur une zone d'épandage morainique fluvioglaciaire produit des ravinements et des érosions qui entraînent la disparition du pergélisol morainique durant les périodes de réchauffement.



Les Talwegs convergents du Braca de Barlagne (plan d'épandage morainique fluvioglaciaire), le ravin de Sapping et la zone d'accumulation de blocs au bas du ravin

En amont de la zone d'épandage débute de la dernière avancée du front glaciaire. Lors du recul du front glaciaire, des lacs périglaciaires ou proglaciaires peuvent être endigués par les anciennes moraines frontales. Des débordements du lac provoquent la rupture des digues morainiques, vidangent brutalement le lac et déclenchent en contrebas des débâcles particulièrement puissante et dévastatrice. Le débordement brutal du lac périglaciaire est consécutif à l'effondrement de la falaise de glace ou des amas de blocs du front de glacier. De plus lors du recul, il peut également se produire des mouvements de surges du glacier ou des crues de vidanges de rétentions intra glaciaire (poche d'eau dans ou sous le glacier), et supraglaciaire (eau à la surface d'un glacier). Parallèlement au ruissèlement de la zone d'épandage, l'action des précipitations météoriques provoque des ruissèlements sur les flancs latéraux imperméables de Guillers et Balagne s'ajoutent aux écoulements des épandages fluvioglaciaires. De telle sorte que la conjonction des épandages

fluvio-glaciaires, des ruissellements latéraux et des événements de débâcles glaciaires, affaiblissent les structures rocheuses par érosion de pied de falaise (Sapping) ce qui se traduit par des effondrements importants façonnant un ravin de grande taille (la Grande Coumasse de plusieurs centaines mètres de larges et de profondeurs) bordé de falaises dégradées.

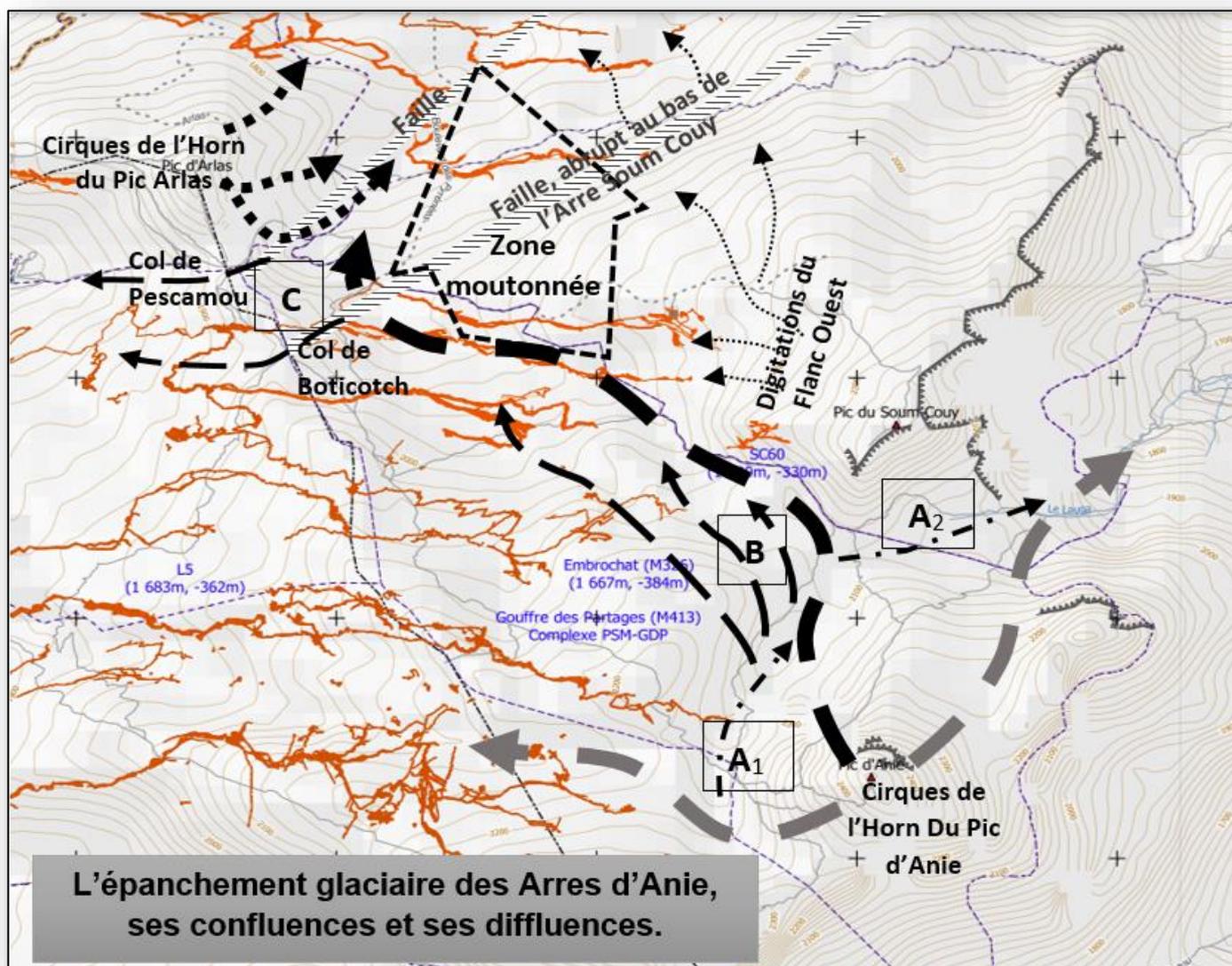


Les blocs d'effondrement de Sapping ont aussi été emportés par la débâcle glaciaire. Ils ont roulés et se sont accumulés en contre-bas du ravin (cf schéma ci-dessus : profil du ravin de la Grande Coumasse). les ruissèlements des flancs latéraux déposeront par la suite des colluvions au bas des falaises.

L'épanchement glaciaire des Arres d'Anie, ses confluences et ses diffuences.

Les formes léguées par le glacier fournissent des indications intéressantes. Ainsi le chenal glaciaire principal, à la sortie du col des Anies montre un continuum glaciaire en direction de l'Arre de bas mais en laissant des traces d'épachement hétéroclites.

A la sortie de diffuences profonde (A₁) (cf page 11 et schéma ci-après), et du cirque Nord de l'Horn du Pic d'Anie, au contact versant Sud du Soum Couy une partie du chenal glaciaire (A₂) diverge vers l'Est alors que l'autre diffuence profonde diverge vers l'Ouest pour former le chenal du col des Anies. A la faveur du coude formé par le chenal du col des Anies, une partie des glaces (A₁) débordent et se répandent au niveau des Arres d'Anie (B) pour revenir sur le chenal principal.



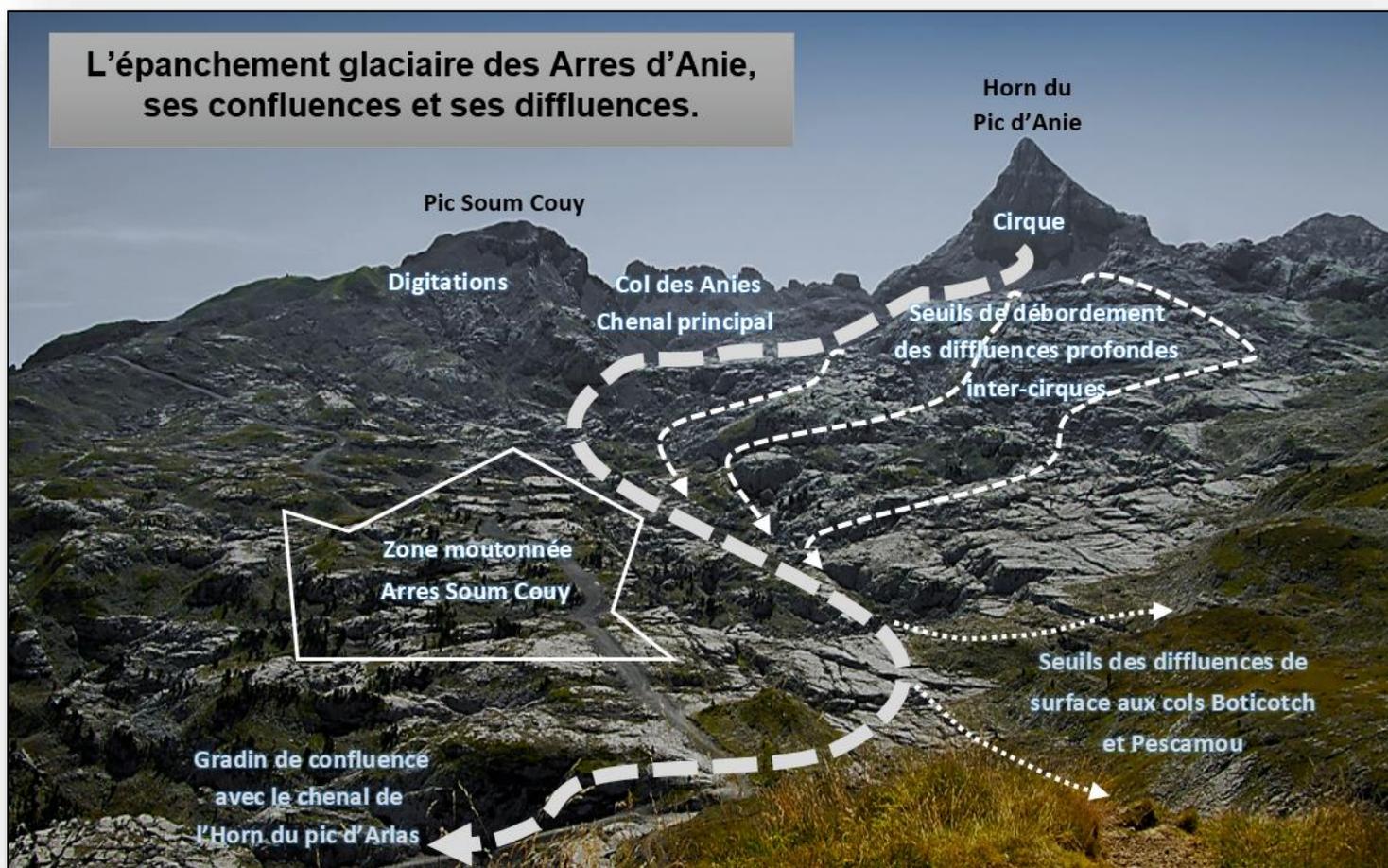
Puis en descendant, au contact du glacier en provenance du cirque Sud de l'Horn d'Arlas, le chenal principal bifurque vers le Nord /Est en longeant l'abrupt d'arrachement influencé par une faille en contre bas de l'Arre Soum Couy. Cette faille traverse en amont l'épanchement glaciaire en direction du col d Boticotch. L'épanchement après avoir viré, suit donc une direction Nord /Est enserrée entre cet abrupt d'arrachement (faille du col Boticotch) déversoir de l'épanchement glaciaire de la zone moutonnée de l'Arre Soum Couy et un chenal parallèle en provenance d'un cirque de l'Horne du Pic d'Arlas. Un autre chenal en provenance d'un cirque Nord de l'Horn d'Arlas les rejoint en Aval dans un écoulement parallèle. Ainsi ces trois chenaux après avoir traversé la zone bosselée de l'Arre Planère vont rejoindre un chenal transverse en direction de l'Arre de bas.

Pour leur part, les diffuences des cols de Pescamou et Boticotch (C) concernent des coulées glaciaires de surface ayant exercées leur débordement durant les avancées glaciaires. Le flux de

débordement était moins important que celui de l'épanchement glaciaire principal. Ces diffifluences vont donc gonfler épisodiquement le glacier sur l'autre versant en provenance du cirque Sud/Ouest de l'Horn d'Arlas.

Rappelons également que durant l'avancée du glacier, l'épanchement a également débordé sur la zone moutonnée de l'Arre du Soum Couy et de l'Arre Planère caractérisé par une surface bosselée. cette zone de l'Arre Planère dont le compartiment pourraient avoir basculé à partir de la faille normale de Boticotch sur un axe Nord/Est. Bien que les réseaux karstiques qui traversent cette ce secteur ne semblent pas affectés par cette faille de Boticotch. En effet, cette zone est traversé par le karst d'introduction des réseaux Lonné Peyret dont le karst profond est drainé vers l'Ouest en direction des cañons de la haute Soule.

Par contre, ce karst d'introduction durant les influences glaciaires était soumis à des précipitations météoriques ou des fontes de glace et était parcouru par des ruissèlements de surface. Le régime thermique des glaciers est l'un des facteurs des plus importants qui détermine le mouvement des glaciers, la déformation de la glace et ses systèmes de drainage. Surtout en période de recul, les glaciers sont polythermiques c'est-à-dire que dans un même glacier, il y a des zones qui restent éloignées de la température de fusion alors que d'autres s'en approchent et peuvent entrer dans la phase latente de changement d'état (phase liquide). La structure thermique particulièrement complexe et variable peut peser sur leur régime hydrologique dont les apports dominants en eaux viennent de la fonte des glaces. Ainsi des ruissèlements forment des bédrières (des torrents glaciaires de surface) rejoignant soit, un karst d'introduction en bordure rocheuse du glacier soit, alimentant des moulins (gouffres glaciaires) pouvant rejoindre le karst ou un réseau de galeries intra et sous-glaciaires. Au contact du substrat rocheux, s'ils ne rejoignent pas un réseau karstique, ils peuvent ressortir éventuellement au niveau du front glaciaire. Les glaciers peuvent aussi trépaner de karsts anciens. Le lien avec les glaciations a également été établi par des datations des remplissages et du spéléothèmes (3).



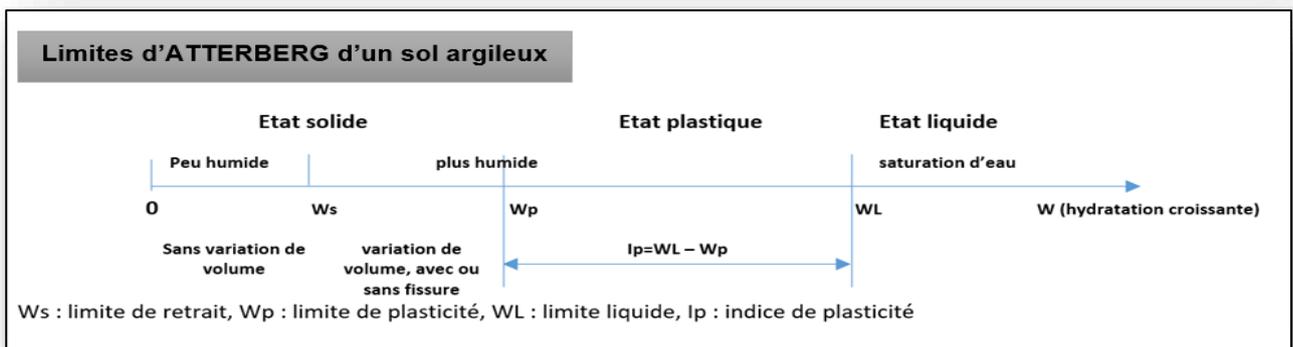
3) Chapitre XVI : Un exemple d'évolution complexe : les karstifications successives du Massif PSM - En complétant : un premier travail de synthèse publié dans le bulletin n°16 de l'ARSIP (1989) et dans les travaux n°18 de l'URA 903 du CNRS (cf. MAIRE, QUINIF, DOUAT, BAUER, 1989). Avec l'aide de l'ARSIP, Jacques BAUER, Michel DOUAT, Philippe PELLISSIER, Bruno NURISSO, Simon POMEL (lames minces) et surtout Yves QUINIF (datations U/Th).

L'Horn du Pic d'Arlas, ses cirques Ouest et leurs influences sur l'épandage glaciaire venant de l'Horn du pic d'Anie

Le glacier venant de l'Horn du pic d'Anie débouche par des gradins de confluence successifs donnant sur l'épandement descendant du cirque Est du Pic d'Arlas. Le gradin inférieur est dégradé et entaillé par des ruissèlements de reculs glaciaires locaux. Les gradins de confluence sont marqués par des abrupts qui s'amorcent au contact des failles que l'on retrouve aux cols de Boticotch et de Pescamou et qui filent vers : pour la première en contre-bas de l'Arre du Soum Couy et pour le seconde vers l'Arre Planère. La confluence des épandages élargit le glacier qui se déverse sur l'Arre Planère puis bifurque vers l'Ouest par un chenal transverse témoin du recul glaciaire en direction de l'Arre de Bas.



Les pentes du cirque sommital d'Arlas est couverte de tillites dont la matrice argilo-sableuse perd en partie sa cohésion sous l'action répétée des infiltrations d'eau, du gel et forme des coulées de solifluxion ou de gélifluxion (coulée de boue). La Coulée forme des loupes ou lobes qui sont des boulets en forme d'arc de cercle dont la matrice argilo-sableuse est rendue à l'état plastique extrême par l'eau ou mis en mouvement par des variations de volume par la sécheresse ou le froid. Ainsi ces glissements en s'accumulant en contre-bas, forment des colluvions de bas de pente. Les pentes sont couvertes de pelouses sèches parsemées de blocs laboueurs qui forment un sillon derrière eux et un bourrelet frontal. Ces blocs sont constitués de schistes gris bleuté correspondant au faciès des calcschistes de la couverture du Maestrichtien Campanien.



Sur le versant Sud en direction du col de Pescamou, la pelouse a laissé place à des éboulis et des affleurements de roche mère. Ces pierriers résultent des ruptures de cohésion de la matrice argilo-sableuse suite à une saturation d'eau ou un assèchement. Le pierrier a donc été évidé de sa matrice laissant les précipitations s'infiltrer dans les interstices des blocs et cailloux pour en ressortir au bas du pierrier plus ou moins rapidement selon leur perméabilité hydraulique du pierrier. Ainsi en contre-bas, des exurgences créent des rigoles sur un lit pierreux qui incisent les coulées de solifluxion et dégradent aussi le gradin de confluence.

La zone bosselée (moutonnée) l'Arre Soum Couy et de l'Arre Planère ; en Amont des talwegs convergents et du front de la dernière zone pléniglaciaire du versant

L'Arre du Soum Couy et la zone de l'Arre Planère sont marqués par une surface bosselée. Sur l'Arre Planère les bosses sont plus dégradées et les tills sont plus présents ce qui permet un peu plus de couvert d'arbres épars. La partie basse de l'Arre Planère est marquée par des chenaux qui des traces de digitations. L'Arre Planère a été dégradé par des chenaux de recul glaciaire.

Concernant le bossèlement, la glace qui recouvrait la zone a découpé une roche calcaire fortement fracturée ce qui a accentué des formes de surface préexistantes à savoir : fracturation transversalement de la roche compétente calcaire. Le processus d'érosion glaciaire de cette zone bosselée, dite moutonnée, correspond à une abrasion en amont de la bosse et un polissage arrondissant de la partie saillante. Sur le côté raide de la bosse, en aval, peuvent se déposer le démantèlement (délogement) de fragments rocheux irréguliers et déchiquetés (cf. schéma ci-dessous, de synthèse, roche moutonnée). Les débris rocheux qui s'accumulent en contre-bas du monticule se mélangent aux éléments fins (argile, sable) pour former des tillites. Si les tillites sont stables, elles peuvent être recouvertes de pelouses et de quelques arbres plus ou moins rabougris.

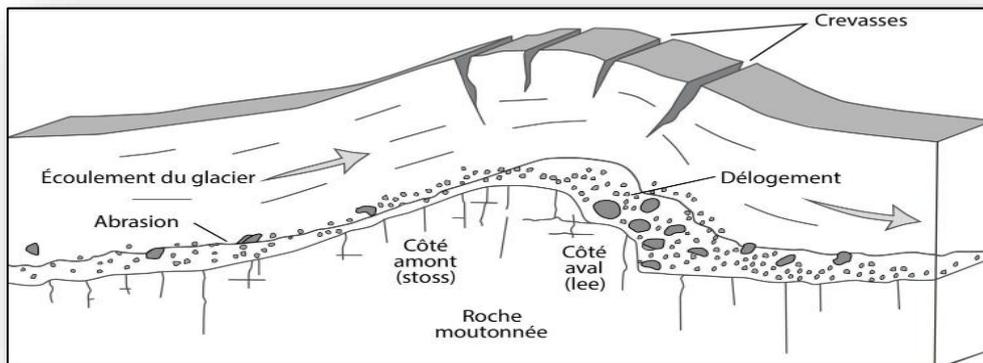
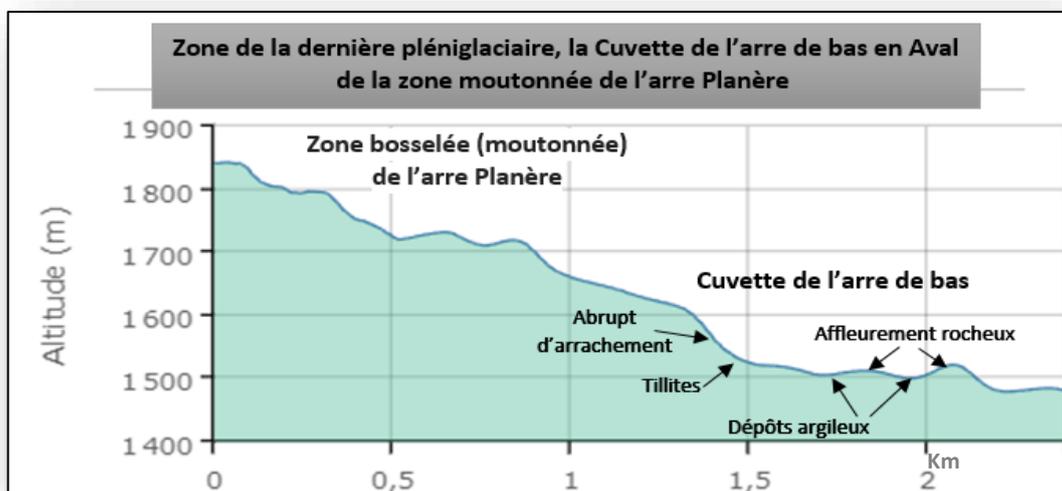
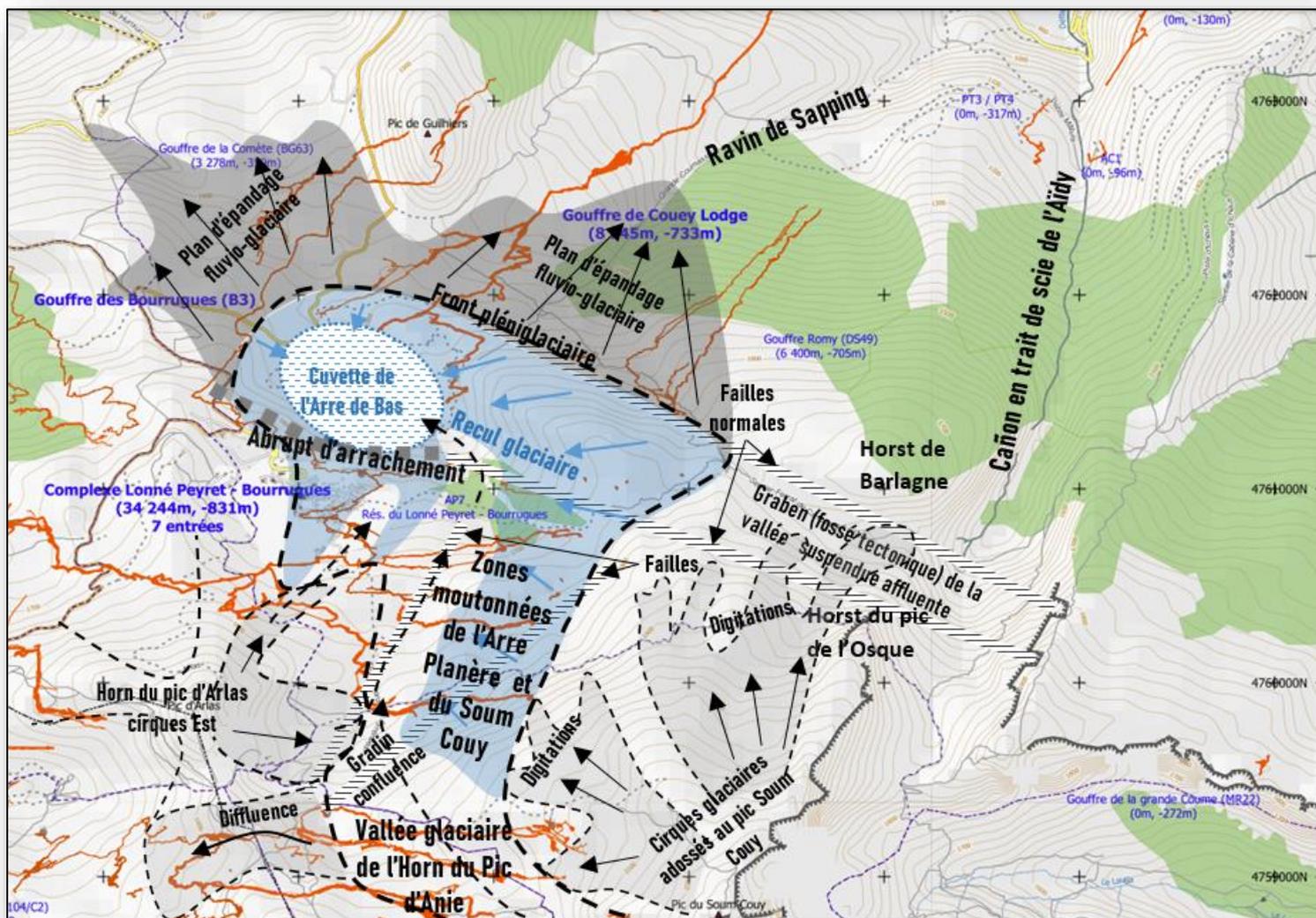


Schéma de synthèse, roche moutonnée. Quaternaire Québécois. Site du Ministère des Ressources naturelles et des Forêts

Les bosses sont allongées et suivent les fracturations de la roche. Elles sont perpendiculaires à la pente et subséquentement à la direction générale de l'écoulement de l'ancienne masse de glace. Dans cette zone, l'englacement s'élargissait et de ce fait perdait en épaisseur. Dans la partie basse de l'Arre Planère, les tillites sont plus présentes, il n'y a pas de trace importante de ravines ou d'écoulements anastomosés entre les bosses mais des chenaux qui convergent vers un chenal unique traverse en direction de l'Arre de Bas. Au cours du recul glaciaire, le glacier s'est donc déporté vers l'Arre de Bas.



Dans les zones moutonnées, la glace se serait accumulée tardivement dans les dépressions, créant des digitations. En formant parfois des argiles de décalcification ; si toutefois, elles n'ont pas été lessivées. Il s'agirait donc d'une zone de dégel postglaciaire de désenglacement lent, exposé au Nord et dans laquelle la neige a continué à se déposer dans les dépressions jusqu'à des durées tardivernales. De plus, même en période estivale l'albédo des parties enneigées plus claires produisait un flux lumineux de réflexion plus importante et de ce fait absorbait moins de chaleur.



Au débouché de la vallée glaciaire descendant de l'Horn du Pic d'Anie (cirque glaciaire Nord/ouest), le glacier s'élargi sur une zone moutonnée (l'Arre Planère et Soum Couy) et aux confluences des digitations du cirque Ouest du soum Couy et celles du cirque glaciaire de l'Horn du d'Arlas.

Un front pléni-glaciaire marque une limite entre la marge de recul proglaciaire et l'épandage fluvio-glaciaire. Dans la zone de marge glaciaire, le recul glaciaire déporte peu à peu le front vers l'Ouest conduisant à l'endiguement morainique d'un Lac proglaciaire dans la zone de l'Arre de Bas. Des débordements brutaux du lac périglaciaire consécutif à l'effondrement de la falaise de glace ou des amas de blocs du front de glacier génèrent des débordements brutaux pouvant entraîner la rupture des digues morainiques et vidanger le lac brutalement provoquant en contrebas des débâcles particulièrement puissantes et dévastatrices.

Ces débâcles affaiblissent les structures rocheuses en surface ce qui se traduit par des effondrements importants façonnant un ravin de grande taille (la Grande Coumasse de plusieurs centaines de mètres de larges et de profondeurs). La conjonction des ruissellements convergents, latéraux et des événements de débâcles glaciaires ont donc généré un Sapping qui est un processus dans lequel l'écoulement d'eau a érodé la base des escarpements rocheux et provoqué un affaiblissement et l'effondrement des parois rocheuses dont les falaises en sont les témoins.

Dans la partie basse de l'are Planère, les chenaux convergent vers un chenal unique transverse lequel forme des abrupts d'arrachement de plus en plus marqué vers l'Arre de Bas. Durant le recul glaciaire, la marge proglaciaire a donc suivi ce chenal en déportant son front vers l'Ouest en direction de la cuvette de l'Arre de Bas. De ce fait, l'épandage fluvio-glaciaire s'est concentré graduellement en contre bas de l'Arre de Bas.

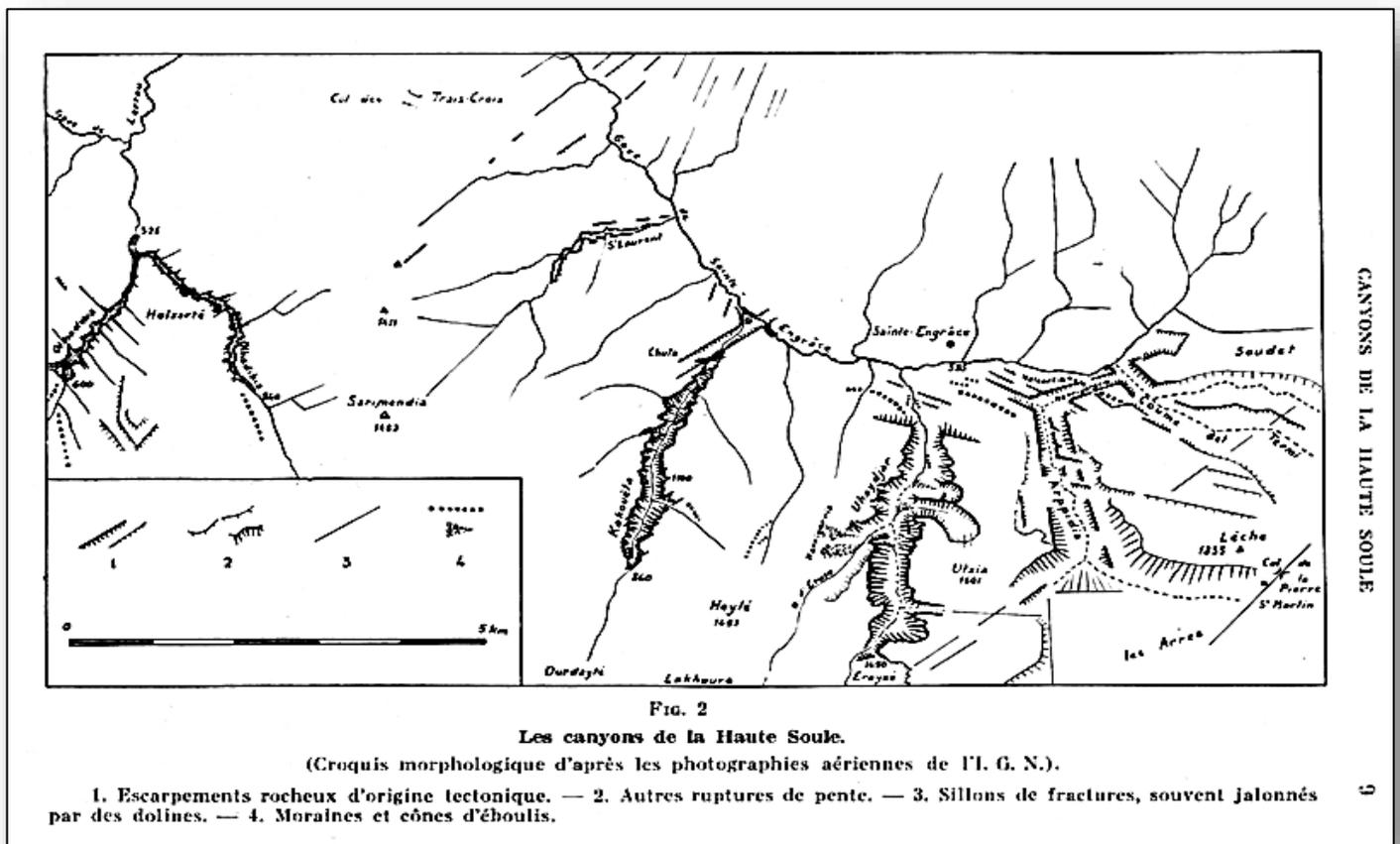
Les formations argileuses de décalcification présente à la cuvette de l'Arre de Bas, résultent probablement de stagnation d'eau. Le sol argileux subi une décarbonatation produisant la dissolution du carbonate de calcium ne laissant que les éléments non solubles constituant les minéraux argileux. Dans cette cuvette de l'Arre de Bas, les rétentions dans les cuvettes durant le (ou les) recul ont généré des écoulements vers les talwegs convergents (épandage fluvio-glaciaire) mais aussi vers le karst d'introduction du gouffre Couey Lodge.

Il y a une forte suspicion d'un lac périglaciaire mais dans cette cuvette aucune varve n'a été repérée. De telles traces renseigneraient sur le rythme de dépôts : des couches estivales claires car l'eau issue de la fonte du glacier charrie des sédiments détritiques et les couches hivernales sont sombres ; les silts et argiles décantant en eau stagnante. La stratigraphie de ces sédiments pourrait également renseigner sur les purges éventuelles du lac périglaciaire.

Le cañon de l'Aïdy, un cañon dit en fente (ou trait de scie)

Possiblement, en Amont du verrou de Sen Houns, l'ombilic devait être occupé par une rétention consécutive au recul glaciaire. Mais sans pour autant qu'il ne se produise de rupture brutale du verrou glaciaire et de vidange de la rétention d'eau ; entraînant une débâcle en contre-bas.

En effet, à partir du verrou de Sen Houns, les eaux en provenance des exurgences de l'Aïdy (au contact du substratum Paléozoïque et de la faille normale transverse de Camplong) ont surcroisée le verrou de Sen Houns puis l'ancienne vallée glaciaire en contre-bas. Ce cañon dit en fente (ou trait de scie) est beaucoup plus profond que large et il s'approfondit régulièrement jusqu'à sa confluence avec le ruisseau des Arrigaux pour former le gave d'Issaux. Le Cañon d'Aïdy est creusé dans les formations des calcaires des cañons. Les cañons sont d'ailleurs nombreux dans la région de la Haute Soules (Cf. *LES CANYONS DE LA HAUTE SOULE (Basses-Pyrénées) par Georges VEERS -1959*). Certains cañons sont le siège des résurgences du karst de restitution Ouest de la pierre Saint Martin.



Le Cañon d'Aïdy a de ce fait surcreusé une ancienne vallée glaciaire jusqu'aux séries magmatiques barrant le karst du calcaire des Cañons dans sa partie Nord. Au contact des séries magmatiques, le surcreusement de l'Aïdy a repoussé le karst barré jusqu'aux résurgences émissives des Oueils. Le surcreusement a également trépané le porche d'entrée de la grotte de l'Arpet. Cette grotte est un drain épinoyé collectant, dans sa partie basse, les eaux de perte partielle de l'Aïdy et dans sa partie haute, celles du Couey Lodge et des Bourrugues (B3); le traçage avec le Romy est en projet.

Il semblerait que le surcreusement ait également démantelé la connexion karstique entre les gouffres AC1, PT3, PT4 et la grotte de Castillou. Pourtant en période de crues, la grotte de Castillou monte en charge. Les traçages effectués dans la zone basse de la grotte ont montré une connexion avec le karst noyé des Oueils mais pas avec la pisciculture de Lées Athas.

6) Les Zones de karst du karst de restitution d'Issaux et les reculs successifs du karst barré

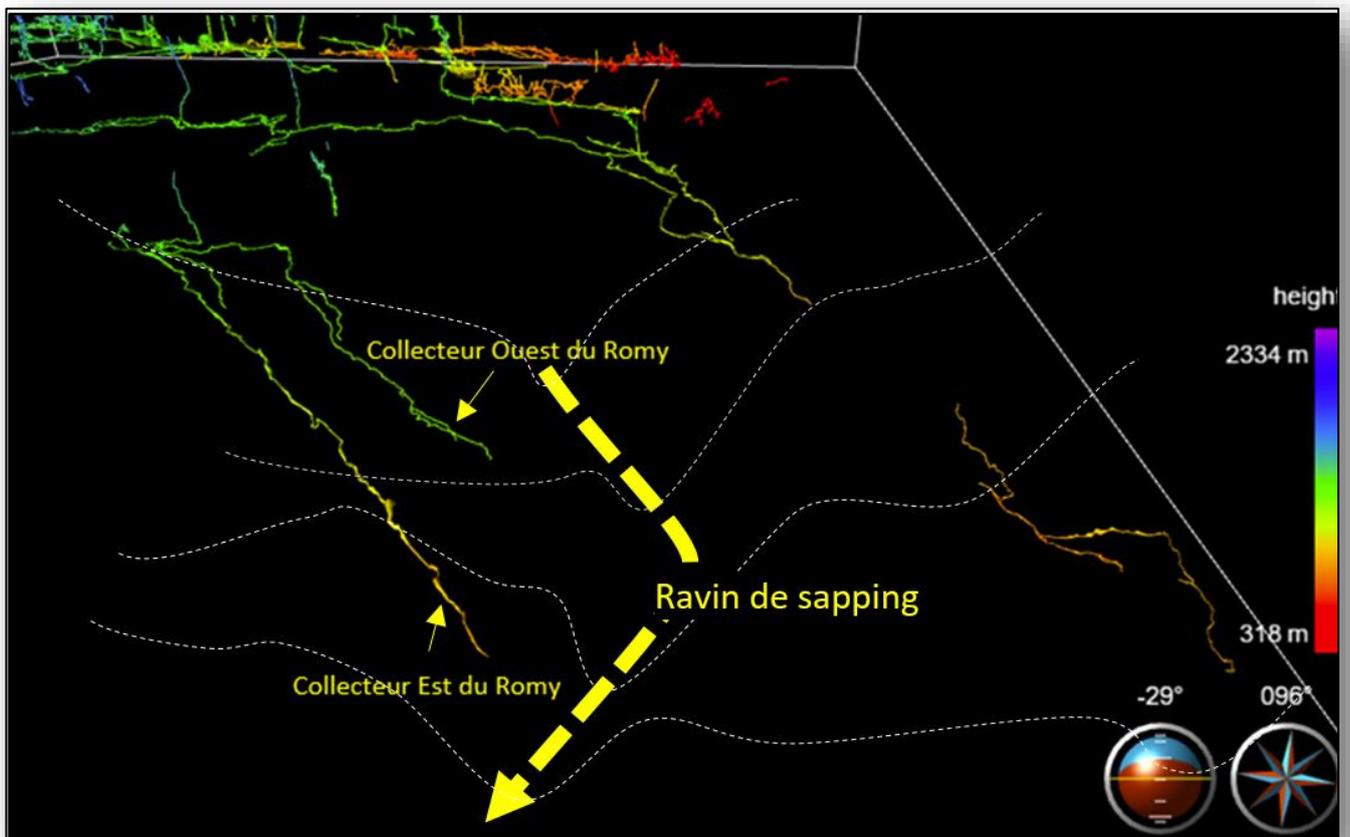
Comprenant :

- l'abaissement du collecteur Est du Romy et corrélation avec le ravin de sapping
- le creusement pléniglaciaire ancien, le surcreusement du ravin de Sapping du Grand Coumasse, du cañon d'Aïdy, des vallons latéraux et les répercussions sur le karst barré.

L'abaissement du collecteur Est du Romy et corrélation avec le ravin de sapping

A priori, la topographie en plan des deux branches des collecteurs du Romy semblent indiquer qu'ils sont parallèles. Mais la perspective (cf. perspective ci-après) montre que le collecteur Ouest évolue à une altitude plus élevée que l'autre. Le creusement du ravin de Sapping pourrait avoir modifié localement le niveau du karst épinoyé en favorisant la formation d'un nouveau collecteur plus à l'Est dont l'extrémité est en contact avec karst noyé actif moins élevé.

D'autres paramètres peuvent influencer également sur l'écoulement, comme : la fracturation tectonique et l'ajustement isostatique des calcaires des cañons, la nature et la disposition stratigraphique du substratum paléozoïque ou encore les dysharmonies sous-jacentes aux calcaires des cañons (Cf. page 3)



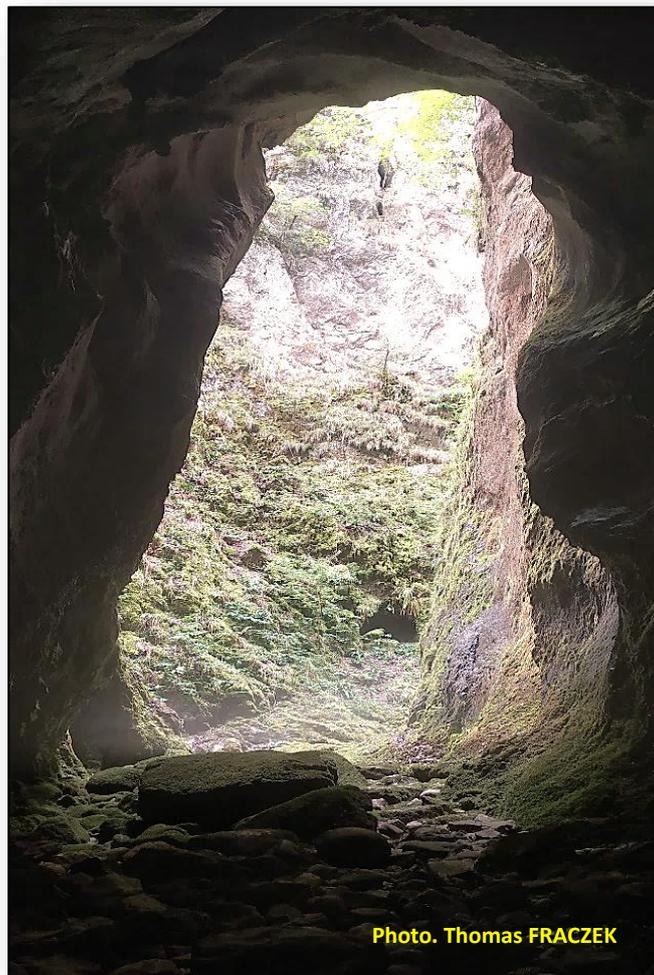
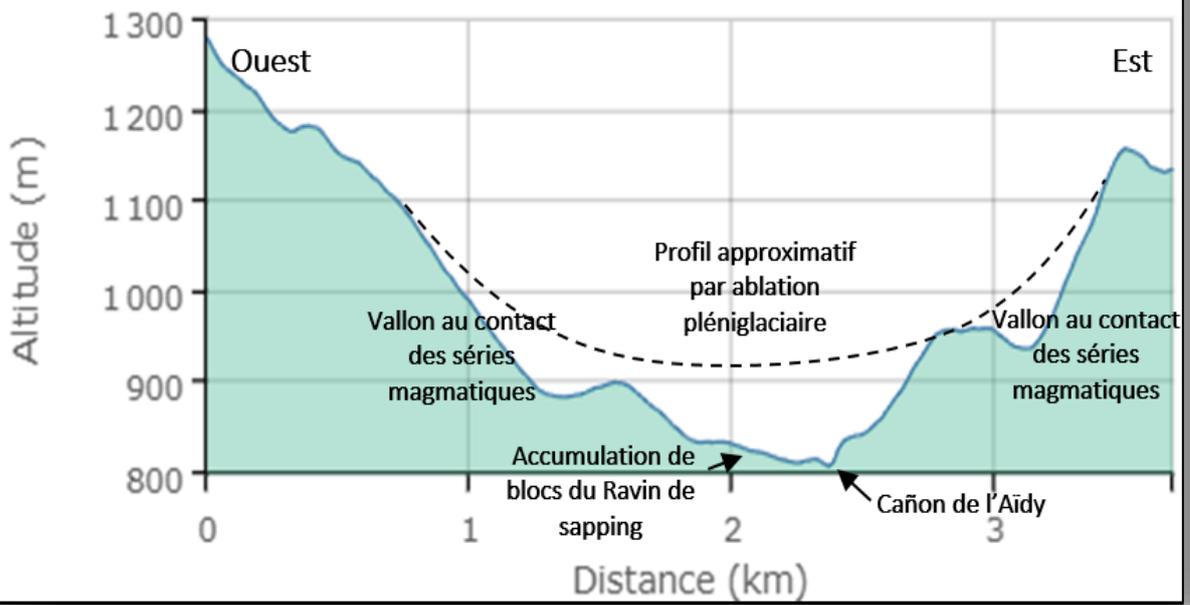
Le creusement pléniglaciaire ancien, le surcreusement du ravin de Sapping du Grand Coumasse, du cañon d'Aïdy, des vallons latéraux et les répercussions sur le karst barré

Dans un premier temps, le creusement d'extension maximale des glaciers anciens (extension pléniglaciaire Plio-Quaternaire) a établi un premier niveau du karst barré au contact des séries magmatiques au Nord marqué de part et d'autre par le paléokarst de restitution que sont les grottes des d'Alhaïs à l'Ouest et de Castillou à l'Est.

Dans un second temps le surcreusement du ravin du Grand Coumasse et du sillon du cañon de l'Aïdy ont abaissé le niveau de contact du karst barré. Ainsi le cañon d'Aïdy a trépané l'entrée de la grotte de l'Arpet qui est un regard sur le karst épinoyé actuel.

De ce fait la convergence du surcreusement du ravin de la Grande Coumasse, de l'Aïdy jusqu'aux Oueils, des vallons Est et Ouest au contact latéral des séries magmatiques ont constitué une nouvelle avancée septentrionale du karst barré d'Issaux (cf. schéma ci-dessous : Le creusement pléniglaciaire et le surcreusement du ravin de Sapping du grand Coumasse et du cañon d'Aïdy).

Creusement pléniglaciaire, surcreusement du ravin de sapping, du cañon d'Aïdy et des vallons latéraux



Porche de la grotte de l'Arpet s'ouvrant dans le cañon de l'Aïdy