

Forcages tectoniques et climatiques quaternaires au front des Alpes

Datation et cartographie des marqueurs de l'incision fluviale dans la Clue de Barles (Alpes occidentales)

Stage de M2 STPE
Parcours «Géorisques»

2018/2019
Thibaut Cardinal

Encadrants : L. Audin (ISterre) et F. Lacquement (BRGM)
Collaboration : L. Borgniet (IRSTEA) et S. Zerathe (ISterre)



Master Sciences de la Terre et des planètes, Environnement

Attestation de non plagiat

Je soussigné(e) (Prénom NOM)

Thibaut CARDINAL

Auteur du mémoire (Titre)

Forçages tectoniques et climatiques quaternaires au front des Alpes - Datation et

cartographie des marqueurs de l'incision fluviale dans la Clue de Barles (Alpes occidentales)

.....
Déclare sur l'honneur que ce mémoire est le fruit d'un travail personnel et que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié tout ou partie de l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour la mienne.

Toutes les sources d'information utilisées et les citations d'auteur ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur.

Je suis conscient(e) que le fait de ne pas citer une source ou de ne pas la citer clairement et complètement est constitutif de plagiat, et que le plagiat est considéré comme une faute grave au sein de l'Université, pouvant être sévèrement sanctionnée par la loi.

Fait à Saint-Martin-d'Hères

Le 12 juin 2019

Signature de l'étudiant(e)



Résumé

L'incision fluviale est à elle seule une conséquence de l'ajustement du paysage à des phénomènes tectoniques et climatiques. Au front Occidental des Alpes, la présence de profondes clues dans le bassin versant du Bès témoigne de tels processus. La datation des différents marqueurs de l'érosion fluviale permet (i) d'estimer des vitesses d'incision et (ii) de corrélérer les phases d'incision avec des événements climatiques et/ou tectoniques. A travers une approche géomorphologique de très haute résolution, appuyée par l'utilisation d'outils d'analyse spatiale en trois dimensions (*Structure-from-Motion*), et la méthode de datation par les nucléides cosmogéniques (NC), il a été possible d'estimer une vitesse moyenne d'incision de $0,45 \pm 2$ mm/a dans la Clue de Barles depuis 25 ka. Les outils 3D ont par ailleurs permis de proposer pour la première fois de déterminer précisément l'écrantage topographique, paramètre crucial pour la datation par les NC. Cependant, la faible résolution de nos données ne nous a pas permis de discuter des implications des variations climatiques dans l'incision fluviale de la Clue. En revanche, notre étude met en évidence le rôle du climat qui contribue à façonner la Clue par l'intermédiaire de processus périglaciaires (chutes de blocs). De plus, les données indépendantes, sur différentes échelles de temps (thermochronométrie, GPS) permettent de corrélérer les vitesses d'incision que nous obtenons avec le soulèvement mesuré dans les Alpes du Sud.

Abstract

Fluvial incision is the consequence of landscape readjustments related to tectonic and climatic events. The presence in the Digne area (SE French Alps) of deep gorges incised by the Bès river attests of such ongoing processes. Dating of several erosion features in the gorge allows to estimate (i) the incision rates and (ii) for a correlation of the different stages of incision with the main climatic and/or tectonic events. Through a geomorphological approach, using three-dimensional spatial analysis tools (*Structure-from-Motion*), and the terrestrial cosmogenic nuclides (NC) dating method, it was possible to estimate an average incision rate of 0.45 ± 2 mm/a in the Barles Clue. The 3D tools also made it possible to precisely determine the topographic shielding on such a peculiar vertical setting and for the first time. This crucial parameter for determination of exposure age has been determined after the high resolution DEM issued from the drone survey in the gorge. On one hand, the low resolution of our data did not allow us to discuss the implications of climate variations in the fluvial incision of the Clue. On the other hand, extreme climatic events did probably contribute to shaping the Clue through periglacial processes (rock falls). In addition, previous data bracketing the Clue incision interval period (Thermochronometry, GPS) point to similar incision rates for the formation of the Barles Clue and the uplift measured in the South Alps.

1ère de couverture : La Clue de Barles vu en direction du Nord depuis la route D900A (ph: L. Audin, 2017)

4ème de couverture : La Clue de Barles vu depuis St-Clément (ph : avril 2018)

Tables des matières

Résumé/Abstract.....	1
Tables des matières.....	2
Introduction.....	3
1. Présentation de la zone d'étude : la Clue de Barles.....	4
1.1. Situation géographique.....	4
1.2. Contexte géomorphologique et géologique.....	4
2. Méthode.....	7
2.1. Datation par les nucléides cosmogéniques.....	7
2.1.1. Production de nucléides cosmogéniques.....	8
2.1.2. Détermination de la concentration de NC.....	10
2.1.3. Datation de l'incision du Bès.....	11
2.2. La méthode de photogrammétrie par « Structure-from-Motion » (SfM).....	12
2.2.1. Présentation et concept.....	12
2.2.2. Protocole méthodologique.....	13
2.3. Application des méthodes.....	14
2.3.1. Échantillonnage.....	14
2.3.2. Détermination d'une valeur d'écrantage topographique à partir de méthode numérique.....	14
3. Résultats.....	14
3.1. Analyse 3D.....	14
3.2. Datation de l'incision de la clue.....	16
3.3. Observations de terrain.....	17
4. Discussion : contraindre la chronologie et les facteurs de l'incision de la Clue de Barles.....	18
4.1. Première interprétation des résultats.....	18
4.2. Explication des résultats.....	19
4.2.1. Évènements gravitaires, chute de blocs.....	19
4.2.2. État d'équilibre.....	20
4.3. L'incision de la clue de Barles.....	21
4.3.1. Les vitesses d'incision.....	21
4.3.2. Quel(s) moteur(s) de l'incision ? Tectonique vs climatique.....	22
4.4. Développement méthodologique : Quel apport de la 3D sur l'estimation du facteur d'écrantage ?.....	25
Conclusion.....	26
Références bibliographiques.....	27
Table des figures.....	31
Annexes.....	32

Introduction

La forme des paysages actuels relève d'un équilibre dynamique entre l'érosion et le soulèvement (Penck, 1924 ; Hack, 1960 ; Meigs et Sauber, 2000 ; Willet, 1999 ; Whipple, 2001 ; Lavé et Avouac, 2001 ; Willet *et al.*, 2002 ; Willet et Brandon, 2002). On peut donc considérer les reliefs comme «le bilan topographique de la compétition entre l'érosion et la surrection de la lithosphère» (Penck, 1924).

La réponse érosive aux déformations de la surface terrestre permet d'obtenir un enregistrement des variations isostatiques (England et Molnar, 1990 ; Lavé et Avouac, 2001 ; Wobus *et al.*, 2006 ; Kirby et Whipple, 2012) et des variations climatiques locales et globales (Bacon *et al.*, 2009 ; Pan *et al.*, 2003 ; Van der Woerd *et al.*, 2002). Les principaux acteurs de cette érosion sont les précipitations, le ruissellement et les glaciers (Brocard, 2003). L'eau, sous forme liquide ou solide, participe donc de manière significative au réajustement naturel des reliefs contrôlés par le système d'équilibrage « érosion-surrection » (Adams, 1985). En absence de glaciers, ce sont les rivières qui sont les agents d'érosion et d'évacuation des sédiments les plus importants (Hay, 1998 ; Hovius, 2000). Les cours d'eau fournissent donc des informations sur l'évolution des paysages (Pratt *et al.*, 2002 ; Brocard *et al.*, 2003 ; Kirby et Whipple, 2012 ; Rolland *et al.*, 2017) car leur morphologie et leur potentiel érosif est directement liée aux processus qui affectent les reliefs (tectonique, mouvements de terrains, changements climatiques (Rolland *et al.*, 2017)) mais aussi à des paramètres locaux tel que la lithologie ou des processus d'ajustements internes de la dynamique des cours d'eau (Attal *et al.*, 2008 ; Daniels, 2008 ; Vandenberghe, 2003).

L'étude de l'érosion par les cours d'eau, et notamment de l'incision en réponse à un changement du niveau de base, comme dans cette étude, permet de mieux comprendre les processus d'évolution du relief dans des chaînes de montagne (Lavé et Avouac, 2001 ; Wobus *et al.*, 2006 ; Kirby et Whipple, 2012 ; Baotian *et al.*, 2013) et d'estimer la réponse aux variations climatiques (Ferrier *et al.*, 2013). Cette approche correspond à la « géomorphologie tectonique » (Kirby et Whipple, 2012 ; Saillard *et al.*, 2014), qui permet de quantifier les vitesses de mouvements tectoniques et les variations climatiques à partir de marqueurs géomorphologiques récents et/ou la réponse dynamique des réseaux hydriques (variations des taux d'incision). Par ailleurs, la formation de cluses dans un substrat rocheux est un marqueur d'une importante incision, qui constituent donc des objets intéressants pour la quantification de l'érosion par les cours d'eau (Valla *et al.*, 2010 ; Rolland *et al.*, 2017).

L'étude présentée ici s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche visant à caractériser et quantifier la part des processus tectoniques et/ou climatiques participant à l'érosion d'une chaîne de montagne. La zone d'étude se situe dans les Alpes françaises occidentales, dans la vallée du Bès, au nord de Dignes les Bains (04). Dans cette région, en grande partie préservée de l'érosion glaciaire quaternaire, sont vraisemblablement conservés les marqueurs de l'évolution géodynamique et de l'érosion des reliefs durant cette période (qui sont peu connues et très peu quantifiées dans cette région). Si certaines études montrent

clairement des liens entre ces phénomènes (Champagnac *et al.*, 2007, 2008 ; Valla *et al.*, 2010), par l'intermédiaire de processus fluviaux et glaciaires lors des variations climatiques du Quaternaire, les processus quaternaires sont globalement mal quantifiés (Whipple *et al.*, 1999 ; Brocklehurst et Whipple, 2002 ; Montgomery, 2002 ; Brocard, 2003 ; Valla *et al.*, 2011).

Des recherches portant sur l'incision des cours d'eau ont été menées dans la région (Sud des Alpes françaises) et ont identifié un potentiel lien entre l'incision et les variations climatiques (Saillard *et al.*, 2014 (Vésubie) ; Petit *et al.*, 2017 (Tinée) ; 2019 (Esteron) ; Rolland *et al.*, 2017 (Tinée)). Localement, dans la vallée du Bès, une étude récente a mis en évidence un mouvement de soulèvement tectonique depuis 5 Ma (Schwartz *et al.*, 2017). L'identification du moteur (tectonique ou climat) et la vitesse de l'incision à l'origine de la formation des cluses et combes présentes dans la vallée du Bès sont envisagées à partir de la datation des différents témoins des phases d'érosion que sont les paléo-surfaces et la cluse. La quantification et la datation de l'incision du Bès nécessite en effet de travailler à plusieurs échelles. Bien que la cluse de Barles constitue un marqueur géomorphologique important de l'incision, les versants des combes eux aussi en portent les marques. C'est pourquoi il est important d'identifier ces marqueurs à partir d'observation de terrain et de cartographie, afin de tenter de les relier à l'histoire de l'incision de la vallée.

Ce travail de master est financé dans le cadre du projet RGF (Ref géologique France, BRGM) et basé sur une collaboration entre ISTERre et IRSTEA ainsi qu'un partenariat avec Géoazur et le CEREGE.

1. Présentation de la zone d'étude : la Cluse de Barles

1.1. Situation géographique

La Cluse de Barles se trouve dans la vallée du Bès, dont le bassin versant se localise dans le département des Alpes-de-Hautes-Provence (04) dans le Sud-Est de la France, juste au Nord de la ville de Digne-les-Bains (fig. 1). La zone d'étude s'étend, du nord au sud, du tunnel du village de Barles à la cluse de Barles, et comprend toute la largeur de la vallée. D'une superficie de 233 km², ce bassin versant du Bès présente une forme allongée marquée par un changement de direction assez important. Sa géométrie est contrainte par la présence des contrastes de lithologies marqués, qui avec les barres calcaires forment des cluses comme celle du Tunnel en amont de la Cluse de Barles ou du Pérouré en aval (fig. 1 ; annexe 3.1 ; 3.2).

1.2. Contexte géomorphologique et géologique

Les terrains traversés par le Bès, sur une longueur de 39 km (Lallias-Tacon, 2015 ; fig. 2 a), correspondent à une couverture sédimentaire mésozoïque déformée. La diversité de paysages dans la vallée de la Bès s'explique par les variations de lithologie au sein de cette couverture et leur érosion différentielle. Les larges vallées ouvertes se sont formées dans des roches marneuses appelées localement les « Terres

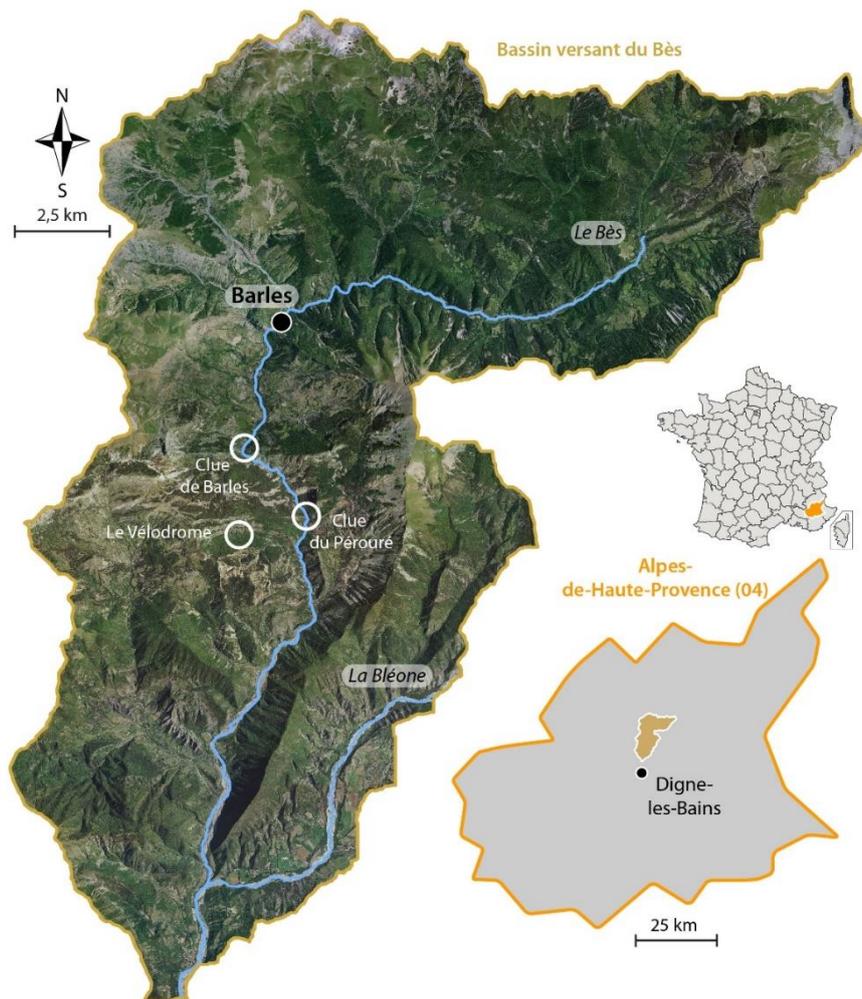


Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude (fond de carte : BDORTHO 5m, IGN)

noires » (Jurassique moyen ; fig. 2 b ; fig. 3). Les versants de ces combes ont une apparence de gradin, du fait de la présence de replats topographiques. Ces combes sont séparées par des barres calcaires Tithonique verticalisées (fig. 2 c ; fig. 3). L'incision de ces barres par le Bès forme des clues étroites (≈ 10 m) et profondes (≈ 200 m) (clues de Barles (fig. 2 d)). Le bassin versant du Bès a été épargné de l'érosion des glaciers quaternaires dont l'extension ne touchait pas cette région basse (Ehlers *et al.*, 2011). Il semble donc que des marqueurs géomorphologiques plus anciens que la dernière glaciation soient encore préservés le paysage de ce bassin versant assez unique à cette latitude et au front Occidental des Alpes. Ces marqueurs peuvent être observés sur ce site aussi bien dans les clues (marmites, replats, surfaces polies ; annexe 3.3) que sur les versants des combes (replats topographiques, dépôts alluviaux, avalanche de débris). Les replats sont cependant peu visibles, à cause des dépôts d'éboulis et colluvions très importants qui recouvrent la zone (fig. 3). Cependant, les processus gravitaires et fluviaux ne sont pas les seuls processus responsables de l'évolution des reliefs de notre zone. En effet la dissolution est un facteur important dans les processus d'érosion des paysages carbonatés (Ryb *et al.*, 2014a ; 2014b ; Godard *et al.*, 2016). Des études ont proposé des taux de dénudation moyens entre 30 et 60 mm/ka (Braucher *et al.*, 2011 ; Godard *et al.*, 2016 ; Thomas *et al.*, 2017) pour le Sud de la France.

La vallée du Bès appartient à la « demi-fenêtre » tectonique de Barles : une fenêtre d'érosion creusée dans la nappe de « charriage » de Digne, qui met à jour la couverture sédimentaire dite historiquement « autochtone » (en réalité allochtone si l'on considère qu'il s'agit d'un sous-charriage). Cette fenêtre laisse apparaître une organisation plissée où les calcaires Tithoniques dans lesquels sont incisées les clues correspondent aux flancs d'anticlinaux (anticlinal du Pérouré et de la Grande Cloche). Les Terres noires constituent souvent le cœur des anticlinaux et des dépôts oligocènes discordant s'observent le plus souvent dans les synclinaux (fig. 4).



Figure 2 : Vallée du Bès (a : Bès ; b : combes ; c : barres calcaires ; d : clue de Barles

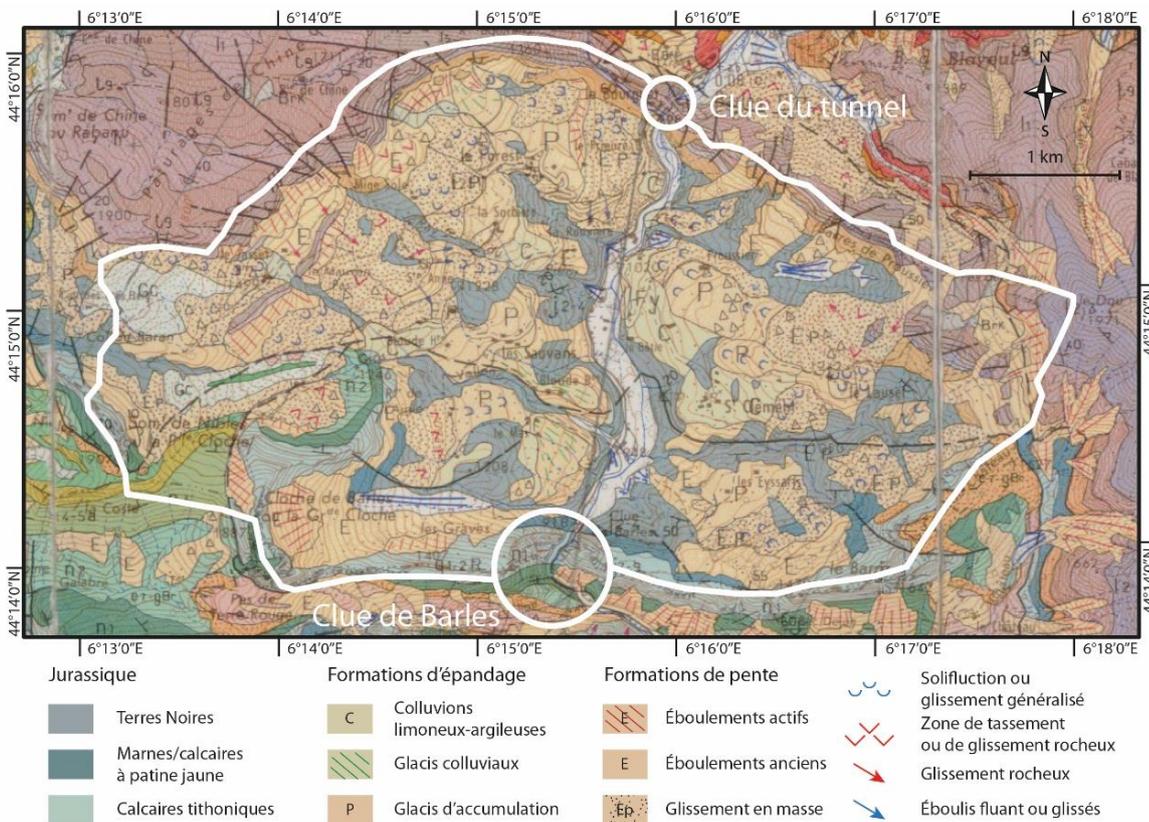


Figure 3 : Carte géologique de la zone d'étude (combe délimitée et clues entourées en blanc) (d'après la carte au 1/50 000 "La Javie" par Haccard et al., 1989)

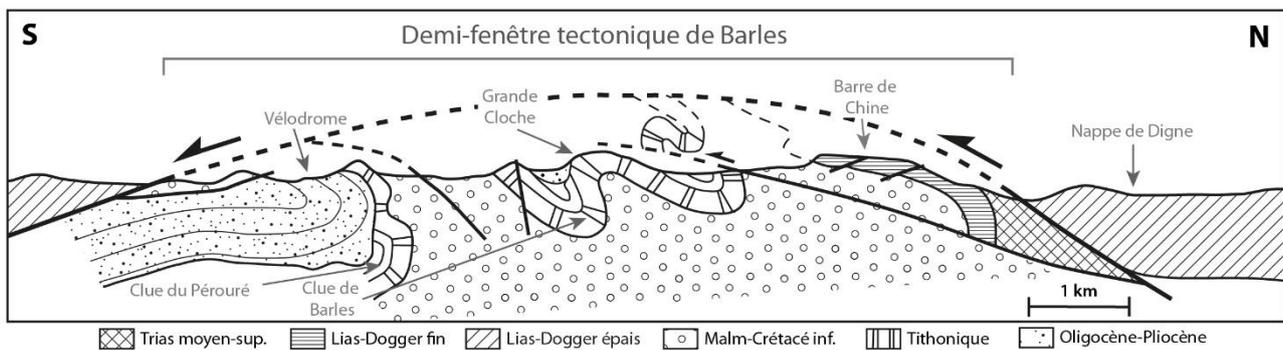


Figure 4 : Coupe synthétique de la demi-fenêtre de Barles (modifiée de Fournier et al., 2008)

La formation de cette demi-fenêtre est directement liée à une accélération de l'érosion par soulèvement tectonique (0,7 mm/an sur les derniers 5 Ma) qui engendre une perturbation du niveau de base du Bès (Schwartz et al., 2017). En effet, ces auteurs montrent que l'érosion de la demi-fenêtre de Barles est une conséquence du processus d'exhumation d'un « futur » massif cristallin externe (ECM : *External Crystalline Massif*) par une faille au front des Alpes mobilisant une écaille crustale de la croûte européenne en contexte tectonique de raccourcissement affectant le socle. Les analyses par thermochronologie de Schwartz et al. (2017) ont révélé que les roches mésozoïques de la demi-fenêtre ont été exhumé à partir de 6 millions d'années. Depuis cette époque, l'érosion, en réponse au soulèvement, a fait disparaître les 3 à 4 km de la Nappe de Digne recouvrant cette série.

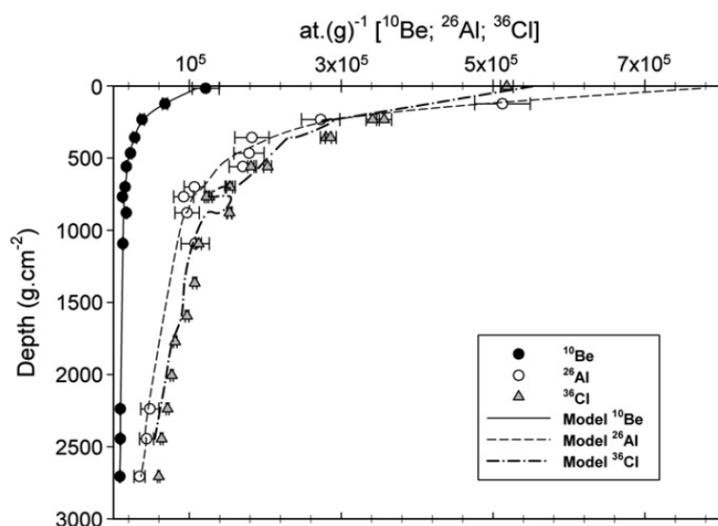
Les processus majeurs qui contrôlent l'évolution des reliefs et des paysages récents sont généralement expliquées dans les Alpes par l'accélération des processus érosifs durant les dernières phases glaciaires et inter-glaciaires Quaternaires, notamment depuis 10 ka (Champagnac et al., 2007, 2008 ; Valla et al., 2010). Dans notre zone d'étude, il est donc nécessaire de déterminer la part de ces processus (climat et/ou tectonique) dans l'incision. Pour cela, il est nécessaire de compléter les connaissances géomorphologiques sur les marqueurs de l'incision dans la zone d'étude par l'intermédiaire de datation et de méthodes de cartographie et d'analyse spatiale en trois dimensions.

2. Méthode

2.1. Datation par les nucléides cosmogéniques

La méthode de datation employée pour l'étude de l'incision de la vallée du Bès est la datation par les nucléides cosmogéniques. Cette méthode a été utilisée dans de nombreuses études portant sur l'incision fluviale en Europe (Schaller et al., 2005 ; Richter et al., 2010 ; Castillo-Rodriguez, 2011), et notamment dans les Alpes occidentales (Brocard, 2003 ; Valla et al., 2010 ; Saillard et al., 2014 ; Rolland et al., 2017 ; Petit et al., 2017, 2019).

Le terme « nucléide cosmogénique » (NC) désigne l'ensemble des éléments, ou nucléides, produits dans l'environnement terrestre (atmosphère ou lithosphère) lors de réactions nucléaires induites par une interaction avec des particules issues du rayonnement cosmique (Gosse et Phillips, 2001 ; Zerathe *et al.*, 2017). Le mécanisme de production de NC à la surface des roches a pour origine l'interaction entre des rayons cosmiques de haute énergie, générés lors de l'entrée dans l'atmosphère de la radiation cosmique, et les atomes constituant les minéraux des roches (Lal, 1991 ; Gosse et Phillips, 2001 ; Granger et Riebe, 2007). La quantité de NC produits et accumulés dans les roches en contact (ou proche du contact) avec l'atmosphère est théoriquement proportionnelle à la durée d'exposition avec les rayons cosmogéniques. Cette production diminue exponentiellement avec la profondeur (environ 95% du rayonnement cosmique est absorbé dans



les premiers 1,8 m ; Lal, 1991 ; Walker, 2005) et ne concerne donc que les 20 premiers mètres sous la surface (Lal, 1988 ; 1991 ; Braucher *et al.*, 2011 ; fig. 5).

Figure 5 : Évolution de la concentration du ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl en fonction de la profondeur massique (Les courbes pleines et pointillées représentent la modélisation de concentration ; Braucher *et al.*, 2011). La profondeur, qui correspond ici à la longueur d'atténuation, est généralement exprimée en grammes par cm^2 , et non en distance, de manière à être indépendante de la densité des roches considérées (Dunne *et al.*, 1999 ; Braucher *et al.*, 2009).

2.1.1. Production de nucléides cosmogéniques

La concentration de NC à la surface d'une roche dépend principalement de la durée d'exposition aux rayonnement cosmique. Cependant, d'autres facteurs influencent le taux de production et sont à prendre en compte (Dunne *et al.*, 1999) :

- **La latitude de la zone échantillonnée** : le champ magnétique terrestre agit sur l'intensité des rayons cosmiques incidents. La force de ce champ n'est pas spatialement homogène, et se renforce à mesure que l'on se rapproche de l'Équateur. Ainsi, seuls les rayons de grande énergie atteignent la surface au latitude proche de l'Équateur, contrairement aux hautes latitudes, où on retrouve des concentrations de NC plus importantes (Lal, 1991 ; Dunai, 2000 ; Granger et Muzikar, 2001 ; Norton et Vanaker, 2009)

- **L'angle d'incidence des rayons** : l'atmosphère terrestre joue également un rôle dans l'atténuation de l'énergie des rayons cosmiques (Dunne *et al.*, 1999). Ainsi, un rayon ayant une trajectoire normale à une surface horizontale verra son énergie moins atténuée, car il aura traversé une épaisseur d'atmosphère inférieure, que le rayon ayant un angle d'incidence plus aiguë (fig. 6 ; Norton et Vanaker, 2009).

- **L'altitude de la surface échantillonnée** : l'altitude détermine l'épaisseur de la couche d'atmosphère présente au-dessus d'un point. La variation de cette épaisseur implique des variations de pression atmosphérique et d'accélération due à la gravité (Desilets et Zreda, 2003 ; Dunai, 2000 ; Stone, 2000). De plus, moins l'épaisseur d'atmosphère est grande, moins les rayons cosmiques subissent d'atténuation avant d'atteindre la surface de la Terre (fig. 6 ; Gosse et Phillips, 2001). De fait, la production de NC accroît avec l'altitude (Lal, 1991).

- **L'écrantage topographique (ou masque)** : la topographie environnante fait écran et empêche une

partie des rayons cosmiques d'atteindre une surface (fig. 6 ; Dunne *et al.*, 1999 ; Gosse et Phillips, 2001 ; Codilean, 2006).

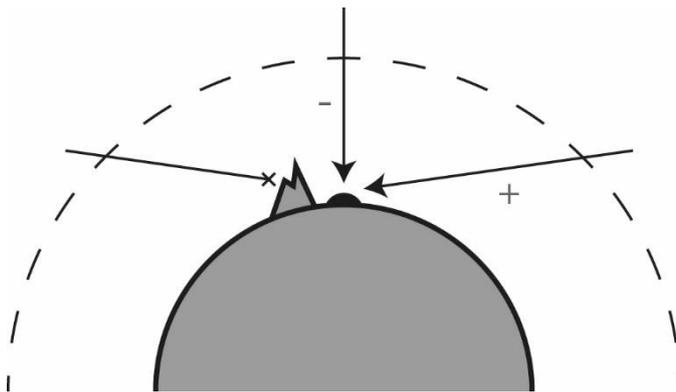


Figure 6 : rayonnement cosmique et facteurs d'atténuation du rayonnement (ligne pointillée : atmosphère ; x : rayon bloqué par le relief ; - : épaisseur d'atmosphère réduite dans le cas d'un rayon à l'incidence normale ; + : épaisseur d'atmosphère supérieure).

- **La dénudation** : L'érosion post-exposition des surfaces a pour effet de les rajeunir, en supprimant une partie des NC accumulés depuis l'exposition. La dénudation (érosion mécanique + altération chimique) peut se faire par des déstabilisations rocheuses, le ruissellement et/ou des phénomènes de météorisation des roches, tel que la dissolution des parois calcaires (Sadier *et al.*, 2012 ; Saillard *et al.*, 2014 ; Rolland *et al.*, 2017).

- **La pente de la surface échantillonnée** : la pente accroît dans un premier temps l'écrantage (Gosse et Phillips, 2001), mais elle influence également l'angle d'incidence des rayons cosmiques (Dunne *et al.*, 1999) et l'impact des processus de dénudation. Ce dernier point sera abordé plus en détail par la suite.

- **La concentration héritée** : une certaine quantité de NC peut s'accumuler dans les roches proches de la surface avant leur exposition ou encore lors de leur transport/dépôt, dans le cas de roches sédimentaires (Sadier *et al.*, 2012 ; Saillard *et al.*, 2014).

- **La chimie de l'échantillon** : la composition chimique des surfaces échantillonnées, et notamment la concentration des éléments qui produisent les NC ciblés, impacte fortement la production de NC, en particulier pour le ^{36}Cl (Braucher *et al.*, 2011 ; Marrero *et al.*, 2016a). Une analyse chimique est donc indispensable (Zerathe, 2013) pour quantifier la part d'éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5), et des éléments traces (U, Th, etc.). La chimie est également importante pour déterminer la part de chlore naturel (^{35}Cl), qui produit naturellement du ^{36}Cl et conditionne donc grandement l'incertitude relatif aux âges calculés (Gosse et Phillips, 2001 ; Alfimov et Ivy-Ochs, 2009).

- **L'épaisseur de l'échantillon** : la production de NC diminuant exponentiellement avec la profondeur, la concentration de NC est différente sur toute l'épaisseur de l'échantillon, de son sommet (surface) à sa base.

D'autres facteurs peuvent également influencer la production de NC, tel que l'accumulation épisodique de sédiments ou de neige qui isole momentanément la surface du rayonnement cosmique (Gosse et Phillips, 2001) ou encore les variations du niveau de l'eau qui peut remonter suite à la création d'embâcle (Pratt *et al.*, 2002). De plus, l'intensité du rayonnement cosmique peut varier temporellement à cause de modulations solaires (Nishiizumi *et al.*, 1996 ; Potgieter, 2013) ou de fluctuations d'intensité du champ magnétique (Bucha, 1970 ; Dunai, 2000). Une surface peut aussi voir son altitude varier au cours du temps, à cause du rebond isostatique notamment (Jones *et al.*, in press).

2.1.2. Détermination de la concentration de NC

L'évolution dans le temps t (an) de la concentration N (at/g) du nucléide à une profondeur Z (m) est donnée par (Lal, 1991) :

$$N(Z, t) = N(Z, 0) * e^{-\lambda.t} + \frac{P_n(0) * e^{-\frac{Z}{\Lambda_n}}}{\lambda + \frac{\varepsilon * \rho}{\Lambda_n}} * (1 - e^{-t * (\lambda + \frac{\varepsilon + \rho}{\Lambda_n})})$$

Où $N(Z,0)$ est la part de concentration héritée à $t=0$, λ est la constante de désintégration du radionucléide considéré (demi-vie), $P_n(0)$ est le taux de production (at/g/an ; qui est fonction de la latitude, l'altitude et l'écrantage topographique et géométrie de la surface échantillonnée), Λ_n représente les longueurs d'atténuation (g/cm^2) des particules considérées (neutrons, muons (lents, rapides)), ε est le taux de dénudation (cm/an) et ρ est la densité (g/cm^2) de la roche échantillonnée.

Cette équation permet de mettre en évidence une information cruciale pour l'interprétation des âges : la concentration de NC dans une roche croît à partir du moment de l'exposition de la surface jusqu'à atteindre un état d'équilibre « steady state ». Cet état d'équilibre commence à partir du moment où la production de NC est compensée par la dénudation de la surface et/ou la désintégration du radionucléide considéré. La concentration de NC va alors connaître autant de gain (production) que de perte (dénudation et désintégration), et va donc stagner et atteindre un niveau de saturation (fig. 7). L'applicabilité des NC pour la datation de l'exposition d'une surface est donc restreinte à une gamme temporelle donnée, pour un taux de dénudation donné et un radionucléide donné. Par exemple, pour un taux de dénudation de 30 mm/ka (taux locaux moyens ; Braucher *et al.*, 2011 ; Godard *et al.*, 2016 ; Thomas *et al.*, 2017), l'âge d'entrée dans l'état d'équilibre est d'environ 100 ka, mais on observe une baisse dans la fiabilité de l'estimation de l'âge à partir de 25 ka, d'après notre estimation de l'évolution théorique des concentrations de ^{36}Cl (fig. 7). Au-delà

de cette gamme temporelle, il n'est plus possible de dater l'exposition. En revanche il est possible de déterminer un taux de dénudation minimum et un âge d'exposition minimum.

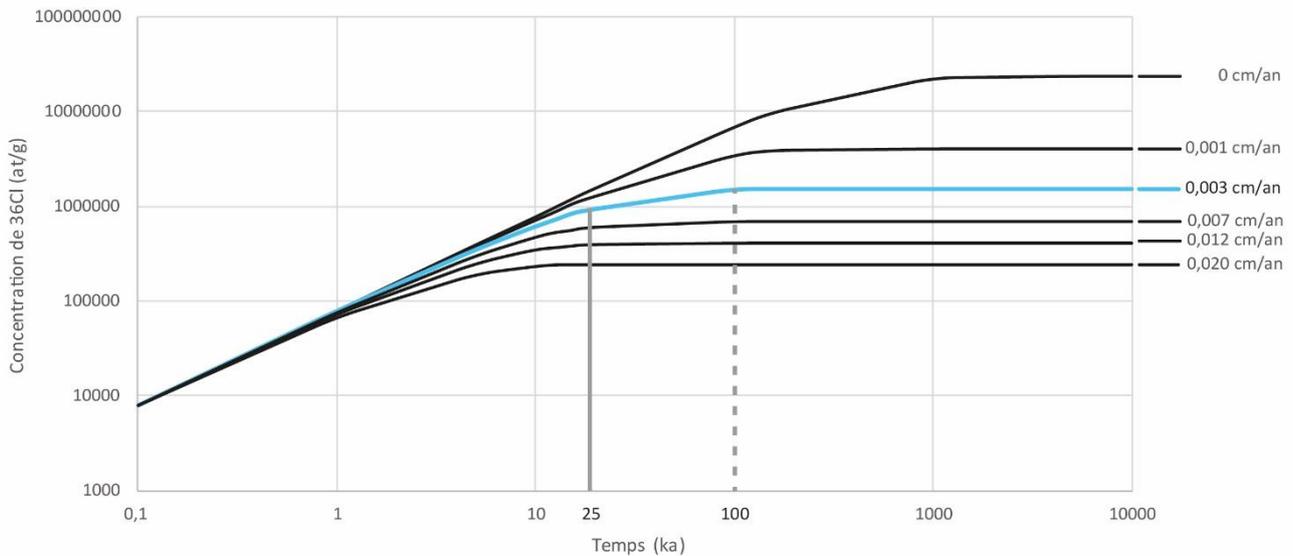


Figure 7 : Évolution théorique de la concentration en ^{36}Cl dans le temps en fonction de différents taux de dénudation (courbe bleue : exemple choisie ; ligne pointillée : entrée dans l'état d'équilibre pour le taux de dénudation retenu en exemple ; ligne pleine : limite de fiabilité pour le taux de dénudation retenu en exemple). Paramètres utilisés : P_n (a/g/m) = 80 ; λ (a) = $3,3 \cdot 10^{-6}$; ρ (g/cm 3) = 2,6 ; Λ_n (g/cm 2) = 160.

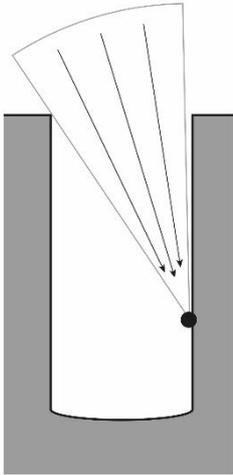
2.1.3. Datation de l'incision du Bès

Afin de quantifier l'incision fluviale, la méthode de datation par les NC peut être appliquée sur des marqueurs géomorphologiques, horizontaux ou verticaux : tels que les terrasses alluviales (Burbank *et al.*, 1996), les parois des clues (Schaller *et al.*, 2005 ; Ouimet *et al.*, 2008), ou encore dans le lit rocheux des cours d'eau pour déterminer les vitesses d'incision actuelles (Seidl *et al.*, 1997 ; Weissel et Seidl, 1998 ; Valla *et al.*, 2010). Les clues sont propices à l'estimation des vitesses d'incision car les parois verticales sont théoriquement exposées au fur et à mesure de l'incision. Cependant, la datation par les NC (^{36}Cl ici) de l'incision des clues calcaires est encore en développement, notamment parce qu'elle requiert de prendre en considération différents paramètres propres à ces objets géomorphologiques verticaux.

- **Dénudation** : L'efficacité du processus de dénudation (érosion mécanique et chimique) est contrôlée en partie par la pente et la convexité des surfaces concernées (Godard *et al.*, 2016 ; Thomas *et al.*, 2017). Dans le cas d'une paroi verticale, il faut considérer les processus de déstabilisations rocheuses, mais également les variabilités spatiales de l'efficacité de la dissolution, en raison des nombreuses irrégularités morphologiques de la paroi (vires, surplombs, renforcement, fractures). Il est globalement admis que les surfaces verticales et sub-verticales subissent moins de dissolution que les surfaces légèrement pentues et horizontales, car l'eau n'y stagne pas (Sadier *et al.*, 2012). Ici nous avons choisi d'appliquer un taux de dénudation de 30 mm/ka sur les surfaces planes (Braucher *et al.*, 2011 ; Zerathe *et al.*, 2013 ; Godard *et al.*,

2016 ; Thomas *et al.*, 2017). En revanche, concernant les surfaces verticales ou sub-verticales, le taux de dissolution utilisé est de 10 mm/ka (Sadier *et al.*, 2012).

- **Écrantage topographique et pente** : pour une surface verticale « infinie », le taux de production est 50% moins important que pour une surface horizontale (Dunne *et al.*, 1999). Cette diminution du taux de production est causée par l'angle d'incidence très aigu, voir parallèle aux parois, des rayons cosmiques et l'important masque topographique (Gosse et Phillips, 2001). Ce masque topographique est d'autant plus



important dans le cas d'une cluse car il s'agit de deux parois qui se font face et non d'une seule paroi (fig. 8). L'estimation de l'écrantage topographique se fait couramment sur le terrain durant l'échantillonnage des surfaces et consiste à mesurer à l'aide d'une boussole des valeurs d'élévation de la topographie à 360° (la ligne d'horizon) autour de la surface échantillonnée (Gosse et Phillips, 2001). Ces valeurs permettent par la suite de calculer un facteur d'écrantage (Dunne *et al.*, 1999). Ces mesures se font sur le terrain et peuvent se révéler délicates et incertaines (Li, 2013), notamment dans le cas d'une cluse où l'échantillonnage se fait sur corde (annexe 3.4).

Figure 8 : Représentation du flux très limité de rayons cosmiques reçu par une surface dans une cluse.

Il existe des méthodes numériques d'estimation de l'écrantage topographique (Codilean, 2006 ; Balco *et al.*, 2008) adaptées à des outils de cartographie SIG (Li, 2013), et couramment utilisées pour l'application du ¹⁰Be

détritique in-situ à l'échelle de bassins versant (Mudd *et al.*, 2016). Cependant, ces outils sont davantage destinés aux études de grande dimension spatiale (<100 km²) à partir de MNT de faible résolution (maximum 5m ; Norton et Vanaker, 2009). Nous avons voulu explorer la possibilité de transférer cette approche numérique à notre cas d'étude de type « vertical » pour tenter de raffiner notre estimation de l'écrantage topographique. En effet, dans le cas d'une cluse, l'approche SIG classique (2,5D) se confronte à la verticalité des parois, où les échantillons, même si espacés en terme d'altitude (z), sont concentrés dans un espace 2D (x, y) de faible envergure. La détermination du masque topographique dans la cluse à partir des méthodes numériques existantes requiert donc l'élaboration de MNT de très haute résolution, à travers notamment la méthode de photogrammétrie « *Structure-from-Motion* » (SfM).

2.2. La méthode de photogrammétrie par « Structure-from-Motion » (SfM)

2.2.1. Présentation et concept

La méthode de photogrammétrie par SfM permet des reconstructions 3D à partir de données 2D (Legel, 2011 ; Pierrot-Deseilligny et Clery, 2011 ; Brunier *et al.*, 2016). Cette méthode permet de créer des modèles 3D de haute résolution à partir desquels il est possible de produire des MNS (Modèle Numérique de Surface) et des orthophotographies (Legel, 2011 ; Remondino *et al.*, 2014 ; Brunier *et al.*, 2016). Les

avantages de la SfM qui attirent les chercheurs sont son accessibilité et son faible coût, comparé à d'autres méthodes de modélisation 3D comme le LiDAR (Light Detection And Ranging ; Rothmund *et al.*, 2013).

La méthode SfM repose sur l'analyse d'une série de photographies prises avec des angles de vues différents et se recouvrant (Szeliski, 2010 ; Fonstad *et al.*, 2013 ; Lucieer *et al.*, 2013). La photogrammétrie est surtout connue pour le traitement de photographies aériennes nadirales mais le renouveau de cette méthode a fait se développer d'autres approches : terrestres ou encore aéroportés par ULM ou drones (Rothmund *et al.*, 2013 ; Colomina et Molina, 2014 ; Lingua *et al.*, 2017 ; Sanz-Ablanedo *et al.*, 2018 ; Chudley *et al.*, in press). Ces nouvelles approches obliques permettent de cartographier des objets peu, voir in-, visibles, sur des photographies nadirales plus classiques. De plus, le drone permet de se rapprocher des objets perchés en altitude et d'atteindre des zones inaccessibles (Gerke, 2009). La qualité et la précision du modèle créé grâce à la méthode SfM dépend de plusieurs variables (Remondino *et al.*, 2014 ; Medjkane *et al.*, 2018 ; Sanz-Ablanedo *et al.*, 2018) : la distance entre l'appareil de prise de vue et l'objet étudié, la taille de l'objet, l'aspect de l'objet (texture, brillance, présence de masques), la couverture de la série de photographie, le recouvrement entre les photographies, la qualité des photographies (réglages de l'appareil, conditions d'acquisition, ombres).

2.2.2. Protocole méthodologique

Les traitements de photogrammétrie ont été effectués sur le logiciel Photoscan (Agisoft LLC, St. Petersburg, Russia). Le protocole méthodologique utilisé dans cette étude est le suivant :

- **Alignement des images et identification des points homologues** : un algorithme de type *Scale Invariant Feature Transform* (SIFT ; Lowe, 1999, 2004) compare des pixels entre les photos pour tester des correspondances. Si les points ont une signature radiométrique identique, ils sont considérés comme homologues et forment un premier nuage de points clairsemé (Lingua *et al.*, 2009 ; Fonstad *et al.*, 2013). L'identification de ces points permet d'aligner les photographies et d'estimer la position et les paramètres de l'appareil. Ces paramètres sont internes (focale, déformation de la lentille) et externes (localisation du centre de projection, orientation de la photo) (Robertson et Cipolla, 2009 ; Lingua *et al.*, 2017).

- **Géoréférencement des points** : à l'aide de points de contrôle (GCP : *Ground Control Points*) aux coordonnées géographiques connues, le modèle est mis à l'échelle, orienté et projeté dans un système de coordonnées terrestre (Snavely *et al.*, 2008 ; Girod *et al.*, 2018). La localisation des GCP enregistrés est ensuite définie et vérifiée manuellement sur chaque photographie (Brunier *et al.*, 2016).

- **Optimisation de l'alignement** : le procédé a pour but d'affiner la géométrie du nuage de points homologues. En effet, grâce aux informations 3D des GCP, les points sont repositionnés et les photos sont ré-alignées afin de réduire les erreurs de déformations (Vazquez-Tarrio, 2017 ; Sanz-Ablanedo *et al.*, 2018).

- **Nuage dense** : la densification du nuage clairsemé se fait grâce à un algorithme de type MVS (*Multiview Stereopsis* ; Snavely et al. 2006 ; Furukawa et Ponce, 2010). De nouveaux points sont interpolés en se basant sur les informations contenues dans les photographies et leurs paramètres. Pour la suite des traitements, un MNS raster est créé à partir du nuage dense.

2.3. Application des méthodes

2.3.1. Échantillonnage

Au total, 18 échantillons ont été prélevés sur une paroi de la clue de Barles de 80 m de hauteur et 4 échantillons ont été prélevés sur le sommet horizontal de la barre calcaire qui surplombe la clue (fig. 2 d). Les échantillons sont analysés au Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (LN2C ; Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Aix-en-Provence) suivant la procédure présentée par Schimmelpfennig *et al.* (2009). Leur concentration en NC est déterminée par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) effectuée sur l'instrument national ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) localisé au CEREGE.

2.3.2. Détermination d'une valeur d'écrantage topographique à partir de méthode numérique

Afin d'affiner les données de terrain, mais aussi de les vérifier ou de les obtenir quand la mesure sur site a été impossible, les modèles 3D créés sont analysés. L'outil utilisé permettant de déterminer plus précisément l'écrantage grâce à la 3D est une adaptation de l'algorithme de Codilean (2006) en une boîte à outil Arcgis, développée par Li (2013).

L'algorithme identifie, pour un azimut (ϕ_s) et un angle d'élévation donné (θ_s) donné, toutes les cellules du MNS qui sont « à l'ombre ». L'algorithme répète graduellement l'opération pour une gamme d'azimut allant de 0 à 360° et une gamme d'angle d'élévation allant de 0 à 90° (Codilean, 2006). Le choix de l'intervalle entre les azimuts et angles d'élévation va conditionner la précision du résultat, mais aussi le temps de calcul. Ici, les intervalles d'azimut et d'élévation utilisés sont de 5° et 2° respectivement. Cette combinaison permet d'obtenir des résultats satisfaisant en zone montagneuse (Li, 2003), tout en tirant parti de la résolution du MNS utilisé (0,5 m). Un raster est créé à la fin du traitement, pour lequel chaque cellule se voit attribuer un facteur d'écrantage (fig. 9). Ensuite, il est possible d'extraire cette valeur pour chaque surface échantillonnée, d'après leurs coordonnées x,y et z.

3. Résultats

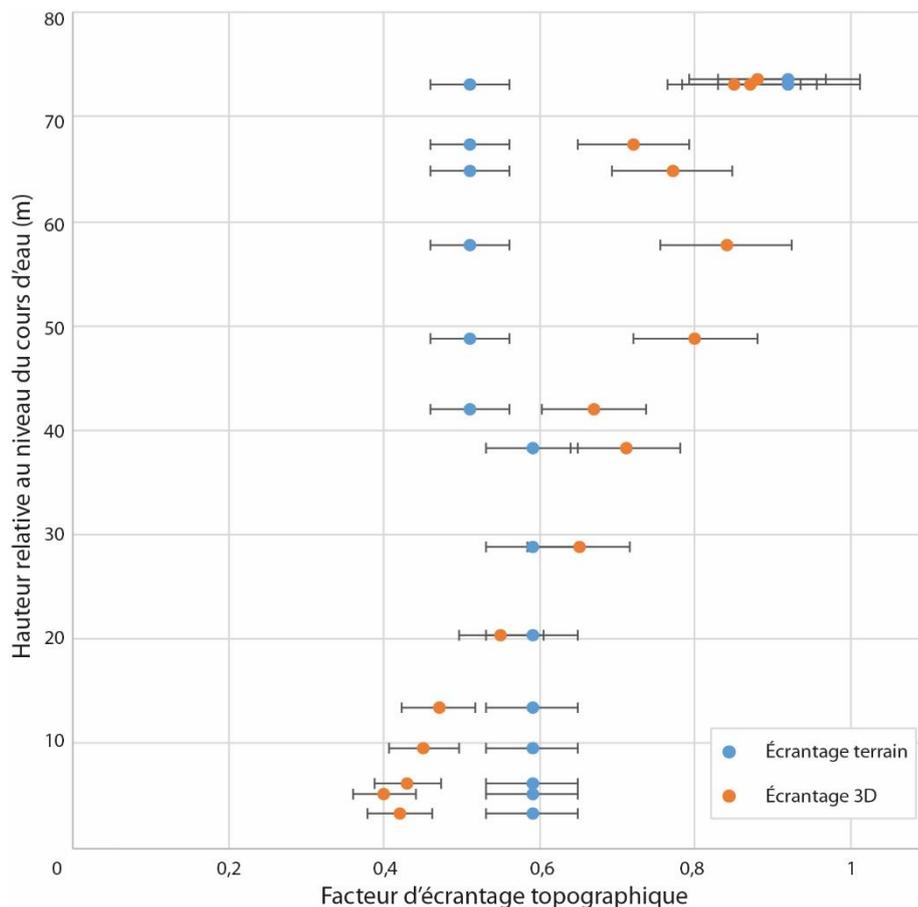
3.1. Analyse 3D

Face à la difficulté d'estimer l'écrantage d'une paroi verticale lors d'échantillonnage sur le terrain, les données récoltées sont souvent imprécises et représentent des valeurs moyennes pour des portions de la

paroi. Nous avons ainsi voulu explorer la possibilité d'appliquer la méthode numérique développée par Li (2013) en tirant parti d'un modèle 3D haute définition que nous avons obtenue par *SfM*. Les valeurs obtenues par 3D divergent effectivement de celles récoltées sur le terrain, jusqu'à 33% (tab. 1). On remarque que les valeurs d'écrantage de terrain sont supérieures aux valeurs obtenues numériquement pour le profil amont (orienté vers la sortie de la clue). A l'inverse, les valeurs d'écrantage de terrain sont inférieures aux valeurs obtenues numériquement pour le profil aval (proche du fond de la clue) (fig. 9). Les valeurs d'écrantage des échantillons localisés au sommet du profil amont sont similaires pour les deux méthodes (<7%). L'analyse 3D permet donc d'affiner l'estimation de l'écrantage pour chaque surface échantillonnée (fig. 10). Ce sont ces valeurs 3D qui seront utilisées pour la détermination des âges, avec tout de même une incertitude de 10% (valeur utilisée pour la méthode de détermination des âges à partir de concentrations de ^{36}Cl développée par Schimmelpfennig *et al.* (2009)).

Tableau 1 : Valeurs d'écrantage de terrain comparées aux valeurs d'écrantage 3D

Échantillon	05	06A-B	07	08	09	10	11	12
Écr-terrain	0,92	0,92	0,92	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51
Écr-3D	0,85	0,88	0,87	0,72	0,77	0,84	0,80	0,67
Diff (%)	7	5	5	21	26	33	29	16
Échantillon	13A-B	14	15	16	17	18	19	20
Écr-terrain	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59	0,59
Écr-3D	0,71	0,65	0,55	0,47	0,45	0,43	0,40	0,42
Diff (%)	12	6	4	12	14	16	19	18



On observe que l'incertitude augmente à mesure que l'écrantage diminue (que le facteur se rapproche de 1 ; fig. 9). Ces résultats ne sont pas cohérents avec la réalité du terrain et les caractéristiques du modèle 3D utilisé. Ce point sera abordé plus en détails par la suite.

Figure 9 : Valeurs d'écrantage de terrain comparée aux valeurs d'écrantage 3D (exposition maximale = facteur d'écrantage 1)

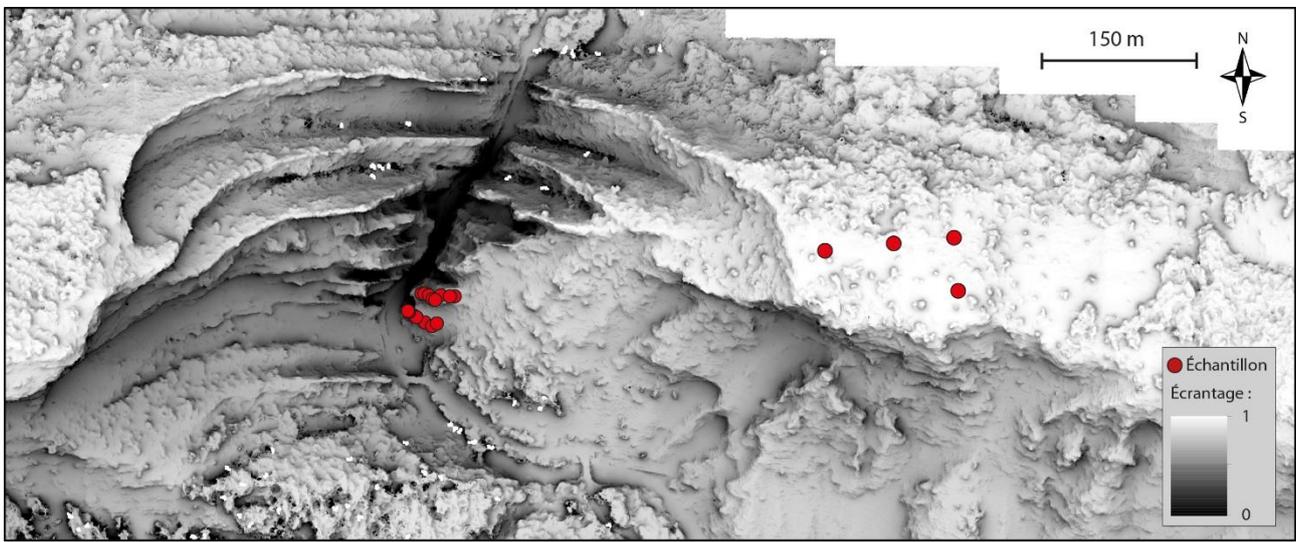


Figure 10 : Raster d'écrantage et localisation des surfaces échantillonnées (points rouges)

3.2. Datation de l'incision de la clue

Le profil amont (échantillons 5 à 12) présente des âges compris entre 29 et 9 ka et le profil aval (échantillons 13 à 20) présente des âges compris entre 25 et 6 ka (fig. 11 ; annexe 1). A la vue du graphique de la relation âges/altitude, il apparaît que la répartition des âges par rapport à l'altitude des échantillons n'est pas parfaitement progressive, et ne traduit pas un rajeunissement systématique des âges vers la base du cours d'eau actuel. L'interprétation de ces âges va donc nécessiter une analyse détaillée de leur signification en lien avec la morphologie de la clue et des processus qui ont pu affecter l'histoire de leur exposition aux rayons cosmogénique pour expliquer ces variations.

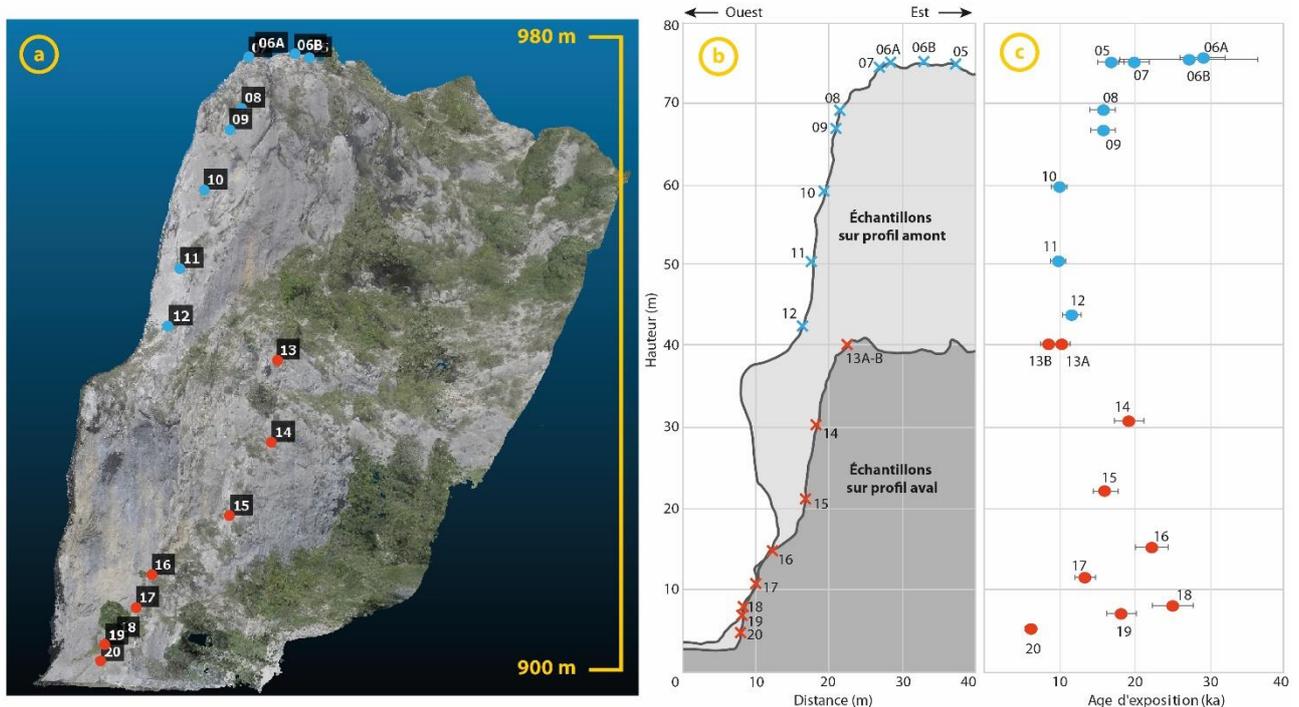


Figure 11 : a&b : localisation des surfaces échantillonnées sur le MNT (a) et les profils topographiques (b) ; c : relation âge/altitude

De plus, pour la partie plane des affleurements sommitaux (1 à 4), les âges « apparents » (entre 46 et 90 ka) obtenus à partir des 4 échantillons (≈ 1155 m d'altitude) sont bien supérieurs à la limite de fiabilité liée à l'état d'équilibre (fig. 7).

3.3. Observations de terrain

On observe sur le terrain : (i) un niveau de dépôt de terrasse alluviale, composite de conglomérats d'origine fluviale et anguleux d'origine gravitaire sur le versant ouest de la combe (fig. 12 1.6&2.5 ; fig. 13 2 ; annexe 3.5). Ce dépôt est recouvert d'une couche d'avalanche de débris de taille hétérogène dans un liant fin, d'épaisseur <5m (fig. 12 coupe a), (ii) la trace d'un glissement important, qui aurait dévié le cours d'eau et serait à l'origine du dépôt d'avalanche de débris qui recouvre le niveau de dépôts cité précédemment (fig. 12 ; annexe 3.6) et (iii) la présence de dépôts de pente, composé de matériel cryoclastique, uniquement anguleux, provenant des parois alentours et lié par un ciment calcaire (fig. 13 1), sur lesquelles repose des couches d'avalanche de débris qui forment, dans la majorité des cas, des replats (fig. 12 coupe b). La présence du niveau de dépôt de terrasse fluviale, alimenté par le cours d'eau et nourri du transport des versants, situé à environ 50 m au-dessus du niveau actuel du Bès, atteste d'une période où le pouvoir incisif et de transport du cours d'eau était diminué, favorisant donc la formation d'une terrasse alluviale. De plus, cette

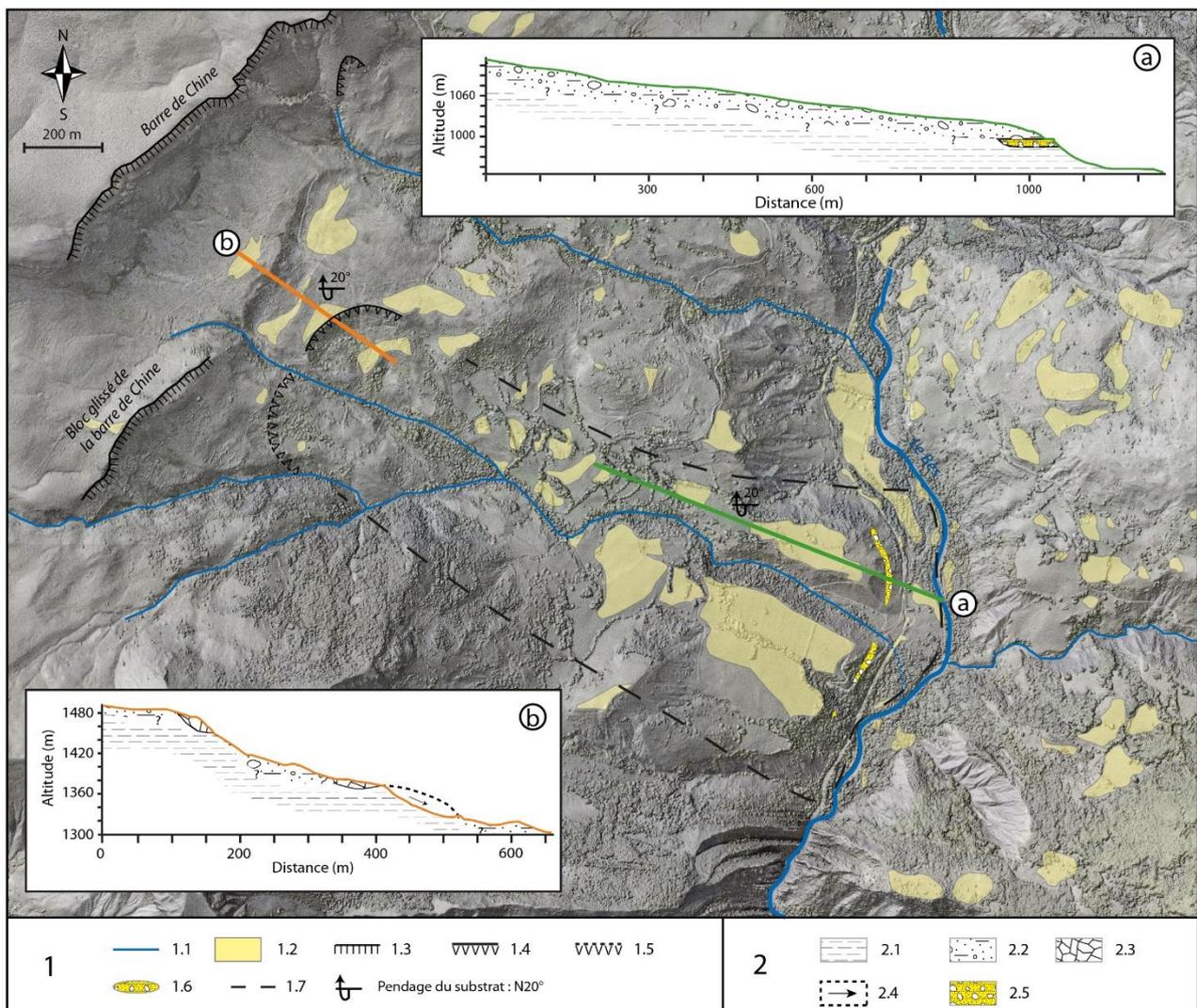


Figure 12 : croquis géomorphologique (1 ; fond de carte : MNT ombragé et drapé en transparence de l'ortho-photo) et coupes géologiques interprétatives (2) (1.1 : cours d'eau ; 1.2 : replats morphologiques ; 1.3 : crête ; 1.4 : cicatrice d'arrachement ; 1.5 : cicatrice d'arrachement supposée ; 1.6 : terrasse ; 1.7 : limite d'extension cartographique supposée du dépôt d'avalanche de débris ; 2.1 : substrat rocheux « Terres noires » ; 2.2 : dépôt de debris flow ; 2.3 : dépôt de pente anguleux ; 2.4 : volume de roche glissé et direction ; 2.5 : terrasse)

terrasse se trouve à la même altitude (relative à la pente du cours d'eau) que le replat échantillonné dans la clue (échantillons 5 à 7). Ce niveau de terrasse alluviale est relativement continu sur 400 m mais ne se retrouve à aucun autre endroit de la vallée (fig. 12 1.6&2.5). En effet, elle semble avoir été préservée seulement grâce à la couche de dépôt d'avalanche de débris la recouvrant.

De plus, une analyse plus précise de la paroi échantillonnée dans la clue de Barles a permis d'identifier des marqueurs de l'évolution morphologique verticale de la clue susceptibles d'influencer l'interprétation des datations : (i) une possible chute de colonne rocheuse par rupture en pied (fig. 13 a), (ii) la fracturation importante des bancs verticaux plus ou moins épais (entre 1 et 10 m) qui composent la paroi (fig. 13 b&c ; annexe 3.7) et (iii) la présence d'une épaisse couche de débris gravitaires au pied de la paroi orientée Sud (fig. 13 d).

La présence des dépôts de pente anguleux et la fracturation des parois de la clue témoignent de l'importance des processus érosifs gravitaires, probablement associés aux variations climatiques, et donc aux processus érosifs périglaciaires.

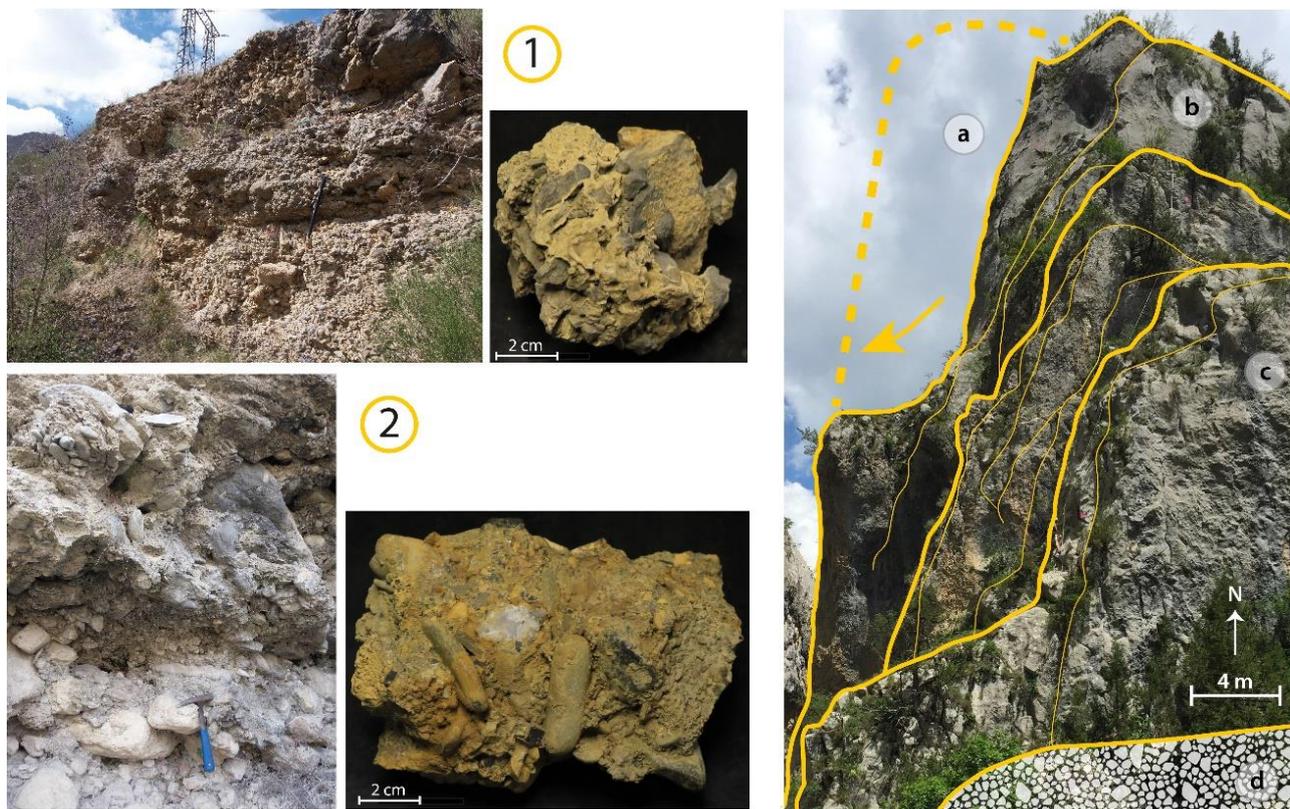


Figure 13 : Gauche : photographie des affleurements et zoom sur le dépôt de pente (1) et la terrasse alluviale (2) ; droite : observation morphologique de la paroi échantillonnée (a : possible rupture en pied d'une colonne ; b : bancs verticaux ; c : traces de chutes de blocs ; d : débris gravitaires) (ph : L. Audin, 2017)

4. Discussion : contraindre la chronologie et les facteurs de l'incision de la Clue de Barles

4.1. Première interprétation des résultats

Comme mentionné, les données de datation récoltées dans la clue de Barles ne présentent pas le profil d'incision attendu d'une paroi verticale découverte au fur et à mesure de l'incision de la rivière. De plus, il est impossible de raccorder les âges apparents au sommet de la barre calcaire (n°1 à 4) aux âges obtenus dans la partie verticale de la clue (n° 5 à 20) sans interpoler sur une distance très importante (170m). L'interprétation de ces âges nécessite de faire un tri parmi les résultats, afin de les relier ou non à l'incision fluviale de la Clue de Barles. Dans une volonté d'utiliser le maximum de données, tout en s'assurant de créer un profil d'incision « réaliste » (incision chronologique du haut vers le bas), trois options peuvent être considérées (fig. 14). Cependant, chacun de ces choix demande d'expliquer le rejet du reste des données. Pour cela, il est possible de se baser sur des critères purement statistiques, et de ne pas considérer les données qui ne correspondent pas à la tendance, les anomalies (*outliers*). Cependant, les données présentées ici sont trop peu cohérentes, et ne permettent pas de distinguer une tendance qui utilise 100% ou la majorité des données. L'interprétation des âges demande de compléter ces données par l'analyse de critères autres que statistiques, tel que la morphologie fine des bancs calcaires échantillonnés (apport de l'observation de la paroi et des surfaces échantillonnées pour la détermination de l'origine fluviale de l'érosion de la paroi) et méthodologiques (caractéristiques et limites de la méthode de datation par les NC).

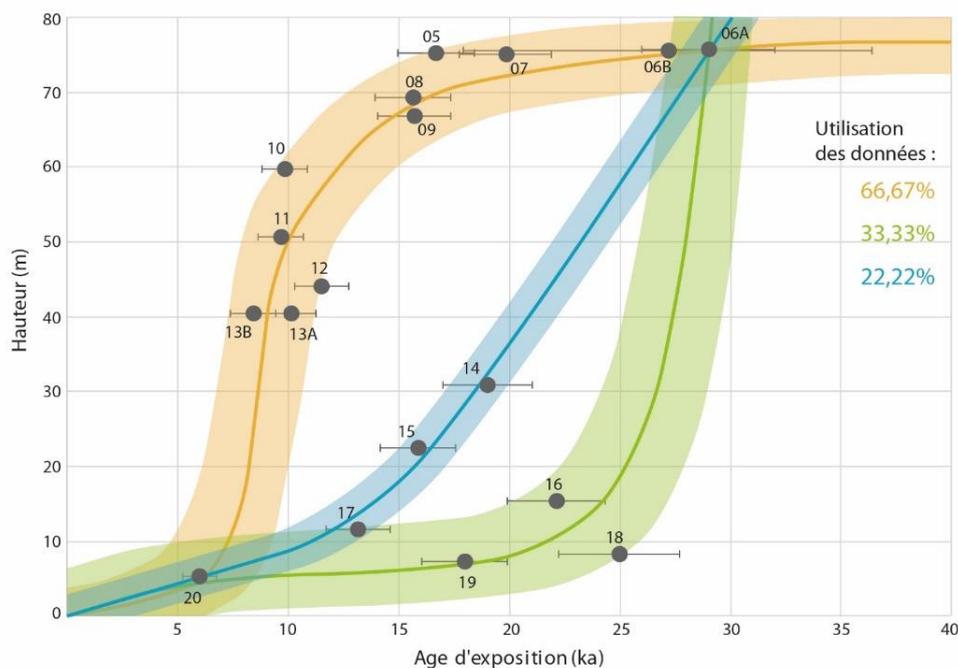


Figure 14 : Premier niveau d'interprétation et proposition de différents scénarios

4.2. Explication des résultats

Plusieurs processus peuvent expliquer les incohérences dans la chronologie d'exposition de la paroi présentée par les résultats de la datation :

4.2.1. Évènements gravitaires, chute de blocs

Les anomalies plus jeunes par rapport au reste des données sont généralement les plus faciles à expliquer. Elles traduisent un processus postérieur à l'incision et un effet de rajeunissement de la paroi. Il

peut en effet s'agir de chutes de blocs, postérieures à l'incision et traduisant le déséquilibre gravitaire qu'elle induit dans la paroi. L'âge d'une surface obtenu par datation ne correspond donc plus au moment de l'exposition de la surface par l'incision du cours d'eau, mais au moment de la chute du ou des bloc(s). Les données d'âges et les observations, sur le terrain et par l'intermédiaire des modèles 3D, permettent d'identifier des portions de la paroi en apparence instables ou qui sont marquées des cicatrices d'anciennes chutes de blocs.

Il est possible, à partir de ces observations, de lier des ensembles de données présentant des âges sensiblement similaires (en tenant compte des marges d'erreurs) et situés sur des surfaces proches, à des événements gravitaires. Ces groupes évoquent des chutes en masse d'un seul bloc ou de plusieurs chutes en chaîne correspondant au même événement (tab. 2 ; fig. 15).

Tableau 2 : Événements gravitaires et âges associés

Évènement	Échantillon(s) concerné(s)	Age (approximatif)
1	05, 07, 08, 09, 14, 15	17 000 ans
2	10, 11, 12, 13A, 13 B	10 000 ans

Les événements 1 et 2 semblent correspondre à la chute de la colonne dont les traces ont été observées sur le terrain, bien que polies par la dissolution dont les effets sur des ruptures de pente convexes comme les niches d'arrachement sont démontrés (Godard et al., 2016 ; Thomas et al., 2017) (fig. 13 a). Cette colonne se serait donc détachées en deux événements : le sommet de la colonne (événement 1) puis la partie inférieure (événement 2). La chute de cette colonne aurait eu des répercussions sur les bancs verticaux à proximité, ce qui suggère des chutes en chaîne. En effet, les échantillons 14, 15 (événement 1) et 13A et 13B (événement 2) ne se trouvent pas sur le même banc que la colonne effondrée, mais légèrement en contrebas dans le sens de l'inclinaison des bancs, verticaux et légèrement penchés vers l'aval. De plus, ils ont eu lieu pendant la même période de temps et peuvent traduire un événement climatique plus particulier.

Les âges associés à ces échantillons ne sont donc pas considérés comme étant pas liés à l'incision ni à l'évolution du point le plus bas de notre profil.

4.2.2. État d'équilibre

Les anomalies plus vieilles en revanche sont difficilement explicables par rapport aux plus jeunes. Les âges anormalement vieux peuvent cependant être lié au phénomène de « steady state ». Étant donné qu'au-delà d'une certaine durée d'exposition la production de NC est compensée par la désintégration atomique et la dénudation, l'âge d'une surface dans l'état d'équilibre peut varier entre l'âge maximum de validité et l'infini (fonction du taux de dénudation ; fig. 7).

Les échantillons 06A (29 ± 3 ka) et 06B (27 ± 9 ka) sont considérés comme étant proche de leur état d'équilibre, et donc impropre à l'interprétation de l'incision. En effet, sur ce replat il a été choisi d'utiliser un taux de dénudation de 30 mm/ka. Hors, comme il l'a été mentionné précédemment (cf. 2.1.2), l'âge maximum de fiabilité pour ce taux de dénudation est de 25 ka. De plus, l'échantillon 06B présente une concentration de 103 ppm de ^{35}Cl (nucléide qui produit naturellement du ^{36}Cl ; Gosse et Phillips, 2001; Alfimov et Ivy-Ochs, 2009), ce qui explique la large incertitude observée pour l'âge associé (fig. 15). Les 4 échantillons prélevés sur le sommet de la barre calcaire (âges > 45 ka) sont également considérés comme étant en état d'équilibre et ne seront pas considérés pour le reste de l'étude.

Ainsi, seuls 5 échantillons sont conservés, il s'agit du 16, 17, 18, 19 et 20. En effet, les surfaces associées à ces échantillons apparaissent comme étant intactes (fig. 16).

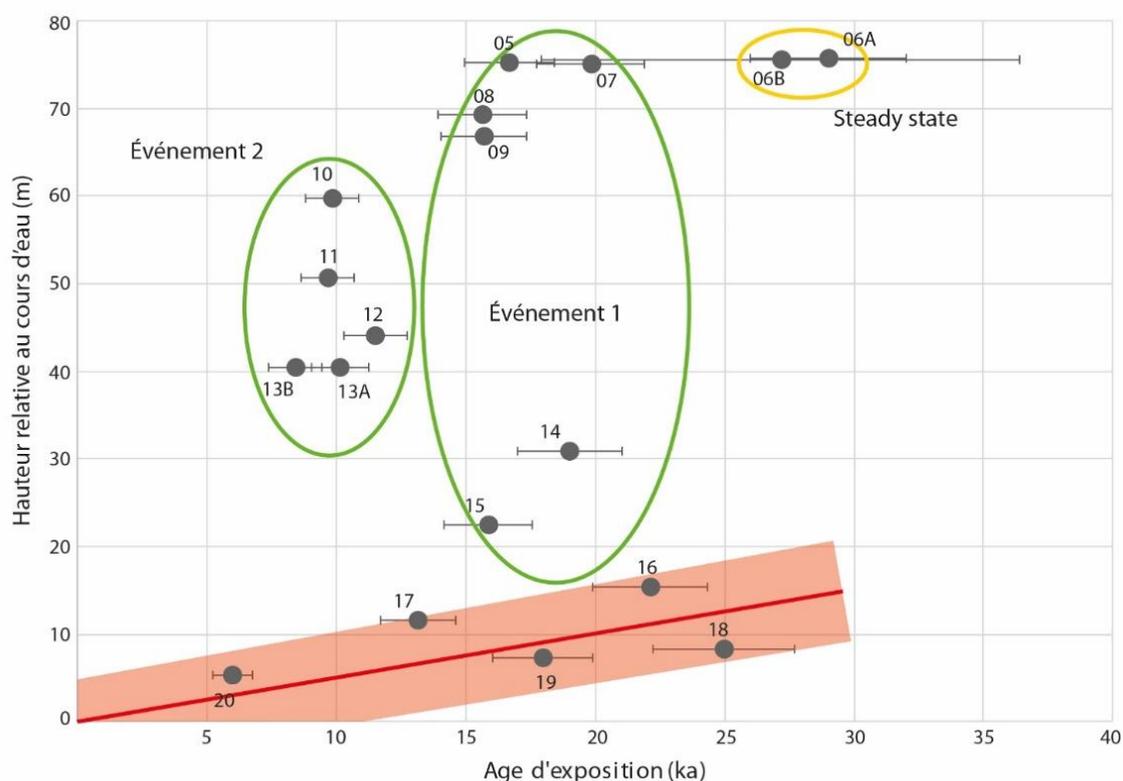


Figure 15 : Interprétation et tri des âges

4.3. L'incision de la clue de Barles

4.3.1. Les vitesses d'incision

Finalement, les résultats de notre étude ne permettent d'interpréter l'incision que sur les 16 derniers mètres de la clue de Barles. L'incision de ces 16 mètres se serait donc fait en 25 ka, à une vitesse moyenne de $0,45 \pm 0,2$ mm/an (fig. 16). Aucune phase d'accélération ou d'équilibre de l'incision ne se distingue dans ce jeu de données. Cependant, le peu de données considéré ne permet pas d'obtenir la résolution suffisante pour distinguer d'éventuelles phases de variations des vitesses d'incision. Il est donc impossible ici de corrélérer la formation de la clue avec des événements climatiques particuliers, comme les déglaciations post LGM (*Last*

Glacial Maximum : $\approx 19-14$ ka ; Clark *et al.*, 2009), Younger Drias ($\approx 11-8$ ka) et l'Optimum climatique Holocène ($\approx 5-4$ ka) (fig. 16 a, b & c).

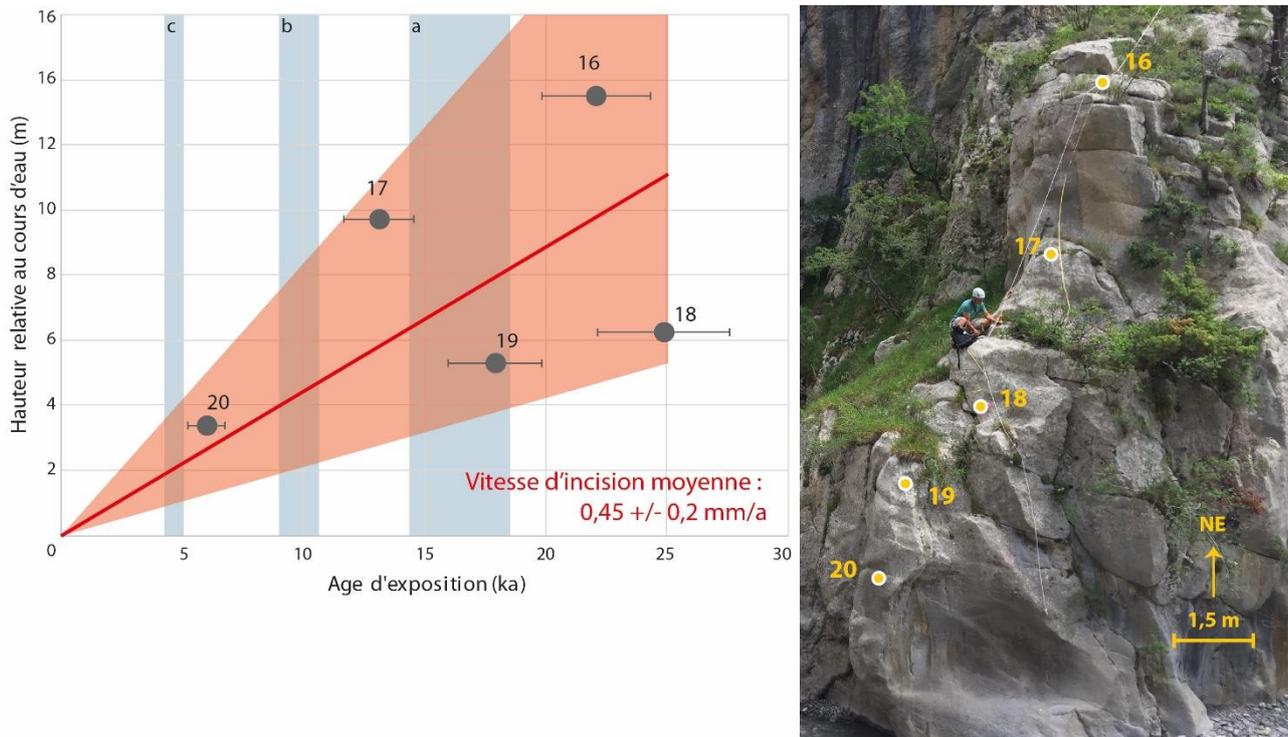


Figure 16 : Gauche : âges retenus et vitesse d'incision déduite (a : post LGM ; b : post Younger Drias ; c : Optimum climatique Holocène) ; droite : localisation des âges retenus sur la paroi de la clue

Nous obtenons ainsi la vitesse d'incision moyenne de la Clue pour 25ka. Cette fenêtre temporelle à elle seule montre que l'incision de la Clue est bien de nature fluviatile depuis les 25k dernières années et confirme les observations déduites de la géomorphologie du bassin versant en amont de la clue. Néanmoins, cette incision ne concerne que les 16 derniers mètres du profil, qui présente 80M de dénivelé quasi vertical. Bien qu'il soit possible d'extrapoler l'histoire de l'incision d'une paroi en intégrant les courbes des variations des températures globales (jusqu'à 800 ka ; EPICA, 2004), les incertitudes sont grandes (Petit *et al.*, 2019) et cet exercice requiert la corrélation des vitesses estimées avec des périodes climatiques, ce qui est impossible ici compte tenu de la faible densité de nos résultats. En revanche, étant donné que la terrasse alluviale se trouve à la même altitude que le sommet de notre profil, la datation du moment d'abandon par le cours d'eau de cette dernière permettrait d'interpoler l'histoire de l'incision sur les 80 m de notre paroi échantillonnée.

4.3.2. Quel(s) moteur(s) de l'incision ? Tectonique vs climatique

4.3.2.1. Quelles implications pour l'incision de la Clue de Barles dans l'histoire climatique de la région ?

D'autres études ont été réalisées sur des clues des Alpes du Sud à partir de la datation par les NC (fig. 17). Elles proposent des taux d'incision maximum de ≈ 8 mm/an pour les sites d'altitudes supérieures à 800 m (Salso Moreno, Isola) et des taux d'érosion entre 0,5 et 2 mm/an pour les sites de plus basses altitudes

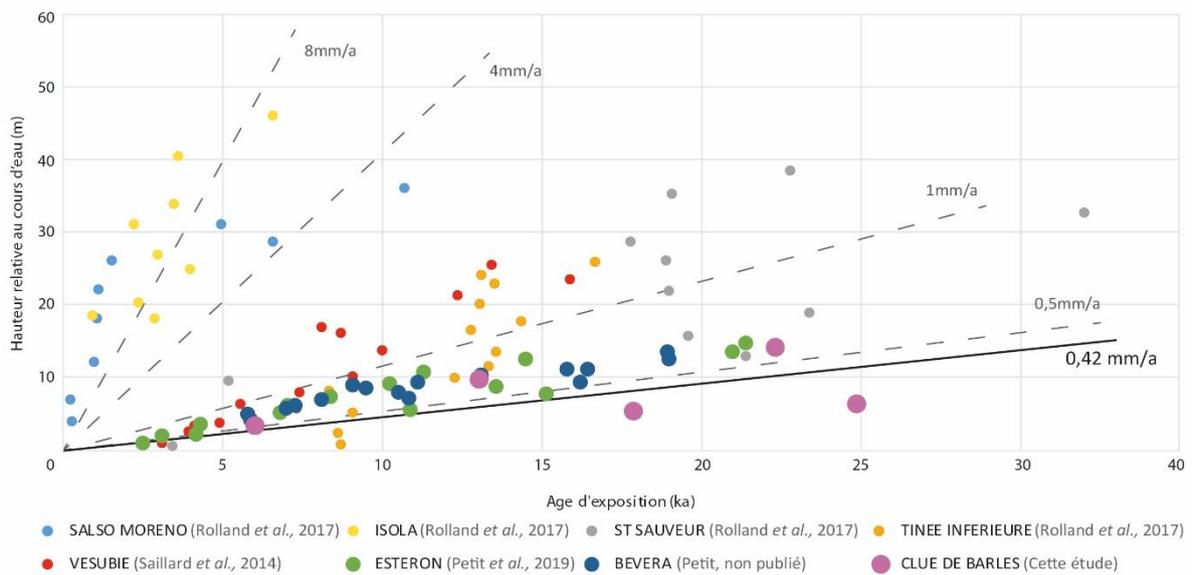


Figure 17 : Comparaison des vitesses d'incision dans les Alpes du Sud

(<400 m) (Petit *et al.*, 2019). Cette grande différence de vitesse d'incision peut s'expliquer par la proximité des glaciers lors de l'avancée maximale du LGM pour la majorité des sites comparés (fig. 18 ; Ehlers *et al.*, 2011). Seuls les bassins versant d'Esteron et de Bevera semblent épargnés par l'influence directe de l'érosion glaciaire sur site. Hors notre choix de site, la Clue de Barles dans le bassin versant du Bes est elle aussi épargnée de l'érosion directe glaciaire lors du LGM. Le site de la Tinée inférieure semble lui aussi hors d'atteinte des glaciers, mais il faut rappeler que la Tinée prend sa source dans le massif d'Argentera-Mercantour, largement englacé pendant le LGM. Ainsi, il apparaît que parmi ces sites du Sud-Est de la France, les plus semblables à Barles sont ceux d'Esteron et de Bevera. Malgré leur faible altitude (<300 m), ils montrent des taux d'incision ($\approx 0,7$ mm/a) similaires à celui de Barles ($\approx 0,45$ mm/a). Cette observation soutient la théorie selon laquelle l'incision de la vallée du Bès n'est pas liée à l'action directe des glaciers, malgré son altitude de <900 m.

Cependant, la résolution des données (densité de surfaces datées) ne permet pas de discuter de l'implication des événements climatiques (dégliaciations post-LGM, Younger Drias, Optimum climatique

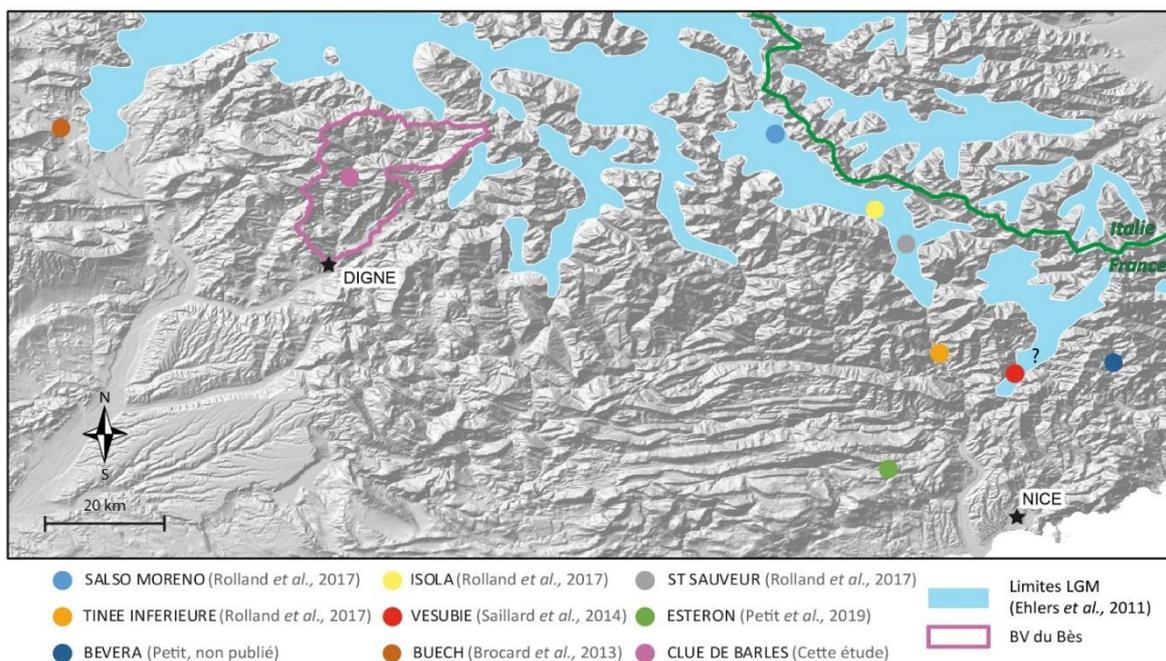


Figure 18 : Localisation des sites comparés et avancé Maximum Glaciaire (données LGM : Ehlers *et al.*, 2011)

Holocène), amplement abordées dans les études des cours d'eau des Alpes du Sud comme étant facteur de l'incision quaternaire (Saillard *et al.*, 2014 ; Rolland *et al.*, 2017 ; Petit *et al.*, 2019). En revanche, les événements de chutes semblent donner des informations nouvelles sur les impacts des variations climatiques sur les parois de la clue. En effet, on peut observer que les événements 1 et 2 interviennent durant des phases de déglaciations. Ces événements gravitaires pourraient être causés par la fonte du gel, qui a le rôle de liant entre les blocs de la paroi, fracturée par l'alternance gel-dégel. Cette hypothèse atteste encore de l'importance des processus périglaciaires dans la zone d'étude. Il est aussi possible que les blocs (déjà déstabilisés par la cryoclastie) se soient fait arrachés de la paroi lors d'épisodes de crues violentes. L'impact de telles crues entrainerait également une incision verticale du lit du cours d'eau, mais qui n'est pas visible ici par manque de résolution de notre échantillonnage encore une fois.

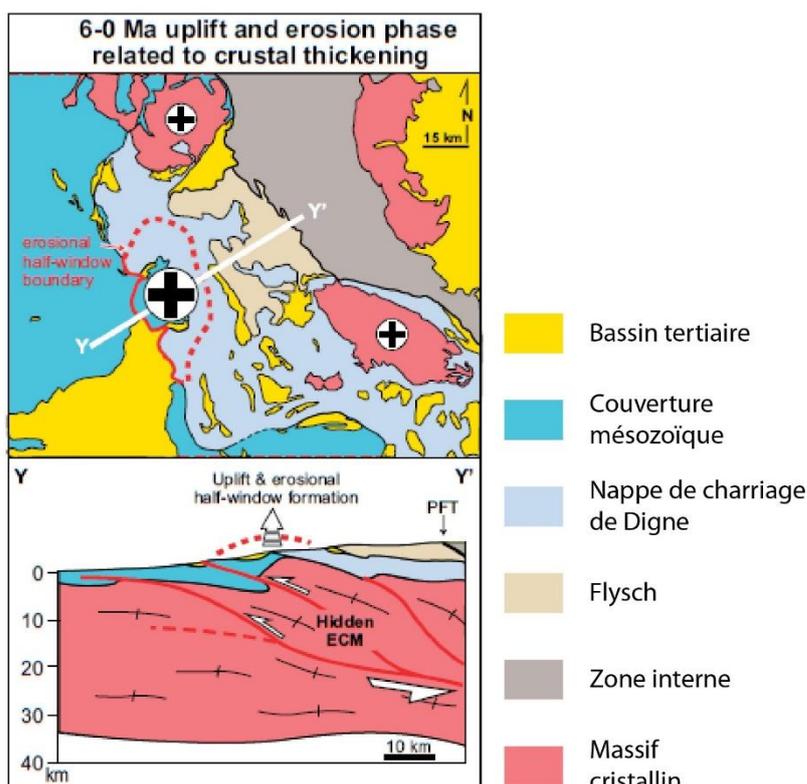
Ces observations suggèrent donc que la formation de la Clue de Barles en terme morphologique n'est pas seulement le résultat de processus d'incision fluviale, mais est aussi façonnée par des processus gravitaires parfois postérieurs à l'incision observée, en lien avec des variations climatiques.

4.3.2.2. Quelles implications tectoniques ? L'incision peut-elle être considérée comme un proxy d'une réponse à un soulèvement tectonique ?

A des échelles temporelles et spatiales différentes, d'autres études ont montré des résultats comparables. Proche de Barles, Brocard *et al.* (2003) ont démontré, à partir de la datation des terrasses alluviales du Buëch (fig. 18), un taux d'incision long terme (19Ma) de $\approx 0,8$ mm/a. Dans le massif cristallin externe du Écrins-Pelvoux, Delunel (2010) a trouvé des taux d'érosion entre 0,5 et 1 mm/a depuis le LGM. Dans le massif cristallin externe de l'Argentera, Bigot-Cormier (2000) observe un taux d'érosion de ≈ 1 mm/an sur les 10 derniers Ma.

Ces études montrent donc des vitesses d'érosion et d'incision très semblables dans toutes les Alpes occidentales. Hors, on sait que l'incision peut traduire une réponse des réseaux hydrologiques au soulèvement tectonique (England et Molnar, 1990 ; Lavé et Avouac, 2001 ;

Figure 19 : Schéma de l'évolution tectonique du front des Alpes Françaises depuis 6 Ma : soulèvement et érosion de la demi-fenêtre de Barles par épaissement de la croûte (Schwartz *et al.*, 2017)



Wobus *et al.*, 2006 ; Kirby et Whipple, 2012). Et en effet, des études récentes traitant des données GPS dans les Alpes du Sud (Walpersdorf *et al.*, 2018 ; Sternai *et al.*, 2019) attestent d'un soulèvement actuel de 0,5 à 1 mm/an. Plus localement, Schwartz *et al.* (2017) montrent par une étude de thermochronométrie que la zone de Barles se soulève à une vitesse de $\approx 0,7$ mm/an depuis 5Ma. L'origine de l'exhumation du massif cristallin externe, semblable à ceux du Pelvoux et de l'Argentera, est l'implication d'une faille lithosphérique sous la demi-fenêtre de Barles (fig. 19).

Ces données locales de soulèvement long terme (thermochronologie ; Schwartz *et al.*, 2017) et court terme (GPS ; Walpersdorf *et al.*, 2018 ; Sternai *et al.*, 2019) sont très similaires à nos résultats qui proposent une vitesse moyenne d'incision de $0,45 \pm 0,2$ mm/a sur 25 ka. La comparaison semble donc démontrer la réponse érosive court-terme du Bès proportionnelle au soulèvement long-terme causée par l'exhumation d'un « futur » massif cristallin externe et identifie donc le soulèvement par contrainte tectonique comme moteur de l'incision de la Clue de Barles.

4.4. Développement méthodologique : Quel apport de la 3D sur l'estimation du facteur d'écrantage ?

La méthode numérique, développée à partir de MNT 3D de haute précision acquis par photogrammétrie, a montré des résultats très satisfaisants et novateur pour l'étude de l'incision des clues avec la datation par les NC. En effet, la méthode 3D permet d'affiner considérablement l'estimation de l'écrantage topographique (jusqu'à 33 %) et de contourner les difficultés et les imprécisions inhérentes à l'acquisition de ce paramètre dans une clue. En revanche, la valeur d'incertitude appliquée est celle utilisée arbitrairement pour la méthode de détermination des âges à partir de concentrations de ^{36}Cl développée par Schimmelpfennig *et al.* (2009). L'incertitude appliquée ne s'avère pas adaptée à notre nouvelle méthode et induit des résultats peu cohérents avec la réalité du terrain. En effet, on observe que l'incertitude augmente à mesure que l'écrantage diminue (que le facteur se rapproche de 1 ; fig. 9) et donc que l'exposition augmente. Hors, le modèle 3D présente une meilleure précision pour ces surfaces très exposées que sur les zones verticales et peu exposées.

Ainsi, afin d'optimiser au maximum les résultats de l'estimation du facteur d'écrantage par la méthode numérique, il est nécessaire de développer une méthode de détermination de l'incertitude adaptée. En effet, en utilisant une valeur d'incertitude arbitraire (10%), la précision des résultats est limitée et ne représente pas fidèlement les capacités de la méthode 3D. Les facteurs susceptibles d'influencer l'incertitude sont quantifiables. Il s'agit de(s) :

- paramètres de recherche de l'écrantage (intervalle azimut (θ_S) et un angle d'élévation donné (θ_S)) ;
- la résolution du MNT (dimensions du terrain représenté dans une cellule) ;

- la précision du MNT (incertitude relative aux coordonnées géographiques de chaque cellule par rapport au système de projection choisi) ;
- la pente des surfaces échantillonnée.

Il est donc nécessaire de développer une méthode de détermination de l'incertitude adaptée, prenant en considération ces différents facteurs afin d'exploiter au maximum les capacités de la méthode numérique présentée dans cette étude.

Conclusion

La datation pour la quantification de l'incision de la clue de Barles a nécessité d'adopter une approche méthodologique en trois-dimensions. L'étude des parois verticales de la clue a démontré l'apport de la modélisation 3D pour l'observation géomorphologique des surfaces échantillonnées et l'estimation précise de l'écrantage topographique, facteurs déterminants pour l'estimation et l'interprétation des âges d'exposition obtenu grâce à la méthode de datation par les NC. Les résultats ont permis d'interpréter la vitesse d'incision moyenne de la clue de Barles ($0,45 \pm 0,2$ mm/a) et de discuter de l'implication des différents facteurs (climat vs tectonique) à différentes échelles de temps.

Tout d'abord, la résolution des résultats s'est révélée insuffisante pour permettre de relier l'incision à des événements climatiques particuliers. En revanche, les événements gravitaires, responsables du rajeunissement des parois et de l'érosion latérale de la clue, semblent survenir durant des périodes de déglaciations. Ces interprétations appuient l'hypothèse selon laquelle les processus érosifs périglaciaires sont très importants dans la zone d'étude, comme les observations de terrain dans la vallée amont ont pu démontrer. Ainsi, l'incision court terme n'a pas pour seule origine les processus fluviaux. En effet, la cryoclastie et les processus gravitaires contribuent à l'érosion du relief, comme observé par d'autres études (Hales et Roering, 2009 ; Delunel, 2010). De plus, la comparaison de ce taux d'incision avec ceux de bassins versants non englacés des Alpes du Sud (Petit et al., 2019) soutient la thèse selon laquelle la vallée du Bès a été épargnée de l'action érosive directe des glaciers quaternaires. Enfin, la vitesse d'incision estimée, de $0,45 \pm 0,2$ mm/a, est comparable avec les données d'autres études, démontrant un soulèvement long terme (thermochronométrie ; Schwartz et al., 2017) et récent (GPS ; Walpersdorf *et al.*, 2018 ; Sternai *et al.*, 2019) entre 0,5 et 1 mm/a dans les Alpes du Sud. Ces observations identifient donc le soulèvement long terme comme le moteur de l'incision court terme de la vallée du Bès.

Cependant, ces interprétations ne s'appuient que sur 28% des échantillons récoltés sur le terrain et ne concerne que les 16 derniers mètres de la Clue. Nous pouvons donc nous questionner sur l'efficacité de la méthode de datation par les NC pour la Clue de Barles. En effet, l'interprétation des résultats indique que la Clue est un objet morphologique compliqué, notamment à cause du phénomène de « steady state » et du rajeunissement important des parois par événements gravitaires. Néanmoins, connaissant ces limites, il serait intéressant de compléter le jeu de données en complétant l'échantillonnage de la zone. La cible

potentielle serait les 3 derniers mètres du profil échantillonné (du n°20 au niveau actuel du Bès) ou des zones moins susceptibles d'avoir souffert de chutes de blocs (fonction de l'épaisseur des bancs). Ces nouvelles acquisitions permettraient de mettre en évidence d'éventuelles variations de cette vitesse d'incision et ainsi de discuter davantage de l'implication des variations climatiques. De plus, il serait intéressant de comparer les vitesses et dates de l'incision de la Clue du Pérouré, située en aval, avec nos données, afin de déterminer si la réponse érosive du Bès est homogène sur toute la longueur de son bassin versant, notamment par rapport à la position des différents *knickpoints*.

Ces résultats, mis en perspective par les études similaires menées dans les Alpes du Sud, donnent une information ponctuelle essentielle à la compréhension de la réponse des cours d'eau à la tectonique et au climat, responsable du façonnage des reliefs actuels au front des Alpes. En effet, ils sont les seuls à permettre pour l'instant de suggérer une origine tectonique à l'incision observée.

Références bibliographiques

- Adams J., 1985. *Large-scale tectonic geomorphology of the Southern Alps, New Zealand*. In: Morisawa M., Hack J.T., Eds., *Tectonic Geomorphology*. Allen and Unwin, Boston : 105-128.
- Alfimov V. et Ivy-Ochs S., 2009. How well do we understand production of ³⁶Cl in limestone and dolomite ? *Quaternary Geochronology*, 4 : 462-474.
- Attal M., Tucker G. E., Whittaker A. C., Cowie P. A., et Roberts G.P., 2008. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. *Journal of Geophysical Research*, 113, F03013.
- Bacon S.N., McDonald E.V., Caldwell T.G. et Dalldorf G.K., 2009. Timing and distribution of alluvial fan sedimentation in response to strengthening of late Holocene ENSO variability in the Sonoran Desert, southwestern Arizona, USA. *Quaternary Research*, 73 : 425-438.
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A. et Dunai T.J., 1996. A complete and easily accessible means of calculating surfaces exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3 : 174-195.
- Baotian P., Xiaofei H., Hongshan G., Zhenbo H., Bo C., Haopeng G. et Qingyang L., 2013. Late Quaternary river incision rates and rock uplift pattern of the eastern Qilian Shan Mountain, China. *Geomorphology*, 184 : 84-97.
- Bigot-Cormier F., 2000. *La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge Nord-Ligure : Arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine*. Thèse de doctorat, Université Nice Sophia Antipolis. 353 p.
- Braucher R., Castillo P.D., Siame L., Hidy A.J. et Bourlès D.L., 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ¹⁰Be depth profile : a mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quaternary Geochronology*, 4, 1 : 56 - 67
- Braucher R., Merchel S., Borgomano J. et Bourlès D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth : a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 309 : 1-9.
- Brocard G.Y., 2003. Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France). *Géologie Alpine Mémoire H.S.*, 43, 167 p.
- Brocard G.Y., Van Der Beek P., Bourlès D., Siame L. et Mugnier J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rate and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ¹⁰Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 209 : 197-214.
- Brocklehurst S.H. et Whipple K.X., 2002. Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. *Geomorphology*, 42 : 1-24.
- Brunier G., Fleury J., Anthony J.A., Pothin V., Vella C., Dussouillez P., Gardel A. et Michaud E., 2016. Structure-from-Motion photogrammetry for high-resolution coastal and fluvial geomorphic surveys. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 22, 2 : 147-161.
- Bucha V., 1970. *Influence of Earth's magnetic field on radio-carbon dating*. In : Radiocarbon Variations and Absolute Chronology, I.U. Olsson (Eds.) John Wiley, New York : 501-511.
- Burbank D.W., Leland J., Fielding E., Anderson R.S., Brozovic N., Reid M.R., et Duncan C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379 : 505-510.
- Castillo-Rodriguez M.E., 2011. *Base-level fall, knickpoint retreat and transient channel morphology: The case of small bedrock rivers on resistant quartzites (Isle of Jura, western Scotland)*. Thèse de Doctorat, Université de Glasgow, 356 p.
- Champagnac, J.D., Molnar P., Anderson R.S., Sue C. et Delacou B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western

- Alps. *Geological Society of America*, 35, 3 : 195-198.
- Champagnac J.D., van der Beek P., Diraison G. et Dauphin S., 2008. Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova*, 20 : 213-220.
- Chudley T.R., Christoffersen P., Doyle S.H., Abellan A. et Snooke N. High accuracy UAV photogrammetry of ice sheet dynamics with no ground control. *The Cryosphere Discussions*, in press, 22p.
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W. et McCabe A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325 : 710-714.
- Codilean A.T., 2006. Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 6 : 785-794.
- Colomina I. et Molina P., 2014. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing*, 92 : 79-97.
- Daniels J.M., 2008. Distinguishing allogenic from autogenic causes of bed elevation change in Late Quaternary alluvial stratigraphic records. *Geomorphology*, 101 : 159-171.
- Delunel R., 2002. *Évolution géomorphologique du massif des Écrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire – Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ*. Thèse de Doctorat, Université Grenoble Alpes. 262 p.
- Desilets D. et Zreda M., 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 206 : 21-42.
- Dunai T., 2000. Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: A critical reevaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 176 : 157-169.
- Dunne F., Elmore D. et Muzikar P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, 27 : 3-11.
- Ehlers J., Gibbard P.L., et Hughes P.D. 2011. (Eds.): Supplementary data to Quaternary glaciations – extent and chronology, a closer look, vol. 15 of *Developments in Quaternary Science*, Elsevier, Amsterdam, disponible à : <https://booksite.elsevier.com/9780444534477> (dernière visite: 9 mai 2019).
- England P. et Molnar P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18 : 1173-1177.
- EPICA Community Members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429 : 623-628.
- Ferrier K.L., Huppert K. L. et Perron J.T., 2013. Climatic control of bedrock river incision. *Nature*, 496 : 206-209.
- Fonstad M.A., Dietrich J.T., Courville B.C., Jensen J.L. et Carbonneau P.E., 2013. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 : 421-430.
- Fournier M., Agard P. et Petit C., 2008. Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne nappe, southern Alps). Implication for the timing of folding in the Valensole foreland basin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 6 : 551-568.
- Furukawa Y. et Ponce J., 2010. Accurate, Dense, and Robust Multi-View Stereopsis. *Pattern Analysis and Machine Intelligence. IEEE Transactions on Communications*, 32, 8 : 1362-1376.
- Gerke M., 2009. Dense matching in high resolution oblique airborne images. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 38, W4Girod L., Nielsen N.I., Couderette F., Nuth C. et Käab A., 2018. Precise DEM extraction from Svalbard using 1936 high oblique imagery. *Geoscientific Instrumentation Methods and Data Systems*, 7 : 277-288.
- Godard V., Ollivier V., Bellier O., Miramont C., Shabanian E., Fleury J., Benedetti L., Guillou V. et ASTER Team, 2016. Weathering-limited hillslope evolution in carbonate landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, 446 : 10-20.
- Gosse J. et Phillips F., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20 : 1475-1560.
- Granger D. et Muzikar P. 2001. Dating sediment burial with in situ produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 188 : 269-281.
- Granger D. et Riebe C., 2007. *Cosmogenic Nuclides in Weathering and Erosion*. In : Drever J., (ed.), *Treatise on Geochemistry and Ground Water, Weathering, and Soils*. Elsevier.
- Haccard Y., Beaudoin B., Gigot P. et Jorda M., 1989. *Carte géologique de France (1/50 000), feuille LA JAVIE (918)*. Orléans : Bureau de recherche géologiques et minières. Note explicative par Haccard Y., Beaudoin B., Gigot P. et Jorda M. 152 p.
- Hack J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperature regions. *American Journal of Sciences*, 258, A : 80-97.
- Hales T.C. et Roering J.J., 2009. A frost "buzzsaw" mechanism for erosion of the eastern Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 107 : 241-253.
- Hay W.W., 1998. Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology*, 145 : 287-323.
- Hovius N., 2000. *Macroscale process systems of mountain belt erosion*. In : *Geomorphology and global tectonics*, Summerfield M.A., (ed.), Wiley and Sons Ltd : 77-105.
- Jaboyedoff M., Oppikofer T., Abella, A., Derron M. H., Loye A., Metzger R. et Pedrazzini A., 2010. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*, 61, 1 : 5-28.
- Jones R.S., Whitehouse P.L., Bentley M.J., Small D. et Dalton A.S., in press. Impact of glacial isostatic adjustment on cosmogenic surface-exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, in press. 7 p.
- Kirby E. et Whipple K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44 : 54-75.
- Lal D., 1988. In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16 : 355-388.
- Lal D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 : 424-439.
- Lallias-Tacon S., 2015. *Analyse spatio-temporelle de la morphologie des rivières en tresses par LiDAR aéroporté*. Thèse de Doctorat, Université de Lyon. 213 p.
- Lavé J. et Avouac J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*,

106, B11: 25 561-25 593.

- Legel Y., 2011. *La photogrammétrie : principes généraux et terminologies*. In : Jaillet S., Ployon E. et Villemin T. Images et modèles 3D en milieux naturels. Collection EDYTEM, 12 : 41-50.
- Li Y.-K., 2013. Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis : a GIS approach and field validation. *Journal of Mountain Science*, 10, 3 : 355-362.
- Lingua A., Marenchino D. et Nex Francesco., 2009. Performance analysis of the SIFT operator for automatic feature extraction and matching in photogrammetric applications. *Sensors*, 9 : 3 745-3 766.
- Lingua A., Noardo F., Spano A., Sanna S. et Matrone F., 2017. 3D model generation using oblique images acquired by UAV. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-4/W2 : 107-115.
- Lowe D., 1999. *Object recognition from local scale-invariant features*. Proceedings of the International Conference of Computer Vision, Corfu, Greece.
- Lowe D., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60 : 91-110.
- Lucieer A., de Jong S.M. et Turner D., 2013. Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Progress in Physical Geography*, 38, 1 : 97-116.
- Marrero S.M., Phillips F.M., Caffee M.W. et Gosse J.C., 2016a. CRONUS-Earth cosmogenic ³⁶Cl calibration. *Quaternary Geochronology*, 31 : 199-219.
- Medjkane M., Maquaire O., Costa S., Roulland Th., Letortu P., Fauchard C., Antoine R., et Davidson R., 2018. High-resolution monitoring of complex coastal morphology changes: cross-efficiency of SfM and TLS-based survey (Vaches-Noires cliffs, Normandy, France). *Landslides*, 15 : 1 097-1 108.
- Meigs A. et Sauber J., 2000. Southern Alaska as an exemple of the long-term consequences of mountain building under the influence of glaciers. *Quaternary Sciences Review*, 19 : 1543-1562.
- Montgomery D.R., 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology*, 30 : 1047-1050.
- Mudd S.M., Harel M.-A., Hurst M.D., Grieve S.W.D. et Marrero S.M., 2016. The CAIRN method : automated, reproducible calculation of catchment-average denudation rates from cosmogenic nuclide concentrations. *Earth Surface Dynamics*, 4 : 655-674.
- Nishiizumi K., Finkel R.C., Klein J. et Khol C.P., 1996. Cosmogenic production of ⁷Be and ¹⁰Be in water targets. *Journal of Geophysical Research*, 101, 10 : 22 225-22 232.
- Norton K.P. et Vanacker V., 2009. Effects of terrain smoothing on topographic shielding correction factors for cosmogenic nuclide-derived estimates of basin-averaged denudation rates. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34 : 145-154.
- Ouimet W.B., Whipple K.X., Crosby B.T., Johnson J.P. et Schildgen T.F., 2008. Epigenetic gorges in fluvial landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 1993-2009.
- Pan B., Burbank D.W., Wang Y., Wu G., Li J. et Guan Q., 2003. A 900 k.y. Record of strath terrace formation during glacial-interglacial transitions in northwest China. *Geology*, 31: 957-960.
- Penck W., 1924. *Die morphologische analyse*. Engelhorn's Nachfolger, Stuttgart, 283 p.
- Petit C., Goren L., Rolland Y., Bourlès D., Braucher R., Saillard M. et Cassol D., 2017. Recent, climate-driven river incision rate fluctuations in the Mercantour crystalline massif, southern French Alps. *Quaternary Sciences Review*, 165 : 73-87.
- Petit C., Rolland Y., Braucher R., Bourlès D., Guillou V. et Petitperrin V., 2019. River incision and migration deduced from ³⁶Cl cosmic-ray exposure durations: The Clue de la Cerise gorge in southern French Alps. *Geomorphology*, 330 : 81-88.
- Pierrot Deseilligny M. et Clery I., 2011. *Évolutions récentes en photogrammétrie et modélisation 3D par photo des milieux naturels*. In : Jaillet S., Ployon E. et Villemin T. Images et modèles 3D en milieux naturels. Collection EDYTEM, 12 : 51-66.
- Potgieter M.S., 2013. Solar modulation of cosmic rays. *Living Reviews in Solar Physics*, 10, 3. 66 p.
- Pratt B., Burbank D.W., Heimsath A. et Ojha T., 2002. Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya. *Geology*, 30, 10 : 911-914.
- Remondino F., Spera M.G., Nocerino E., Menna F., Nex F., 2014. State of the art in high density image matching. *The Photogrammetric Record*, 29 : 144-166.
- Righter K., Caffee M., Rosas-Elguera J. et Valencia V., 2010. Channel incision in the Rio Atenguillo, Jalisco, Mexico, defined by ³⁶Cl measurements of bedrock. *Geomorphology*, 120 : 279-292.
- Robertson D.P. et Cipolla R., 2009. *Structure from motion*. In: Varga M., Ed., Practical Image Processing and Computer Vision. John Wiley, Chichester.
- Rolland Y., Petit C., Saillard M., Braucher R., Bourlès D., Darnault R., Cassol D. et ASTER Team, 2017. Inner gorges incision history: A proxy for deglaciation ? Insights from Cosmic Ray Exposure dating (¹⁰Be and ³⁶Cl) of river-polished surfaces (Tinée River, SW Alps, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 457: 271-281.
- Rothmund S., Niethammer U., Malet J.-P. et Joswif M., 2013. Landslide surface monitoring based on UAV- and ground-based images and terrestrial laser scanning : accuracy analysis and morphological interpretation. *First Break*, 31, 8 : 81-87.
- Ryb U., Matmon A., Erel Y., Haviv I., Katz A., Starinsky A., Angert A. et ASTER Team, 2014a. Controls on denudation rates in tectonically stable Mediterranean carbonate terrain. *The Geological Society of America Bulletin*, 126 : 553-568.
- Ryb U., Matmon A., Erel Y., Haviv I., Benedetti L. et Hidy A.J., 2014b. Styles and rates of long-term denudation in carbonate terrains under a Mediterranean to hyper-arid climatic gradient. *Earth and Planetary Science Letters*, 406 : 142-152.
- Sadier B., Delannoy J.-J., Benedetti L., Bourlès D.L., Jaillet S., Geneste J.-M., Lebatard A.-E. et Arnold M., 2012. Further constraints on the Chauvet cave artwork elaboration. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109: 8002-8006.
- Saillard M., Petit C., Rolland Y., Braucher R., Bourlès D. L., Zerathe S., Revel M. et Jourdon A., 2014. Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern French Alps) from in situ-produced ³⁶Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications. *Journal of Geophysical Research*. *Earth Surface*, 119 : 1121-1135.
- Sanz-Ablanedo E., Chandler J.H., Rodriguez-Pérez J.R. et Ordonez C., 2018. Accuracy of Unmanned Aerial Vehicle (UAV) and SfM photogrammetry survey as a function of the number and location of ground control points used. *Remote Sensing*, 10, 1606.

- Schaller M., Hovius N., Willett S.D., Ivy-Ochs S., Synal H.-A. et Chen M.-C., 2005. Fluvial bedrock incision in the active mountain belt of Taiwan from in situ-produced cosmogenic nuclides. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 : 955-971.
- Schwartz S., Gautheron C., Audin L., Dumont T., Nomade J., Barbarand J., Pinna-Jamme R. et van der Beek P., 2017. Foreland exhumation controlled by crustal thickening in the Western Alps. *Geological Society of America*, 45, 2 : 139-142.
- Schimmelpfennig I., Benedetti L., Finkel R., Pik R., Blard P.-H., Bourlès D.L., Burnard P. et Williams A., 2009. Source of in situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implication for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology*, 4 : 441-461.
- Seidl M.A., Finkel R.C., Caffee M.W., Hudson B.G. et Dietrich W.E., 1997. Cosmogenic isotope analysis applied to river longitudinal profile evolution: Problems and interpretations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 : 195-209.
- Snavely N., Seitz S.M. et Szeliski R., 2006. Photo tourism: exploring photo collections in 3D. *ACM Transactions on Graphics*, 25 : 835-846.
- Sternai P., Sue C., Husson L., Serpelloni E., Becker T.W., Willett S.D., Faccenna C., Giulio A.D., Spada G., Jolivet L., Valla P., Petit C., Nocquet J.-M., Walpersdorf A., et Castelletort S., 2019. Present-day uplift of the European Alps : Evaluating mechanisms and models of their relative contributions. *Earth Science Reviews*, 190 : 589-604.
- Stone J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105 : 23 753-23 759.
- Szeliski R., 2010. *Computer vision: algorithms and applications*. Springer Science & Business Media (Eds). 979 p.
- Thomas F., Godard V., Bellier O., Shabanian E., Ollivier V., Benedetti L., Rizza M., Espurt N., Guillou V., Hollender F., Molliex S. et ASTER Team, 2017. Morphological controls on the dynamics of carbonate landscapes under a mediterranean climate. *Terra Nova*, 29, 3 : 173-182.
- Valla P.G., van der Beek P.A. et Carcaillet J., 2010. Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrin-Pelvoux massif) using cosmogenic ^{10}Be . *Terra Nova*, 22 : 18-25.
- Valla P.G., Shuster D.L. et Van der Beek P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nature Geoscience*, 4 : 688-692.
- Vandenberghe J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: An evolution of ideas. *Quaternary Sciences Review*, 22 : 2053-2060.
- Van der Woerd J., Tapponnier P., Ryerson F.J., Meriaux A.-S., Meyer B., Gaudemer Y., Finkel R.C., Caffee M.W., Zhao G. et Xu Z., 2002. Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from ^{26}Al , ^{10}Be , and ^{14}C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International*, 148 : 356-388.
- Vazquez-Tarrio D., Borgniet L., Liébault F. et Recking A., 2017. Using UAS optical imagery and SfM photogrammetry to characterize the surface grain size of gravel bars in a braided river (Vénéon River, French Alps). *Geomorphology*, 285 : 94-105.
- Walker M.J.C., 2005. *Quaternary Dating Methods*. John Wiley & Sons Ltd (Ed.), Chichester, England, 306 p.
- Walpersdorf A., Pinget L., Vernant O., Sue C., Deprez A. et RENAG team. Does long-term GPS in the Western Alps finally confirm earthquake mechanisms ? *Tectonics*, 37 : 3721-3737.
- Weissel J.K. et Seidl, M.A., 1998. *Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin*. In: Rivers over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels. Tinkler K.J. et Wohl E.E., eds., American Geophysical Union, Washington DC. Geophysical Monograph, 107 : 189-206
- Willett S.D., 1999. Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104, B12 : 28 957-28 981.
- Willett S.D., Slingerland R. et Hovius N., 2002. Uplift, shortening, and steady-state topography in active mountain belts. *American Journal of Sciences*, 301 : 455-485.
- Willett S.D. et Brandon M.T., 2002. On steady states in mountain belts. *Geology*, 30 : 175-178.
- Whipple K.X., Kirby E. et Brocklehurst S.H., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, 401 : 39-43.
- Whipple K.X., 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, 301 : 313-325.
- Wobus C., Whipple K.X., Kirby E., Snyder N., Johnson J., Spyropoulou K., Crosby B. et Sheehan D., 2006. *Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls*. In: Willett S.D., Hovius N., Brandon M.T., Fisher D.M., (Eds.), Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. *Geological Society of America Special Paper*, 398 : 55-74.
- Zerathe S., 2013. *Origine et évolution des ruptures gravitaires de grande ampleur dans les chaînes subalpines méridionales à l'Holocène*. Thèse de doctorat, Université de Nice Sophia Antipolis. 326 p.
- Zerathe S., Braucher R., Lebourg T., Bourlès D., Manettu M. et Léanni L., 2013. Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced ^{10}Be : possible complications revealed through a comparison with ^{36}Cl applied to coexisting limestone. *Quaternary Geochronology*, 17 : 81-93.
- Zerathe S., Blard P.-H., Braucher R., Bourlès D., Audin L., Carcaillet J., Delgado F., Benavente C. et ASTER Team, 2017. Toward the feldspar alternative for cosmogenic ^{10}Be applications. *Quaternary Chronology*, 41 : 83-96.

Références bibliographiques complémentaires : voir annexe 5

Table des figures

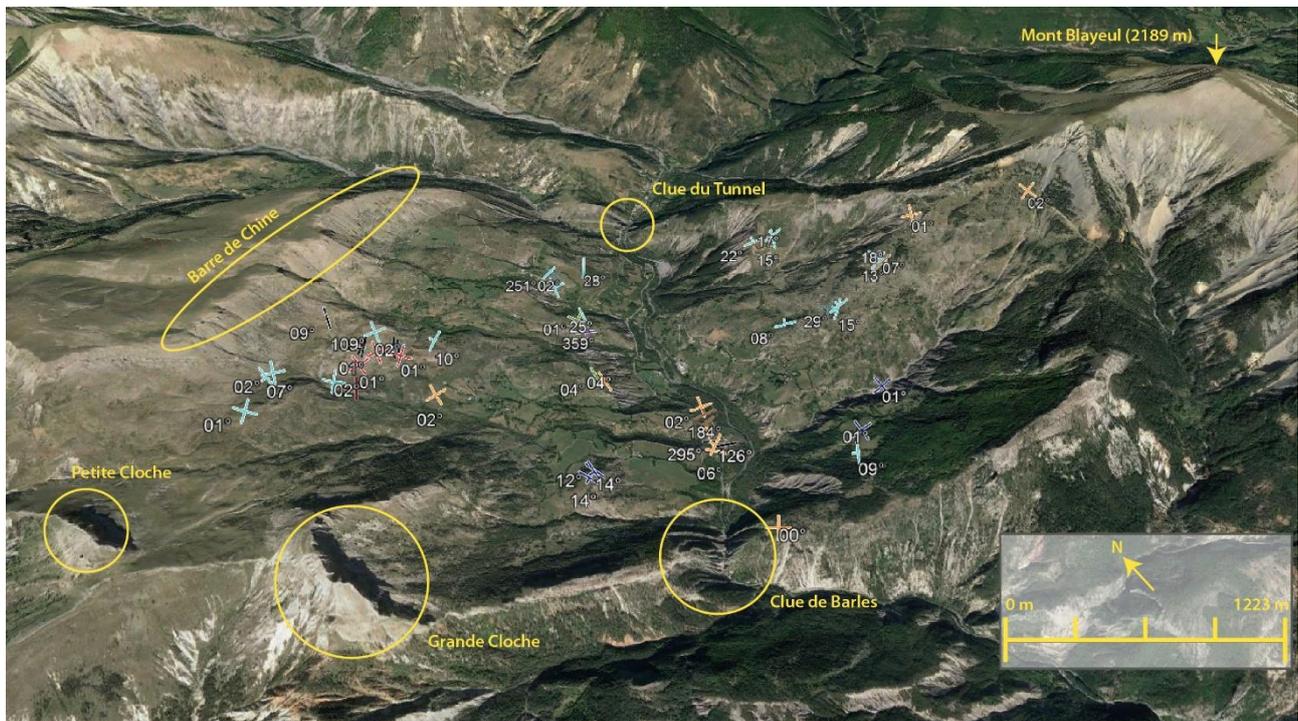
Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude (fond de carte : BDORTHO 5m, IGN)	5
Figure 2 : Vallée du Bès (a : Bès ; b : combes ; c : barres calcaires ; d : clue de Barles	6
Figure 3 : Carte géologique de la zone d'étude (combe délimitée et clues entourées en blanc) (d'après la carte au 1/50 000 "La Javie" par Haccard et al., 1989).....	6
Figure 4 : Coupe synthétique de la demi-fenêtre de Barles (modifiée de Fournier <i>et al.</i> , 2008)	7
Figure 5 : Évolution de la concentration du ¹⁰ Be, ²⁶ Al et ³⁶ Cl en fonction de la profondeur massique (Les courbes pleines et pointillées représentent la modélisation de concentration ; Braucher <i>et al.</i> , 2011). La profondeur, qui correspond ici à la longueur d'atténuation, est généralement exprimée en grammes par cm ² , et non en distance, de manière à être indépendante de la densité des roches considérées (Dunne <i>et al.</i> , 1999 ; Braucher <i>et al.</i> , 2009).....	8
Figure 6 : rayonnement cosmique et facteurs d'atténuation du rayonnement (ligne pointillée : atmosphère ; x : rayon bloqué par le relief ; - : épaisseur d'atmosphère réduite dans le cas d'un rayon à l'incidence normale ; + : épaisseur d'atmosphère supérieure).	9
Figure 7 : Évolution théorique de la concentration en ³⁶ Cl dans le temps en fonction de différents taux de dénudation (courbe bleue : exemple choisie ; ligne pointillée : entrée dans l'état d'équilibre pour le taux de dénudation retenu en exemple ; ligne pleine : limite de fiabilité pour le taux de dénudation retenu en exemple). Paramètres utilisés : P _n (a/g/m) = 80 ; λ (a) = 3,3*10 ⁻⁶ ; ρ (g/cm ³) = 2,6 ; Λ _n (g/cm ²) = 160.....	11
Figure 8 : Représentation du flux très limité de rayons cosmiques reçu par une surface dans une clue.....	12
Figure 9 : Valeurs d'écrantage de terrain comparée aux valeurs d'écrantage 3D (exposition maximale = facteur d'écrantage 1).....	15
Figure 10 : Raster d'écrantage et localisation des surfaces échantillonnées (points rouges)	16
Figure 11 : a&b : localisation des surfaces échantillonnées sur le MNT (a) et les profils topographiques (b) ; c : relation âge/altitude.....	16
Figure 12 : croquis géomorphologique (1 ; fond de carte : MNT ombragé et drapé en transparence de l'orthophoto) et coupes géologiques interprétatives (2) (1.1 : cours d'eau ; 1.2 : replats morphologiques ; 1.3 : crête ; 1.4 : cicatrice d'arrachement ; 1.5 : cicatrice d'arrachement supposée; 1.6 : terrasse ; 1.7 : limite d'extension cartographique supposée du dépôt d'avalanche de débris ; 2.1 : substrat rocheux « Terres noires » ; 2.2 : dépôt de debris flow ; 2.3 : dépôt de pente anguleux ; 2.4 : volume de roche glissé et direction ; 2.5 : terrasse).....	17
Figure 13 : Gauche : photographie des affleurements et zoom sur le dépôt de pente (1) et la terrasse alluviale (2) ; droite : observation morphologique de la paroi échantillonnée (a : possible rupture en pied d'une colonne ; b : bancs verticaux ; c : traces de chutes de blocs ; d : débris gravitaires) (ph : L. Audin, 2017).....	18
Figure 14 : Premier niveau d'interprétation et proposition de différents scénarios	19
Figure 15 : Interprétation et tri des âges.....	21
Figure 16 : Gauche : âges retenus et vitesse d'incision déduite (a : post LGM ; b : post Younger Drias ; c : Optimum climatique Holocène) ; droite : localisation des âges retenues sur la paroi de la clue	22
Figure 17 : Comparaison des vitesses d'incision dans les Alpes du Sud.....	23
Figure 18 : Localisation des sites comparés et avancé Maximum Glaciaire (données LGM : Ehlers <i>et al.</i> , 2011)	23
Figure 19 : Schéma de l'évolution tectonique du front des Alpes Françaises depuis 6 Ma : soulèvement et érosion de la demi-fenêtre de Barles par épaissement de la croûte (Schwartz <i>et al.</i> , 2017)	24

Annexes

Annexe n° 1 : détail des échantillons

Échantillon	Altitude (m)	³⁵ Cl (ppm)	Ca (%)	³⁶ Cl/g	³⁶ Cl/g ±	Age exposition	Age ±	Écrantage	Orientation
1	1165	60	36	18885474	111338	46923	5184	0,999	Horizontale
2	1155,6	49	39	2767824	155686	68119	7717	0,997	Horizontale
3	1151,7	81	38	2844314	195423	87806	10505	0,992	Horizontale
4	1154,9	38	32	1563115	84417	51988	5708	0,992	Horizontale
5	975,2	29	31,9	414312	21132	16689	1747	0,851	N118E23
6A	975,7	17	24,6	463710	20942	29000	2991	0,877	N202E4
6B	975,5	103	27,6	840309	279136	27162	9243	0,877	N210I2
7	975,1	21	38,9	518890	23489	19835	2067	0,872	N251033
8	969,3	33	32,2	397913	24537	15124	1724	0,721	N331037
9	966,8	18	38,2	451597	21698	15710	1663	0,766	N350068
10	959,8	24	37,2	321967	15754	9845	1031	0,840	N325072
11	950,7	24	38,5	310801	16034	9655	1025	0,801	N357072
12	944	22	37,4	298013	15522	11509	1229	0,674	N14072
13A	940,4	28	38	290021	15713	10147	1086	0,712	N286087
13B	940,4	43	38,4	257546	22005	8417	1050	0,712	N286087
14	930,9	30	37,3	467713	23683	19022	2013	0,650	N140E89
15	922,4	25	37,3	330443	16938	15860	1688	0,551	N4E84
16	915,4	27	31,8	341914	17288	22121	2236	0,474	N342026
17	911,6	23	37,7	229307	13073	13150	1439	0,454	N13071
18	908,2	29	38	396966	22406	24950	2737	0,431	N140080
19	907,2	30	35,7	268197	14974	17970	1945	0,404	N359061
20	905,4	29	33,1	98729	8562	6000	758	0,417	N180E84

Annexe n° 2 : localisation des points d'observations importants et pendages réalisés lors de la mission de terrain



Annexe n°3 : Photographies prises lors de la mission de terrain

3.1. Clue du Tunnel

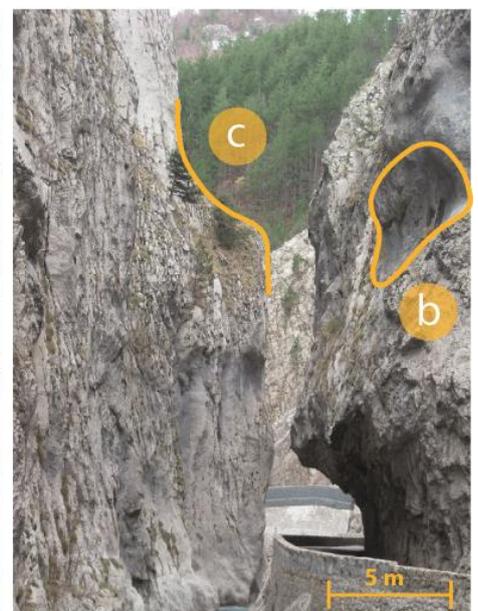


3.2. Clue du Pérouré





3.3. Marqueurs de l'incision dans les parois de la clue

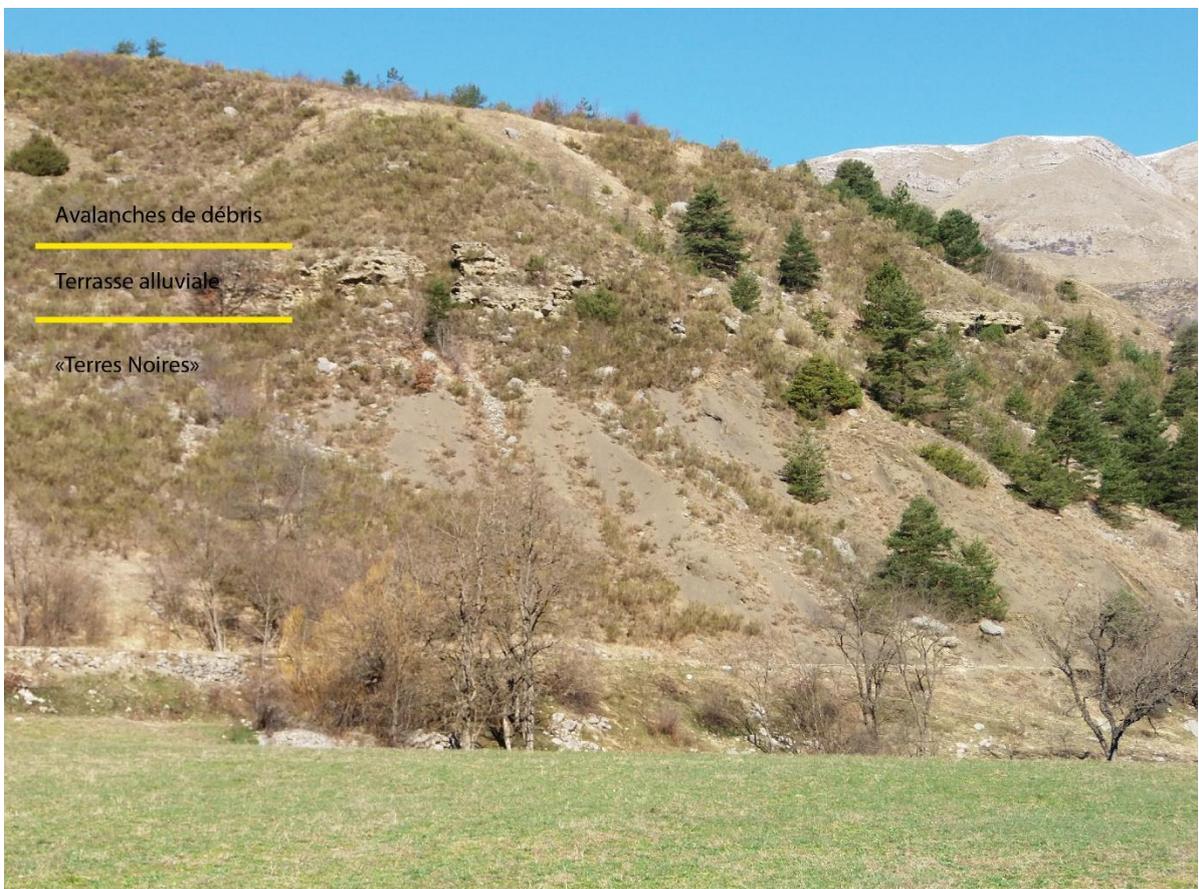


Légende : a : marmites ; b : surface polies ; c : replats

3.4. Échantillonnage de la Clue de Barles (S. Schwartz (gauche) et Y. Rolland (droite) ; ph : L. Audin, 2017)



3.5. Niveau de terrasse alluviale



3.6. Cicatrice d'arrachement : origine de l'avalanche de débris qui a recouvert le niveau de terrasse



3.7. Paroi ouest de la Clue de Barles : bancs calcaires verticaux inclinés vers l'aval (Sud) (Grande Cloche en arrière-plan)



3.8. Lit du cours d'eau actuel du Bès (taille du piolet : 58 cm)



3.9. Incision intense des versants de la vallée par des cours d'eau perpendiculaires au Bès



3.10. Drone utilisé par L. Borgniet (IRSTEA) pour l'acquisition des photographies nécessaires à la réalisation du MNT 3D de la paroi de la Clue de Barles



Annexe n° 4 : remerciements

A l'issue de ce stage, je voudrais remercier mon encadrante, Laurence Audin, pour m'avoir fait confiance une seconde fois sur ce magnifique sujet. Ma gratitude revient à toute l'équipe de chercheur qui m'a aidé durant ce stage enrichissant : Laurent Borgniet, Jérôme Nomade, Yann Rolland, Stéphane Schwartz et plus particulièrement Swann Zerathe pour son implication et ses nombreux conseils concernant notamment la méthode de datation. Je suis plus que ravi à l'idée de travailler encore trois années avec vous tous. Je tenais également à remercier Carole Petit pour sa confiance.

Merci à Marion, pour son aide précieuse sur le terrain, et à toute la classe de M2 Géorisques pour leur accueil. Je tenais surtout à remercier mes camarades de bureau, Daniel, Estelle et Guillaume, pour leur bonne humeur et leur sympathie. Mon stage n'aurait sans doute pas été aussi agréable sans vous.

J'en arrive enfin à remercier mon père, ma mère et ma sœur, grâce à qui j'ai découvert la montagne et développé ma curiosité.

Annexe n° 5 : références bibliographiques complémentaires

- Alber S., 2016. *Change detection combining SfM and LiDAR techniques: application to the study of rockfalls using archival photographs*. Mémoire de Master 2. Université de Lausanne, 99 p.
- Bertran P., 1992. Micromorphologie de grèzes litées des Charentes et du Châtillonnais (France). *Quaternaire*, 3, 1 : 4-15.

- Besson D., 2005. *Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France) : relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays*. Thèse de Doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 449 p.
- Bierman P.R. et Caffee M., 2002. Cosmogenic exposure and erosion history of Australian bedrock landforms. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 7 : 787-803.
- Bishop P., Hoey T.B., Jansen D. et Artza I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 767-778.
- Bloom A.L., 1998. *Geomorphology. A systemic analysis of Late Cenozoic Landforms*, 3rd ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 482 p.
- Braucher R., Colin F., Brown E.T., Bourlès D.L., Bamba O., Raisbeck G.M., Yiou F. et Koud J.M., 1998. African laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 9 : 1501-1507.
- Casado M.R., Gonzalez R.B., Kriechbaumer T. et Veal A., 2015. Automated identification of river hydromorphological features using UAV high resolution aerial imagery. *Sensors*, 15 : 27 969-27 989.
- Champagnac J.-D., Valla P.G. et Herman F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution in the revolving climate : A review. *Tectonophysics*, 614 : 44-65.
- Chapron E., 1999. Contrôle climatique et tectonique de la sédimentation lacustre de l'avant pays alpin (lac du Bourget) durant le quaternaire récent. *Géologie Alpine Mémoire H.S.*, 68, 258 p.
- Chiabrando F., Lingua A., Noardo F. et Spano A., 2014. 3D modelling of trompe l'œil decorated vaults using dense matching techniques. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, II, 5: 97-104.
- Clapuyt F., Vanacker V. et Van Oosk K., 2015. Reproducibility of UAV-based earth topography reconstructions based on Structure-from-Motion algorithms. *Geomorphology*, 260 : 4-15.
- Clauzon, G., 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29 : 15-40.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" [Hsü, Cita et Ryan, 1973]. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24 : 597-610.
- Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Geomorphology*, 1 : 3-22.
- Darvill C.M., 2013. *Cosmogenic nuclide analysis*. In : *Geomorphological Techniques*. British Society for Geomorphology (Eds), 4, 2.10. 25 p.
- Delunel R., Hantz D. et Bourlès D.L., 2010. Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide (French Alps). *Landslides*, 7-4: 393-400.
- Dibiase R.A., 2018. Short communication : Increasing vertical attenuation length of cosmogenic nuclide production on steep slopes negates topographic shielding corrections for catchment erosion rate. *Earth Surface Dynamics*, 6 : 923-931.
- Dietrich J.T., 2016. Riverscape mapping with helicopter-based Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 252: 144-157.
- Dixon J.L., 2011. Deceptively old Alpine gorge. *Nature Geoscience*, 4 : 8-9.
- Dumas B., 1967. Place et signification des glacis dans le Quaternaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4, 3 : 223-244.
- Favalli M., Fornaciari A., Isola I., Tarquini S. et Nannipieri L., 2012. Multiview 3D reconstruction in geosciences. *Computer & Geosciences*, 44 : 168-176.
- Gabert P. et Lautridou J.P., 1969. Gélifraction artificielle et gélifraction au cours du Quaternaire. Étude comparée à propos des calcaires lacustres de la région d'Aix-en-Provence. *Méditerranée*, 10, 3 : 293-312.
- Gallach X., Ravanel L., Egli M., Brandova D., Schaepman M., Christl M., Gruber S., Deline P., Carcaillet J. et Pallandre F., 2018. Timing of rockfalls in the Mont Blanc massif (Western Alps): evidence from surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be . *Landslides*, 15, 10 : 1991-2000.
- Garcia-Tortosa F.J., Alfaro P., Sanz de Galdeano C., Galindo-Zaldivar J., 2011. Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics : The Guadix-Baza basin (South Spain). *Geomorphology*, 125 : 517-529.
- Gardner T.W., 1983. Experiment study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664-672.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. et Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. de l'Académie des Sciences de Paris*, Ila, 318 : 1103-1109.
- Gidon M. et Pairis J.L., 1992. Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, France). *Eclologiae Geologicae Helvetiae*, 85, 2 : 327-359.
- Gindraux, S., Boesch, R. et Farinotti, D., 2017 Accuracy Assessment of Digital Surface Models from Unmanned Aerial Vehicles' Imagery on Glaciers. *Remote Sensing*, 9, 186.
- Gremmen W., et Hannss C., 1994. Une nouvelle analyse pollinique de la banquette du Tremblau et son rapport avec le Pléistocène Supérieur du Lac du Bourget. *Géologie Alpine*, 70 : 29-45.
- Gudmundsson G.H., 1994. An order of magnitude estimate of the current uplift rates in Switzerland caused by the Würn alpine deglaciation. *Eclologiae Geologicae Helvetiae*, 87 : 545-557.
- Hayakawa Y. et Matsukura Y., 2003. Recession rates of waterfalls in Boso peninsula, Japan, and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 : 675-684.
- Hayakawa Y.S. et Matsukura Y., 2009. Factors influencing the recession rate of Niagara Falls since the 19th century. *Geomorphology*, 110: 212-216.
- Hippolyte J.-C., Bellier O. et Espurt N., 2012. Quaternary deformations and stress perturbations along the Digne thrust front, Southwestern Alps. *C.R. Geoscience*, 344 : 205-213.
- Hungr O., Leroueil S. et Picarelli L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 2: 167-194.

- Ishiguro S., Yamano H. et Oguma H., 2016. Evaluation of DSMs generated from multi-temporal aerial using emerging structure from motion-multi-view stereo. *Geomorphology*, 268 : 64-71.
- James M.R. et Robson S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geosciences application. *Journal of Geoscience Research*, 117, F03017.
- James M.R. et Robson S., 2014. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39 : 1413-1420.
- Johnson J.P. et Whipple K.X., 2007. Feedbacks between erosion and sediment transport in experimental bedrock channels: earth surface processes and landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 : 1048-1062.
- Jorda M., 1988. L'évolution des versants sud alpins de moyenne altitude au cours du Quaternaire supérieur. Vallées du Haut Verdon et de la Moyenne Durance. *Géologie Alpine Mémoire H.S.*, 14 : 251-259.
- Kaiser A., Neugirg F., Rock G., Müller C., Haas F., Ries J. et Schmidt J., 2014. Small-scale surface reconstruction and volume calculation of soil erosion in complex moroccan gully morphology using structure-from-motion. *Remote Sensing*, 6 : 7050-7080.
- Koppes M.N. et Montgomery D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience*, 2 : 644-647.
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J. et Wilson D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400 : 652-655.
- Lanzi L., 2009. *La photogrammétrie numérique combinée avec la modélisation 3D : applications aux sciences forensiques*. Thèse de Doctorat, Université de Lausanne. 254 p.
- Lebatard A.E. et Bourlès D.L., 2015. Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl . *Quaternaire*, 26, 3 : 193-211.
- Loget N. et van den Driessche J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, 106, 3-4 : 376-382.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.K., Wilson, D., 2004. *The neogene period*. In: Gradstein F., Ogg J., Smith A., Eds., A geological time scale. Cambridge University Press, Cambridge, UK : 409-440.
- Marrero S.M., Phillips F.M., Brochers B., Lifton N., Aumer R. et Balco G., 2016b. Cosmogenic Nuclide systematics and the CRONUScale program. *Quaternary Geochronology*, 31 : 160-187.
- Merchel S., Braucher R., Alfimov V., Bichler M., Bourlès D.L. et Reitner J.M., 2013. The potential of historic rock avalanches and man-made structures chlorine-36 production rate calibration sites. *Quaternary Geochronology*, 18 : 54-62.
- Merritts D.J., Vincent K.R. et Wohl E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*, 99, B7: 14 031-14 050.
- Molnar P., et England P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg ? *Nature*, 346 : 29-34.
- Montgomery D.R., 1994. Valley incision and the uplift of mountain peaks. *Journal of Geophysical Research*, 99, B6: 13913-13921.
- Pedoja K., Authemayou C., Pinegina T., Bourgeois J., Nexer M., Delcaillau B. et Regard V., 2013. « Arc-continent collision » of the Aleutian-Komandorsky arc into Kamchatka: Insight into Quaternary tectonic segmentation through Pleistocene marine terraces and morphometric analysis of fluvial drainage. *Tectonics*, 32 : 827-842.
- Peltier W. et Fairbanks, R., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an
- Phillips J.D. et Lutz J.D., 2008. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. *Geomorphology*, 102: 554-566.
- Phillips J.D., McCormack S., Duan J., Russo J.P., Schumacher A.M., Tripathi G.N., Brockman R.B., Mays A.B. et Pulugurtha S., 2010. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky-Tennessee. *Geomorphology*, 114: 188-198
- Regard V., Dewez T., Bourlès D.L., Anderson R.S., Duperret A., Costa S., Leanni L., Lasseur E., Pedoja K. et Maillat G.M., 2012. Late Holocene seacliff retreat recorded by ^{10}Be profiles across a coastal platform: Theory and exemple from the English Channel. *Quaternary Geochronology*, 11: 87-97.
- Robertson D.P. et Cipolla R., 2009. Structure from motion. In: Varga M., Ed., *Practical Image Processing and Computer Vision*. John Wiley, Chichester.
- Rosenbloom N.A. et Anderson R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research*, 99, B7: 14 013-14 029.
- Scherler D., Lamb M.P., Rhodes E.J. et Avouac J.P., 2016. Climate-change versus landslide origin of fill terraces in a rapidly eroding bedrock landscape: San Gabriel River, California. *Geological Society of America*, 128, 7-8 : 1228-1248.
- Seguinot J., Ivy-Ochs S., Jouvét G., Huss M., Funk M. et Preusser F., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere*, 12 : 3265-3285.
- Sklar L. et Dietrich W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. In: *Rivers over rock ; fluvial processes in bedrock channels*. K.J. Tinkler, E.E. Wohl Eds., AGU Geophysical Monograph, 107: 237-260.
- Sklar L. et Dietrich W.E., 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resources Research*, 40, W06301.
- Small E. et Anderson R., 1995. Geomorphically driven late cenozoic rock uplift in the Sierra Nevada, California. *Science*, 270: 277-280.
- Smith M.W., Carrivick J.L. et Quincey D.J., 2015. Structure from motion photogrammetry in physical geography. *Progress in Physical Geography*, 40, 2: 247-275.
- Turner D., Lucieer A. et de Jong S.M., 2015. Time aeries analysis of landslide dynamic using an unmanned aerial vehicle (UAV). *Remote Sensing*, 7: 1736-1757.
- Turowski J.M., Lague D. et Hovius N., 2007. Cover effect in bedrock abrasion: a new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112, F04006.
- Verhoeven G., Doneus M., Briese C. et Vermeulen F., 2012. Mapping by matching: a computer vision-based approach to fast and accurate georeferencing of archaeological aerial photographs. *Journal of Archaeological Sciences*, 39, 7: 2060-2070.
- Walcott R., 1973. Structure of the Earth from glacio-isostatic rebound. *Annual Review of Planetary and Science Letters*, 1: 15-37.

- Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J. et Reynolds J.M., 2012. « Structure-from-Motion » photogrammetry: a low-cost, effective tool for geosciences applications. *Geomorphology*, 179: 300-314.
- Whipple K.X. et Tucker G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104, 17,661–17,674.
- Whittaker A.C., Attal M. et Allen P.A., 2010. Characterising the origin, nature and fate of sediment exported from catchments perturbed by active tectonics. *Basin Research*, 22: 809-828.
- Woillard G.M., 1978. Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research*, 9: 1-21.
- Zreda M. et Noller J.S., 1998. Ages of prehistoric earthquake revealed by cosmogenic chlorine-36 in a bedrock fault scrap at Hebgen Lake. *Science*, 282 : 1097-1099.

Résumé

L'incision fluviale est à elle seule une conséquence de l'ajustement du paysage à des phénomènes tectoniques et climatiques. Au front Occidental des Alpes, la présence de profondes clues dans le bassin versant du Bès témoigne de tels processus. La datation des différents marqueurs de l'érosion fluviale permet (i) d'estimer des vitesses d'incision et (ii) de corréliser les phases d'incision avec des événements climatiques et/ou tectoniques. A travers une approche géomorphologique de très haute résolution, appuyée par l'utilisation d'outils d'analyse spatiale en trois dimensions (*Structure-from-Motion*), et la méthode de datation par les nucléides cosmogéniques (NC), il a été possible d'estimer une vitesse moyenne d'incision de $0,45 \pm 2$ mm/a dans la Clue de Barles depuis 25 ka. Les outils 3D ont par ailleurs permis de proposer pour la première fois de déterminer précisément l'écrantage topographique, paramètre crucial pour la datation par les NC. Cependant, la faible résolution de nos données ne nous a pas permis de discuter des implications des variations climatiques dans l'incision fluviale de la Clue. En revanche, notre étude met en évidence le rôle du climat qui contribue à façonner la Clue par l'intermédiaire de processus périglaciaires (chutes de blocs). De plus, les données indépendantes, sur différentes échelles de temps (thermochronométrie, GPS) permettent de corréliser les vitesses d'incision que nous obtenons avec le soulèvement mesuré dans les Alpes du Sud.

Abstract

Fluvial incision is the consequence of landscape readjustments related to tectonic and climatic events. The presence in the Digne area (SE French Alps) of deep gorges incised by the Bès river attests of such ongoing processes. Dating of several erosion features in the gorge allows to estimate (i) the incision rates and (ii) for a correlation of the different stages of incision with the main climatic and/or tectonic events. Through a geomorphological approach, using three-dimensional spatial analysis tools (*Structure-from-Motion*), and the terrestrial cosmogenic nuclides (NC) dating method, it was possible to estimate an average incision rate of 0.45 ± 2 mm/a in the Barles Clue. The 3D tools also made it possible to precisely determine the topographic shielding on such a peculiar vertical setting and for the first time. This crucial parameter for determination of exposure age has been determined after the high resolution DEM issued from the drone survey in the gorge. On one hand, the low resolution of our data did not allow us to discuss the implications of climate variations in the fluvial incision of the Clue. On the other hand, extreme climatic events did probably contribute to shaping the Clue through periglacial processes (rock falls). In addition, previous data bracketing the Clue incision interval period (Thermochronometry, GPS) point to similar incision rates for the formation of the Barles Clue and the uplift measured in the South Alps.

