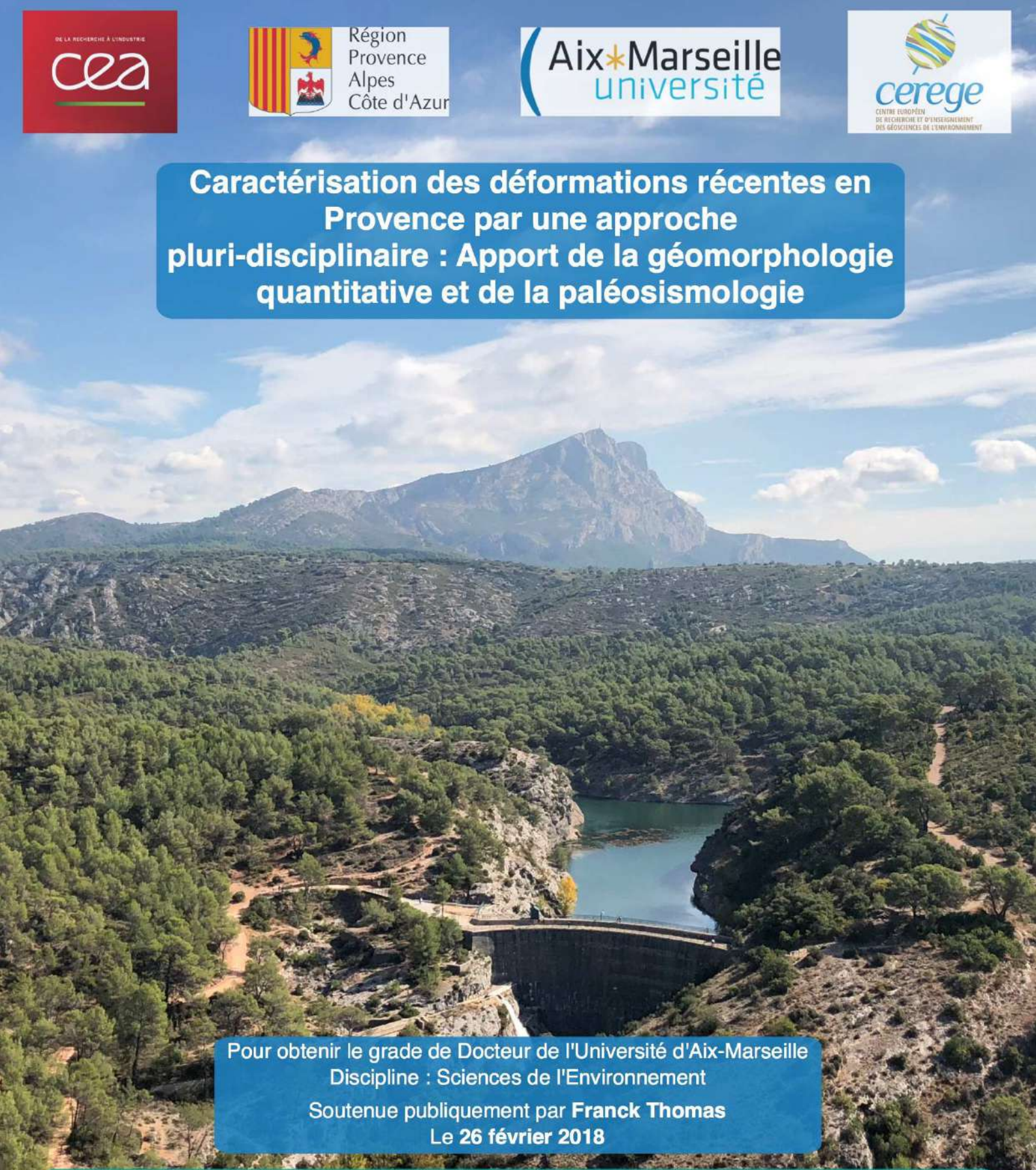
Caractérisation des déformations récentes en Provence par une approche pluri-disciplinaire : Apport de la géomorphologie quantitative et de la paléosismologie



Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université d'Aix-Marseille
Discipline : Sciences de l'Environnement

Soutenue publiquement par **Franck Thomas**
Le **26 février 2018**

Jury de thèse

Michel Sébrier	Directeur de Recherche Emérite, Université Pierre et Marie Curie	**Président**
Carole Petit	Professeur, Université de Nice - Géoazur	**Rapportrice**
Laurent Bollinger	Ingénieur-Chercheur, CEA-DAM, Bruyères le Châtel	**Rapporteur**
Christian Sue	Professeur, Université de Franche-Comté	**Examinateur**
Christine Authemayou	Maître de Conférences, Université Occidentale de Bretagne	**Examinatrice**
Olivier Bellier	Professeur, Aix-Marseille Université	**Directeur de thèse**
Vincent Godard	Maître de Conférences, Aix-Marseille Université	**Directeur de thèse**
Magali Rizza	Maître de Conférences, Aix-Marseille Université	**Directrice de thèse**
Fabrice Hollender	Ingénieur-Chercheur, CEA Cadarache, ISTerre Grenoble	**Membre invité**
Edward Marc Cushing	Ingénieur-Chercheur, IRSN BERSSIN, Fontenay aux Roses	**Membre invité**

Résumé

Ce manuscrit traite de l'analyse géomorphologique et tectonique pluri-échelle de la Provence, une région localisée au sud-est de la France métropolitaine en domaine intra-continental et soumise à des déformations tectoniques lentes. Cependant, des séismes historiques d'intensités majeures (VIII voire IX) ont été répertoriés durant les derniers siècles (par exemple à Manosque en 1509 et 1708 ou à Lambesc en 1909). Si l'intensité des séismes historiques est relativement élevée en Provence, la région ne subit qu'une faible microsismicité, d'où la nécessité d'une approche tectonique, géomorphologique et paléosismologique pour mieux y comprendre la dynamique des paysages et les déformations.

Afin d'appréhender la morphogenèse grande longueur d'onde en Provence, nous avons tout d'abord évalué les taux de dénudation des massifs carbonatés de la région grâce à des mesures de concentrations en isotopes cosmogéniques ^{36}Cl. Une campagne d'échantillonnage a été menée à l'échelle régionale dans le but de collecter des échantillons en provenance des crêtes de onze massifs provençaux. Nous obtenons des taux de dénudation comparables entre les différents sites (de l'ordre de 20 à 60 mm/ka) et comparables aux études précédentes dans ce type de contextes (e.g. Ryb et al., 2014a,b), sauf pour le Grand Luberon et la montagne de Lure, qui se dénudent plus rapidement (jusqu'à 140 mm/ka). Le fort contraste de dénudation entre le Ventoux et la montagne de Lure pourrait s'expliquer par un gradient climatique Est-ouest à l'échelle de l'Holocène. Cette approche a ensuite été appliquée à plus petite échelle en se concentrant sur un unique massif, le Petit Luberon, où nous comparons la dénudation de la surface sommitale à la dénudation moyennée sur plusieurs bassins versants de ses flancs sud et nord. La dénudation des bassins versants est de l'ordre de 3 à 6 fois supérieure à la dénudation observée sur la crête, ce qui démontre l'importance du transport de particules dans les processus de dénudation en domaine carbonaté méditerranéen en complément de la dissolution chimique.

Enfin, nous avons implémenté une approche pluri-disciplinaire à une échelle locale, associant cartographie haute-résolution, mesures de résistivités électriques, paléosismologie, granulométrie, datations ^{14}C et OSL, dans le but d'obtenir une meilleure compréhension du comportement Quaternaire et Holocène d'un segment de faille associé au chevauchement de Vinon et localisé à Vinon-sur-Verdon. Notre analyse confirme de la déformation dans les 200 derniers milliers d'années sur cette faille mais démontre l'absence de déformation depuis 18000 ans. Cette étude confirme la nécessité de continuer à développer les approches multi-échelles pour étudier les failles en domaine de déformations très lentes.

Mots clés : géomorphologie, tectonique, cartographie, isotopes cosmogéniques, paléosismologie, failles, comportement sismogénique, déformation lente.

Abstract

This manuscript deals with a multi-scale geomorphological and tectonic analysis of Provence, a region located in the south-east of metropolitan France in an intra-continental domain and, as a result, subject to slow tectonic deformations. However, large scale historical earthquakes (intensities of VIII or even IX) have been recorded during the last centuries (e.g. at Manosque, 1509, 1708 or Lambesc, 1909). If the intensity of historical earthquakes is relatively high in Provence, the region undergoes a weak microseismicity, hence the need for a tectonic, geomorphologic and paleoseismologic approach to understand the dynamics of landscapes and deformations.

In order to evaluate the large-scale morphogenesis in Provence, we first evaluated the denudation rates of the carbonate ranges of the region by measuring ^{36}Cl cosmogenic isotope concentrations. A sampling campaign was conducted at the regional level, by collecting samples from the crests of eleven mountains in Provence. We obtain comparable denudation rates between different sites (in the order of 20-60 mm/ka) and comparable to previous studies in this type of contexts (e.g. Ryb et al., 2014a, b), except for the Grand Luberon and the Lure mountain, which erode more quickly (up to 140 mm/ka). The strong contrast in denudation between Ventoux and Lure could be explained by an East-West climatic gradient at the scale of the Holocene. Afterwards, this approach was applied on a smaller scale by focusing on a single carbonate range, the Petit Luberon, where we compare the denudation of the summit surface to the denudation averaged over several watersheds on its southern and northern flanks. Denudation of watersheds is in the order of 3 to 6 times greater than the denudation observed on the ridge, which demonstrates the importance of particle transport in denudation processes in the Mediterranean carbonate domain, in addition to carbonate chemical dissolution.

Finally, we implemented a multi-disciplinary approach on a local scale, associating high-resolution mapping, electrical resistivity measurements, paleoseismology, granulometry, ^{14}C and OSL dating, in order to obtain a better understanding of Quaternary and Holocene behavior of a peripheral fault segment to the Vinon thrust located in Vinon-sur-Verdon. Our analysis confirms that deformation occurred in the last 200 thousand years on this fault but demonstrates the absence of deformation in the last 18000 years. This study confirms the necessity to combine multi-scale methodologies to better understand tectonic faults in very slow deformation domains.

Keywords: geomorphology, tectonics, mapping, cosmogenic isotopes, paleoseismology, faults, seismogenic behavior, slow deformation.

Remerciements

Quelle aventure humaine et scientifique fut cette thèse ! Après mon diplôme de l'ENSG, je suis d'abord parti vagabonder dans le bush Australien dans ma ruée vers l'or personnelle. Un an et demi et plusieurs mouches avalées plus tard, je me suis dit : « pourquoi ne pas faire de la science ? De la vraie, cette fois-ci ? ». Je suis alors revenu dans notre douce France, cherchant désespérément un maitre de thèse qui voudrait m'adopter, pour 3 petites années seulement (suivies de quelques mois en garde alternée avec le Pôle Emploi). Devant plusieurs refus, je me suis résolu à refaire une année de M2 à Aix-Marseille Université pour me donner une chance d'obtenir cette bourse de thèse si convoitée… Ô désespoir ! « A quoi bon redevenir étudiant de bac +5 ? Ne devrais-je pas simplement trouver du travail sachant que je n'ai aucune garantie de trouver une thèse après ce M2 ? ». Ces questions m'ont hantées durant de nombreux mois...

C'est alors qu'Olivier Bellier a vu quelque chose en moi et m'a fait confiance en me proposant ce sujet de thèse clé en mains ! Malgré un emploi du temps digne d'un ministre, pleins de voyages tout autour du monde et des responsabilités à gogo, tu as toujours été là et disponible pour m'aiguiller, me conseiller, répondre à mes questions, et non des moindres, me rappeler quand j'étais sur le point de rater une deadline pour les papiers qu'il fallait signer ! Merci à toi pour cette opportunité que tu m'as donné de travailler avec toi et pour m'avoir pris sous ton aile. Qui sait où j'aurais pu finir sinon !

Viennent ensuite mes co-directeurs de thèse, Vincent Godard et Magali Rizza. Vincent, merci à toi pour ta forte implication dans ma thèse, ta réactivité supersonique pour commenter ou corriger mon travail, ta connaissance bibliographique quasi-infinie et tes conseils avisés. J'ai notamment beaucoup apprécié nos randonnées sur les crêtes Provençales. Magali, merci à toi aussi de t'être impliquée dans ma thèse, pour ton enthousiasme, ta passion, les rigolades sur le terrain et d'avoir été là pour me guider et me suggérer des idées. Je n'oublierai pas ces trois semaines passées au fond d'une tranchée à tes côtés. Vous m'avez tous les deux beaucoup appris et j'en suis reconnaissant. Merci aussi à Fabrice Hollender, mon troisième tuteur et demi, qui s'est déplacé de nombreuses fois jusqu'au CEREGE pour assister aux réunions d'avancement de mon travail. J'ai beaucoup apprécié ton enthousiasme, tes encouragements et ton implication.

Je remercie également les membres de mon jury de thèse qui ont accepté d'évaluer ce travail : mes rapporteurs Carole Petit et Laurent Bollinger, le président Michel Sébrier, ainsi que Christian Sue, Christine Authemayou et Marc Cushing.

Maintenant il est temps de remercier les collègues du CEREGE et d'au-delà qui ne font pas partie de mon équipe dirigeante mais m'ont néanmoins aidé à réaliser ce travail. Tout d'abord merci à Philippe Dussouillez, toujours enthousiaste et motivé pour venir sur le terrain avec moi dérouler des câbles, déposer des capteurs de bruit sismique ou encore creuser à coups de pelle (entre autres). Merci aussi à Jules Fleury, qui est aussi venu dérouler du câble et prendre des mesures GPS avec moi sur le terrain, et qui m'a beaucoup aidé en SIG et en photogrammétrie.

Un grand merci à Jérémy Billant, qui a passé trois semaines avec Magali et moi dans une tranchée et qui déjà avant même le début de cette thèse me donnait des conseils en tant que co-encadrant lors de mon stage de M2. C'était vraiment sympa de bosser avec toi ! Merci à Doriane Delanghe, qui a passé plusieurs semaines avec moi au laboratoire de sédimentologie à m'apprendre tout son art. Merci à Valéry Guillou, qui non seulement m'a beaucoup aidé et appris au laboratoire de cosmos, mais a aussi passé quelques échantillons ^{36}Cl pour moi à la vitesse du vent qui souffle en tempête lors de ma dernière année de thèse ! Merci à Vincent Ollivier, un vrai puits de science, toujours enthousiaste et très réactif. Tu m'as aidé plus que tu ne le penses. Merci à Philippe Combes, pour son expertise géologique sur le terrain. Merci à Laurent Froideval et son équipe de l'Université de Caen pour l'acquisition de nos données LiDAR dans la bonne humeur. Merci à Lucilla Benedetti pour nous avoir accompagné et avoir gelé avec nous au sommet du Ventoux en plein mois de décembre et pour ses conseils et suggestions. Merci à Brigitte Talon, qui a apporté son expertise d'anthracologue à mon travail. Merci à Didier Bourlès pour ses corrections détaillées. Merci à Shanon Mahan que je n'ai jamais rencontrée personnellement mais qui a tout de même traité 3 échantillons OSL pour ma thèse même si elle travaille à plusieurs milliers de kilomètres de cette belle Provence. Merci à Georges Aumaître pour m'avoir montré comment cathoder des échantillons ^{36}Cl. Merci aux nombreux scientifiques qui sont venus nous voir et nous donner leurs avis dans notre tranchée (Laurent Bollinger, Stéphane Baize, Marc Cushing, Hervé Jomard entre autres). Merci aussi à mes divers co-auteurs pour leur collaboration : Stéphane Molliex, Esmaeil Shabanian, Nicolas Espurt. Un remerciement spécial aussi à Yoann Quesnel, avec qui je n'ai pas collaboré scientifiquement mais qui dirige plusieurs UE dans lesquelles je suis intervenu en tant que moniteur. Je ne pouvais pas espérer mieux, tu as rendu cette expérience d'enseignement très agréable pour moi. En plus tu as accepté de participer à mon comité de thèse, vraiment sympa ! Merci aussi à Noémie Garron, Isabelle Hammad et Hadja Barry notamment, qui ont eu la patience de m'aider pour mes démarches administratives au CEREGE.

En thèse c'est bien d'avoir un entourage scientifique de qualité, mais l'entourage personnel c'est tout aussi important. Parmi mes compagnons de galère du CEREGE et d'AMU, j'ai une pensée tout particulière pour Céline. On s'est découvert avec un peu de retard mais quelle rencontre ! Je suis heureux de te compter parmi mes amis les plus proches et j'espère continuer notre tradition du thé des potins/skypotin pour de nombreuses années encore ! Ça m'a beaucoup remonté le moral et aidé à tenir bon. C'est vraiment sympa d'avoir relu ce manuscrit et merci à ta maman qui a aussi participé ! Merci aussi, pêle-mêle, à Sébastien, toujours prêt à discuter des choses vraiment importantes (càd des résultats tennistiques de Roger Federer et de Serena Williams), Manon, compagnon de galère dès le M2 déjà et nouvelle docteure (encore félicitations !), Virginie, partie vers d'autres horizons, et Anne-Laure (courage pour ta thèse), Hamed (I wouldn't dare write here the nickname I have for you, mother f… oops !), Nicolas Lu. (les galères ne font que commencer mouahahah, heureusement que Splatoon est là pour se défouler ^^), Frida (why did you have to leave again ? The end of my PhD was not the same without you around), Wuhib (congrats buddy !), Nicolas La. (courage ! c'est bientôt fini), Marie (ou devrais-je dire… Mary ?), Amandine J. et Camille (merci à vous deux d'être venu assister

à ma répétition, c'est bientôt votre tour hihi ☺ !), Amandine S. (n'oublie jamais... when you play the Game of PhD, you win or you die), William, Riccardo, Jonathan, Ross (cheers mate, or cheers c***!), Jesus, Emmeline, Chloé (merci de m'avoir sauvé la vie en me laissant participer au Souk des Sciences avec toi !), Marine, Valenti (sorry you didn't see me drunk ^^), Christophe, Benjamin, Xavier, Jérémy (je te re-remercie apparemment), Claire (c'était fun cette école à Barcelonnette !), Eléonore, Martin, Eugénie, mon ex co-bureau Yuliya, ma nouvelle co-bureau Léa, Jean (pour avoir partagé des congrès avec moi). J'espère n'oublier personne ! Ces années de thèse n'auraient pas été pareilles sans votre compagnie !

La vie ne s'arrête pas au CEREGE et aux thésards. Parmi les amis que je voudrais saluer se trouvent Antoine et Malvina, que j'ai rencontrés lors de mon M2 à AMU et qui ont débarqué dans ma vie comme des boulets de canons (amicaux). Sans votre amitié, pas sûr que je serais allé au bout de ce M2 et donc de cette thèse. Antoine, que serait une semaine sans débattre des nouveaux produits Apple, de jeux vidéo ou encore parler de saveur de chips et de saucisson ? Vivement que tu termines aussi ta thèse qu'on puisse avoir des discussions philosophiques très profondes entre érudits sur la puissance et l'écran du prochain iPhone. Pensée aussi pour ta chérie Céline ! J'ai hâte qu'on retourne tous ensemble faire du canoë :) Malvina, à mon avis je n'arriverai pas à mettre sur le papier ce que tu représentes pour moi… tout simplement merci d'être là et de m'honorer de ton amitié. Vivement notre prochaine escapade « randonnatoire », prétexte parfait pour refaire le monde ! Je n'oublie pas les potes de M2 Nadjib et Gabriel. Merci aussi à Joanne, ta douceur et ton soutien comptent beaucoup pour moi, Valérie, Déborah, Lucile et Thomas. Il y a aussi mes anciens compagnons de l'ENSG que je n'oublie pas, Jérémy (c'est quand qu'on retourne traverser les USA pendant un mois ? Il reste 33 Etats qu'on n'a pas encore vus il me semble !), Ludovic, Emilie, Liên (félicitations chère Docteur, wouhou !), Lidiane, Auriane, Vincent. Merci aussi à David et Fred (daahling) pour votre soutien !

Enfin, last but not least, ce dernier paragraphe est pour ma famille, qui de prêt ou de loin m'a toujours soutenu. Tout d'abord ma cousine Léa, on était déjà meilleurs amis dans le berceau et nous voilà 29 ans plus tard toujours aussi proches malgré la distance. Ensuite mes oncles et tantes (dédicace spéciale à tata Renée et tata Edith, Horst, Marcel et Alain), Paulette et Marc, les cousins et cousines (Florian, Patricia et mon beau-cousin Daniel). Je n'oserais oublier Gaïa mon chat, miaou miaou à toi pour tous les câlins et ronrons apaisants. J'ai aussi une pensée toute spéciale pour mes grand-parents, qui hélas ne sont plus parmi nous mais qui, je l'espère, auraient été fiers de me voir devenir docteur. Mélanie, ma grande sœur adorée, merci à toi pour m'avoir soutenu et être toujours là pour moi (histoire de ne pas être malheureux comme un poisson qui tourne en rond dans son bocal). Et aussi pour être mon modèle pour m'améliorer à Mario. Un jour je pourrai finir Super Mario Bros. 3 plus rapidement que toi, tu verras ! Maripasoula-la ! Et enfin, papa et maman, pour votre amour inconditionnel, votre soutien sans faille, vos sacrifices sans lesquels je ne serai pas en train d'écrire ces lignes, pour tout ça et bien plus encore je suis au moins aussi fier de vous que vous ne le serez jamais de moi. Merci pour tout. Je vous aime tous les trois très fort et vous dédie ce manuscrit.

À Mélanie, Papa et Maman

Table des matières

Résumé ... **3**

Abstract ... **5**

Remerciements ... **7**

Table des matières ... **11**

Avant-propos ... **17**

I) Introduction générale : Déformations sismogéniques en Provence – Etat des connaissances 19

A) Contexte et histoire géodynamique de la Provence ... *20*

1) Histoire géodynamique de la Provence ... 20

a) De l'anté-Trias à la fin du Crétacé (- 65 Ma) ... 21

b) Phase de compression pyrénéenne fini-Crétacé à Tertiaire ... 23

c) Phase d'extension oligocène (35 – 20 Ma) ... 24

d) Phase de compression alpine au Miocène ... 26

e) De la crise de salinité messinienne à nos jours ... 28

2) Cadre morpho-structural de la Provence ... 31

a) Provence orientale ... 33

b) Provence occidentale ... 34

B) Géodésie ... *35*

C) Sismicité instrumentale ... *36*

D) Sismicité historique ... *37*

E) Sismicité quaternaire et principales structures tectoniques Provençales ... *38*

1) Faille de Nîmes ... 39

2) Faille de Salon-Cavaillon ... 39

3) Faille de la Trévaresse ... 40

4) Système de faille de la Moyenne Durance ... 42

F) Problématique et objectifs - Nécessité de comprendre les processus érosifs et tectoniques dans l'évolution des paysages Provençaux ... *45*

II) Dénudation des massifs carbonatés de Provence – Apport des nucléides cosmogéniques (^{36}Cl) et de la topographie haute-résolution ... **49**

A) Quantification des taux de dénudation par les nucléides cosmogéniques ... *50*

1) Rayonnement cosmique et cosmonucléides ... 50

2) Concentration en isotopes cosmogéniques : exposition et dénudation ... 54

3) Principe général de la datation par isotope cosmogonique ^{36}Cl ... 55

a) Développement et calibration de la méthode ^{36}Cl ... 56

b) Applications du ^{36}Cl à la géomorphologie quantitative en milieu carbonaté ... 57

B) Apport des outils SIG en géomorphologie quantitative ... *61*

1) Différents types de MNT, méthode d'acquisition et traitement ... 61

2) Calcul de pentes moyennes et de courbures 64
3) Extraction du réseau hydrographique, bassins versants et indice de pente (k_{sn})..... 65
C) Article / Influence limitée des gradients climatiques sur la dynamique des paysages carbonatés en contexte méditerranéen 69
1) Abstract 71
2) Introduction 71
3) Development and applications of cosmogenic nuclides in carbonate landscapes 73
4) Geological and geomorphological context 76
5) Methods 80
6) Results 85
7) Discussion 88
a) Variability of denudation rates in Provence 88
b) Importance of tectonic and climatic forcings 91
i. Tectonic influence 91
ii. Climatic influence 94
iii. Global perspective on carbonate landscapes denudation 96
8) Conclusion 99
9) Acknowledgments 99
D) Article / Contrôle morphologique sur la dynamique d'un massif carbonaté – Cas du Petit Luberon 101
1) Abstract 103
2) Introduction 103
3) Geological and geomorphological setting 104
4) Methods and results 108
5) Discussion 112
6) Conclusions 116
7) Acknowledgments 116
E) De la dénudation asymétrique du chaînon de Ventoux-Lure à la compréhension de la géodynamique des paysages provençaux 118
III) Etude des déformations sismogéniques en Provence, apports de la topographie haute-résolution, de la géophysique, de la géochronologie et de la paléosismologie 121
A) Comportement sismogénique des failles et cycle sismique 122
1) Le cycle sismique et comportement des failles 122
2) Apport de la morphotectonique et de l'imagerie satellitaire dans l'étude des mouvements de failles 125
B) Implémentation d'une méthodologie multi-disciplinaire pour étudier les failles lentes en Provence 128
1) Difficulté d'étudier la tectonique en contexte de forte érosion et de déformations tectoniques lentes 129

2) Topographie haute résolution - LiDAR 131
a) Principe de la méthode 131
b) Acquisition des données et applications du LiDAR 132
c) Apport de l'imagerie haute-résolution dans les études géomorphologiques 135
3) Tomographie électrique 136
a) Principe de la méthode 137
b) Acquisition et traitement des données 138
c) Apport de la tomographie électrique en géosciences 141
4) Paléosismologie et tranchées de paléosismicité 142
a) Principe de la méthode 142
b) Ouverture d'une tranchée, préparation et logging 145
c) Datation ^{14}C 147
d) Datations OSL 149
C) Article / Approche multi-disciplinaire pour l'étude de la tectonique en milieu de déformation lente – Exemple de la faille de Maragrate, Provence 151
1) Abstract 153
2) Introduction 153
3) Geological setting 155
a) Geology of Provence 155
b) Active tectonics 157
i. Instrumental seismicity 158
ii. Historical seismicity 158
iii. Previous structural and paleoseismological investigations in Provence 159
4) Study site and the benefits of combining multi-disciplinary approaches 160
a) Geological and evidences of quaternary deformation to the East of the MDFS 161
b) High-resolution topographic data and microtectonic observations 163
c) Geophysical investigations 165
d) Paleoseismic investigations at Maragrate 168
i. Preliminary trenches 168
ii. Additional paleoseismic investigations 170
e) Granulometric investigations 175
f) Stratigraphic age controls (^{14}C and Optically Stimulated Luminescence) 178
5) Discussion 181
a) Advantages and limitation of a multi-disciplinary approach in slow-deforming areas 181
b) Geometry and chronology of sediment depositions in Maragrate: implications for deformation assessment in the Maragrate area 182
c) Local and regional sediment accumulation and incision phases 184
6) Conclusion 186
7) Acknowledgements 186
D) Analyse granulométrique des unités paléosismologiques de Maragrate 192
1) Principe de la méthode et stratégie d'échantillonnage 192

2) Interprétation des données granulométriques de la tranchée T3 196
a) Analyse et comparaison générale 196
b) Analyse de la fraction sableuse 197
E) Apport de la topographie haute résolution LiDAR en Provence 201
1) Étendue géographique des MNT haute-résolution générés pour cette étude 201
2) Faille de la Trévaresse 202
3) Failles de Venelles et de Meyrargues 209
4) Système de faille de la Moyenne Durance – Zone de Corbières et Beaumont-de-Pertuis 213

IV) Synthèse générale, discussion et perspectives 219
A) Synthèse générale 219
1) Distribution des taux de dénudation des massifs carbonatés Provençaux 219
2) Processus de dénudation à l'échelle d'un massif – Le Petit Luberon 220
3) Apport de la paléosismologie, de la géophysique et de la géochronologie sur l'étude de la faille de Maragrate à Vinon-sur-Verdon 221
4) Topographie haute-résolution LiDAR 222
B) Discussion 223
1) Découplage de la dénudation entre le Ventoux et la montagne de Lure 223
2) Utilisation du ^{36}Cl dans l'étude de la morphogenèse – Applicabilité au cas de la Provence 224
3) Cycles de sédimentation et d'érosion fini-Quaternaire – Observation locale et interprétation régionale 226
4) Perturbation du réseau de drainage à Venelles et implications sur l'activité de la faille de la Trévaresse 227
C) Perspectives 229

Annexes 233

Références bibliographiques 237

Table des figures 265

Table des tableaux 276

Avant-propos

Cadre de la thèse

Cette thèse de doctorat a débuté en novembre 2014 dans le cadre du projet Cashima du CEA Cadarache. Ce travail est co-financé par le conseil régional PACA. La thèse s'est déroulée au sein du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE-AMU, OSU Pythéas) à Aix-en-Provence, sous la direction d'Olivier Bellier et la co-direction de Vincent Godard et de Magali Rizza. Ce travail s'inscrit dans la continuité de plusieurs travaux entrepris depuis le milieu des années 2000 sur la géologie et la tectonique en Provence, notamment les thèses de Stéphane Molliex (2009), Cédric Guyonnet-Benaize (2011) et Lucie Bestani (2015). Les résultats exposés dans ce document ont en outre été présentés sous forme de poster ou de présentation orale lors de plusieurs congrès ou colloques nationaux ou internationaux (EGU 2016, congrès du CEA 2016, Workshop RESIF 2016, RST Caen 2016, Workshop RESIF 2018, Journée ECCOREV 2018).

Organisation du manuscrit de thèse

Ce manuscrit de thèse est divisé en quatre parties. Le travail effectué s'articule autour de la rédaction de trois articles scientifiques, dont le premier est actuellement publié dans la revue Terra Nova, le deuxième est en révision mineure pour publication dans la revue Geomorphology et le troisième sera soumis prochainement.

La première partie sert d'introduction générale au reste du manuscrit. Les principales phases de l'histoire géologique et tectonique Provençale, sa sismicité Quaternaire et récente ainsi que les principales structures tectoniques régionales y sont détaillées. Les problématiques générales de ce travail sont présentées à la fin de cette partie.

La seconde partie s'articule autour de deux chapitres traitant des processus de dénudation des massifs carbonatés à l'aide de mesures de concentrations en isotopes cosmogéniques ^{36}Cl et de traitement par logiciel SIG. Le premier chapitre concerne l'influence climatique et tectonique sur l'érosion des massifs carbonatés Provençaux tandis que le second se focalise sur le Petit Luberon, notamment sur l'érosion des crêtes par rapport aux flancs sur ce massif d'altitude moyenne. Des précisions supplémentaires concernant les méthodes utilisées durant ce travail sont apportées en préambule de cette partie.

La troisième partie s'articule autour d'un chapitre sur la déformation Quaternaire d'une faille observée à Vinon-sur-Verdon, à proximité immédiate du chevauchement de Vinon et en périphérie de la vallée de la Moyenne Durance. Ce chapitre constitue une étude pluri-disciplinaire, incluant l'acquisition de données topographiques haute-résolution LiDAR, de la tomographie électrique, l'ouverture d'une tranchée paléosismologique et la datation d'échantillons par le ^{14}C et la luminescence optique OSL. Des précisions supplémentaires sur la méthodologie et sur certains résultats ne pouvant être inclus dans ce chapitre sont regroupés dans cette partie, notamment une analyse de données topographiques haute résolution dans la région.

Enfin, la quatrième partie présente une synthèse générale des résultats, une discussion articulée en quatre pôles et enfin des perspectives pour de futurs travaux.

La numérotation des figures et des tableaux est propre au manuscrit entier, et non pas scindée par chapitres. Les études référencées dans le texte ou dans les différents articles en Anglais sont toutes regroupées en fin de manuscrit (page 237).

I) Introduction générale : Déformations sismogéniques en Provence – Etat des connaissances

La Provence est située au nord de la Méditerranée occidentale et appartient au domaine de collision Afrique (Nubie) / Eurasie. A cette longitude, la convergence est lente, de l'ordre de 5 mm/an selon une direction NW-SE, pour l'essentiel accommodée par des failles et des séismes affectant le nord de l'Afrique. Pourtant, à l'échelle nationale, la Provence est l'une des régions les plus fortement concernées par le risque sismique. Comme en témoigne son histoire, la sismicité historique est une des plus importantes du territoire métropolitain, avec plusieurs séismes d'intensité égale ou supérieure à VIII (Lambesc en 1909, région de Manosque en 1509 et 1708, etc.) depuis le XV^{ème} siècle. Ces séismes impliquent l'existence de failles actives ayant un potentiel sismogénique relativement élevé (avec des séismes pouvant atteindre des magnitudes jusqu'à 6.0-6.5). Le séisme de Lambesc du 11 juin 1909 est l'événement instrumental le plus important de l'histoire de France en plus d'être le plus catastrophique qu'ait connu le territoire métropolitain durant le siècle dernier, et probablement l'un des plus importants des deux derniers millénaires. Par ailleurs, la densité de population en Provence est localement très importante (métropoles aixoise et marseillaise). Si l'intensité des séismes historiques y est relativement élevée (intensité maximale de VII à IX et périodicité séculaire), elle ne subit qu'une faible microsismicité. L'origine et les caractéristiques de cette sismicité, de la déformation associée et la prise en compte de ce risque étaient, jusqu'à peu, mal connues : pourquoi et comment des séismes d'intensité importante se produisent-ils dans cette zone alors que la déformation aux limites est très faible ? Comment évolue la topographie dans une région se déformant lentement tout en étant soumise à une forte érosion ? Quelles sont les sources principales des séismes passés et futurs ? Comment appréhender le risque sismique dans des régions à aléa modéré ?

L'étude des failles actives en contexte de déformation lente, comme c'est le cas de la France métropolitaine, est compliquée et nécessite une adaptation des méthodes d'analyse développées dans les contextes de déformation rapide. En effet, dans un tel contexte, l'identification (localisation, géométrie) et la caractérisation (cinématique, vitesse, comportement sismogénique) des failles actives est rendue plus difficile en raison (1) d'une oblitération rapide des traces en surface par les processus érosifs et les modifications anthropiques du paysage et (2) des faibles décalages des marqueurs morphologiques affectés par ces failles. Dans le cas d'une zone soumise à des déformations crustales modérées, comme la Provence, le Jura ou la région du bas Rhin, des travaux récents ont permis de valider la démarche pluri-disciplinaire, consistant notamment à croiser les approches géologiques, géochronologique et géophysiques pour tenter de répondre à ces diverses problématiques (e.g., Cushing et al., 2008 ; Meyer et al., 2010 ; Baize et al., 2011 ; Molliex et al., 2011 ; Grützner et al., 2015).

Une action de coopération entre le CEREGE et le CEA Cadarache, débutée en 2003 puis incluse dans le programme Cashima à partir de 2005, a entre autres pour objectif une amélioration méthodologique de cette approche pluri-disciplinaire sur les zones de déformation lente et plus particulièrement en Provence car c'est une zone active complexe à faible taux de déformation et donc à aléa modéré mais à risque potentiellement élevé. Trois thèses effectuées dans le cadre du projet Cashima (S. Molliex, 2009 ; C. Guyonnet-Benaize, 2011 ; L. Bestani, 2015) ont permis de finaliser les premières phases de cette collaboration. Elles ont permis, entre autres, de dresser un état des lieux des déformations récentes et de la sismicité en Provence (Molliex, 2009) et de proposer un modèle structural en 3D de la couverture Méso-Cénozoïque de la région de la Moyenne Durance (Guyonnet-Benaize, 2011) et de la Provence (Bestani, 2015).

Le présent travail rentre dans le cadre de l'évaluation de l'aléa sismique en région PACA et s'inscrit dans la continuité des programmes développés en collaboration avec l'IRSN, puis dans le Cadre du programme Cashima (CEA- Cadarache) (e.g. Hollender et al., 2009).

A) Contexte et histoire géodynamique de la Provence

1) Histoire géodynamique de la Provence

Afin de comprendre la façon dont une région se déforme, il est nécessaire de bien connaître son histoire et son contexte géodynamiques. La Provence telle qu'on la connaît actuellement est le résultat d'une histoire cinématique complexe du domaine méditerranéen (Figure 1), contrôlée par l'ouverture de l'océan Thétys durant le Mésozoïque (e.g. Stampfli et Borel, 2002). Depuis le Cénozoïque, la géodynamique régionale est déterminée par deux processus. Premièrement, la convergence Afrique-Europe et la subduction vers le nord de la plaque africaine et deuxièmement le retrait du slab et l'extension arrière arc qu'il génère (e.g. Jolivet et Faccenna, 2000). Le rapprochement des deux plaques est notamment à l'origine de l'orogenèse alpine à la fin du Crétacé et durant le Tertiaire, déclenchant les phases tectoniques à l'origine des Pyrénées et des Alpes. Entre ces deux phases tectoniques, durant l'Oligocène, la Provence a connu une phase de rifting liée notamment à la rotation du bloc Corso-Sarde. Même si les deux phases d'orogenèse mentionnées au-dessus ont eu une influence sur la tectonique Provençale, la déformation associée au rifting oligocène et à la phase de compression miocène est très faible (1.5 km de raccourcissement horizontal) par rapport au raccourcissement dû à la phase Pyrénéenne (45.4 km) (Bestani et al., 2016).

Le but de cette partie est de synthétiser l'histoire géologique et la structure actuelle de la Provence afin de remettre les travaux menés durant ce travail de thèse dans leurs contextes géologique et géodynamique.

a) De l'anté-Trias à la fin du Crétacé (- 65 Ma)

La période tardi-hercynienne est caractérisée par un épisode généralisé de fracturation. Les structures associées sont des accidents décrochant, allant de quelques mètres à plusieurs centaines de kilomètres de longueur, orientés NE-SW à NNE-SSW et E-W à ESE-WNW, préfigurant du découpage de la Pangée (Arthaud et Matte, 1975) et à l'origine des accidents tectoniques majeurs de l'Europe de l'ouest.

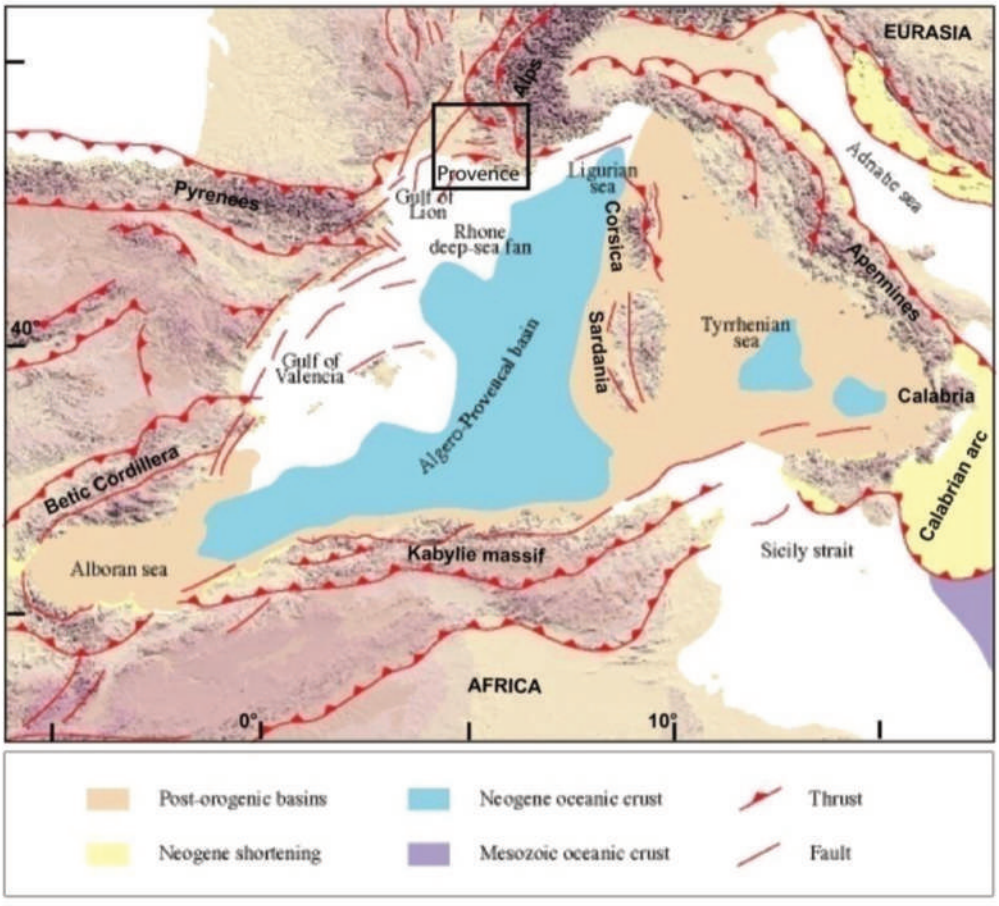


Figure 1 - Contexte morpho-tectonique de la Méditerranée occidentale (d'après Barrier et al., 2004, dans ifremer.fr, modifié par Molliex, 2009).

Par la suite, du Trias au Crétacé, l'ouverture de l'océan Ligure crée des bassins intracontinentaux (Lemoine et Trümpy, 1987), dans lesquels se dépose la série sédimentaire de type germanique (Bundsandstein, Muschelkalk, Keuper) (Curnelle et Dubois, 1986). Ces bassins font partie du système de la Téthys alpine, qui se met en place entre l'Afrique et l'Europe (Figure 2). En parallèle, une croûte océanique se met en place entre l'Ibérie et le reste de l'Europe au Crétacé inférieur, formant ainsi la Néo-Téthys (Stampfli et Borel, 2002). C'est pendant cette période que vont se déposer les importantes formations carbonatées caractéristiques de la Provence, du Bathonien jusqu'au Barrémien (Masse et al., 2003).

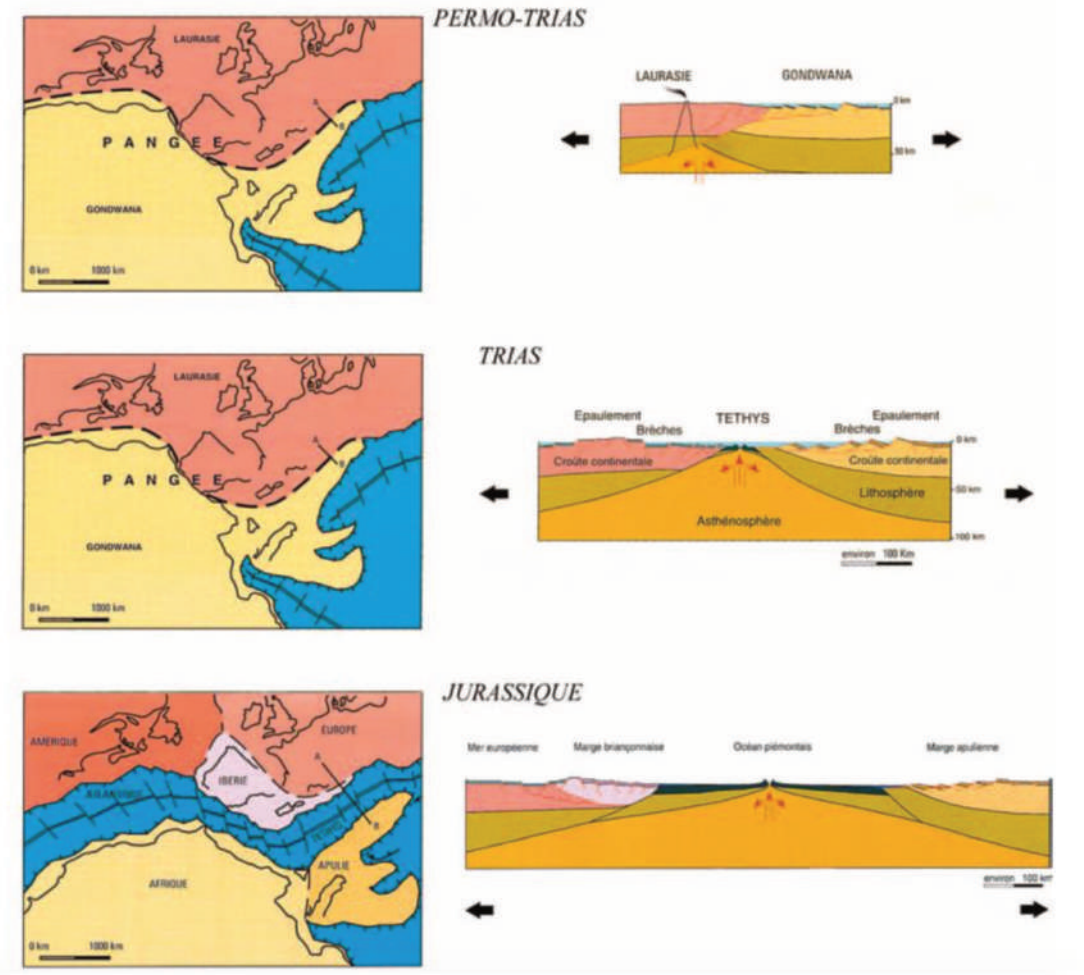


Figure 2 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Permo-Trias au Jurassique (d'après Marthaler, 2001).

Au Crétacé moyen, entre le Berrasien et l'Aptien, l'ouverture du Golfe de Gascogne provoque une période de rifting, elle-même provoquée par le début de la subduction de la Néo-Téthys. (Sibuet et al., 1979 ; 2004) (Figure 3). À la suite de ces événements se développe une plateforme carbonatée à faciès urgonien du sud de la Provence au bassin liguro-piémontais,

appelé l'isthme ou bombement Durancien (Gignoux, 1925), constituant la frontière entre le bassin Vocontien au nord et l'océan liguro-piémontais au sud. L'érosion subie par ce relief est à l'origine des dépôts de bauxite en discordance sur un substratum jurassique à crétacé inférieur.

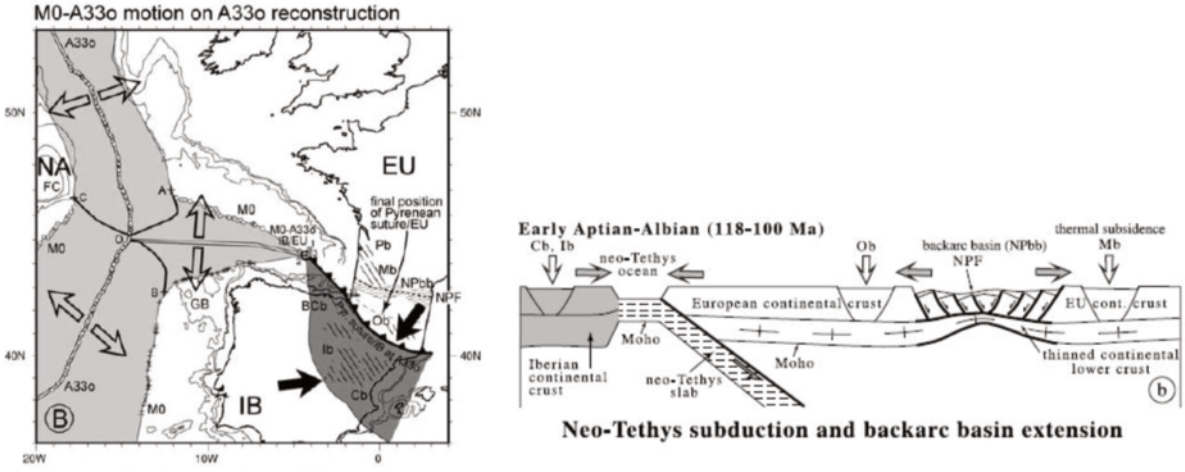


Figure 3 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe durant l'Aptien-Albien, montrant l'impact de l'ouverture du golfe de Gascogne dans la rotation de la plaque ibérique, provoquant ainsi la subduction de la Téthys sous l'Europe (d'après Sibuet et al., 2004). L'extension observée dans l'arrière-pays est interprétée comme étant la conséquence de l'extension arrière-arc à la suite de la subduction.

b) Phase de compression pyrénéenne fini-Crétacé à Tertiaire

A partir du Santonien s'opère un changement majeur dans la cinématique de la plaque ibérique (Rosenbaum et al., 2002), ce qui initie la phase tectonique dite « pyrénéenne » ou « pyrénéo-Provençale ». L'ouverture de l'océan Atlantique nord induit l'arrêt de l'ouverture de la Téthys à l'est et le rapprochement puis la collision entre l'Afrique et l'Europe à la suite de la subduction de la Néo-Téthys (Stampfli et Borel, 2002 ; Sibuet et al., 2004 ; Bestani et al., 2016) (Figure 4). Cette phase tectonique est à l'origine de la surrection de la chaîne pyrénéenne, de la fin du Santonien jusqu'au début de l'Oligocène, avec un pic de surrection durant l'Eocène (Mattauer, 1968 ; Roure et Choukroune, 1998 ; Fitzergerald et al., 1999). Les directions de compression sont orientées quasiment N-S sur toute la plateforme européenne (Bergerat, 1987).

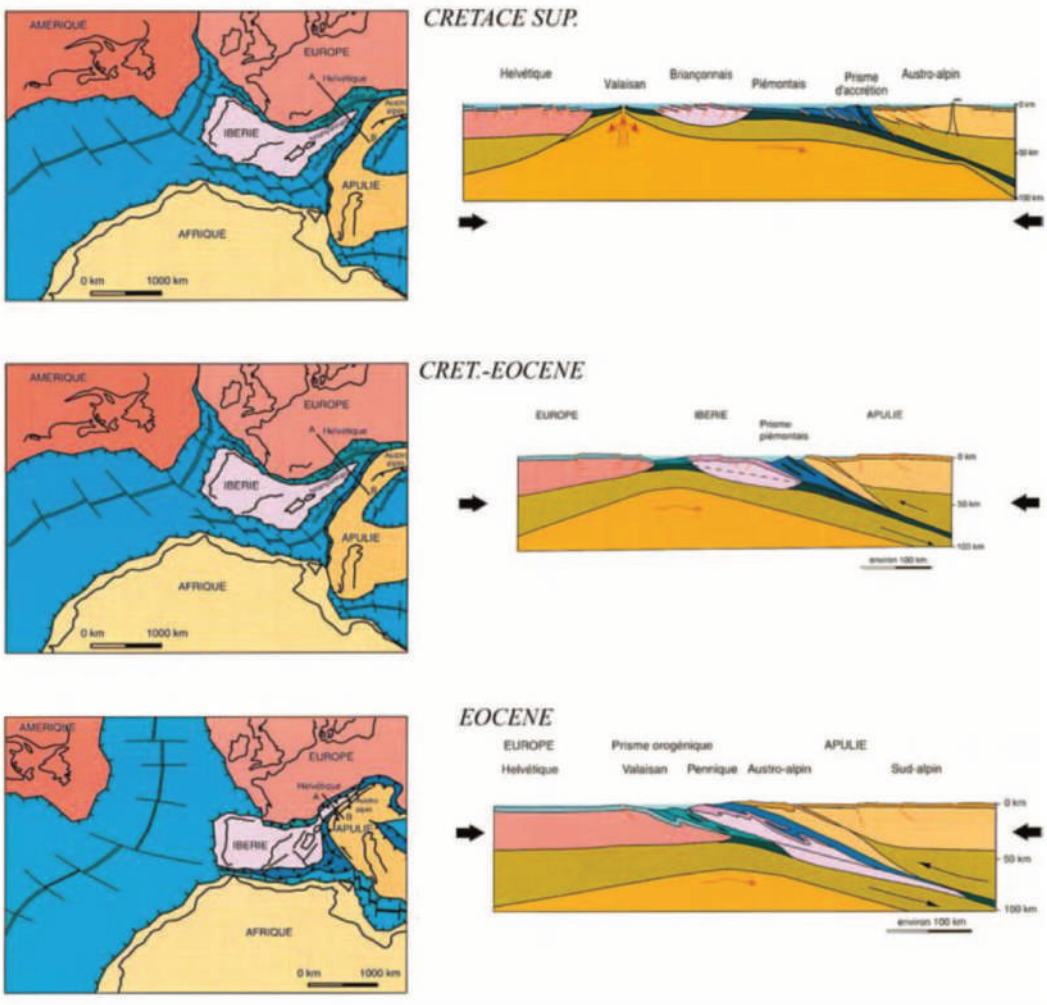


Figure 4 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Crétacé supérieur à l'Eocène (Marthaler, 2001).

La réactivation des accidents hercyniens E-W après la compression pyrénéenne est à l'origine de la surrection des carbonates accumulés et déposés lors du Jurassique et du Crétacé en Provence.

c) Phase d'extension oligocène (35 – 20 Ma)

La fin de l'Eocène et l'Oligocène voient une modification de régime tectonique en Provence après la compression pyrénéenne. En effet, la subduction de l'Apulie sous l'Europe se transforme en collision, ce qui a pour conséquence la mise en place d'un prisme orogénique ainsi que de la tectonique de nappe dans les Alpes (Choukroune et al., 1986; Schmid et Kissling, 2000; Ford et al., 2006). Cette collision a permis une réorientation de la direction de convergence de la plaque Apulie par rapport à l'Europe, passant de N-S à NW-SE (Schmid et

al., 1996), ce qui a eu pour conséquence le début d'une phase d'extension E-W sur le continent, communément appelée le système de rift ouest-européen (Bergerat, 1985, 1987 ; Le Pichon et al., 1988 ; Hippolyte et al., 1993 ; Séranne, 1999) (Figure 5).

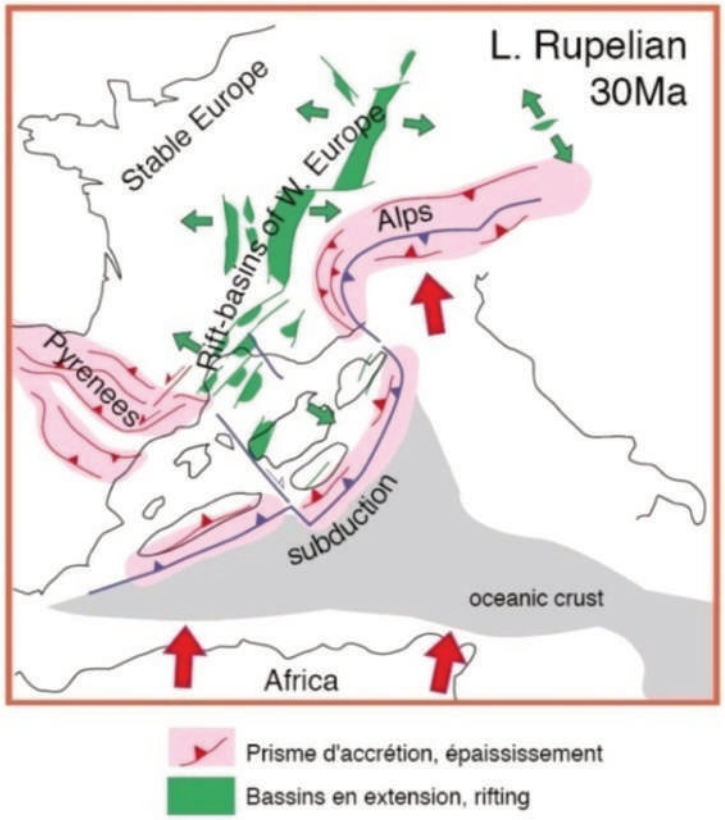


Figure 5 - Reconstitution géodynamique du domaine NW méditerranéen à la fin du Rupélien (d'après Séranne et Merle, 1999).

Cette phase est accompagnée par un amincissement crustal, ainsi que par une activité volcanique non négligeable dès la fin de l'Oligocène dans le Massif Central (Michon et Merle, 2001). Par ailleurs, l'extension oligocène est associée à l'ouverture du bassin liguro-provençal et à la rotation du bloc corso-sarde (Hippolyte et al., 1993) (Figure 6).

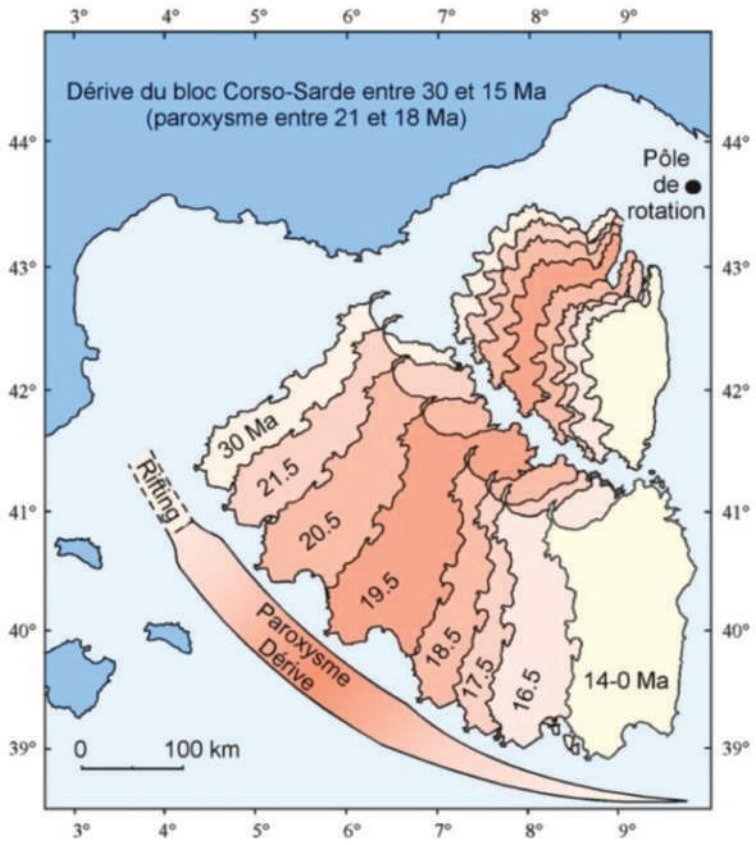


Figure 6 - Reconstitution du mouvement de rotation du bloc corso-sarde de l'Oligocène au Miocène (d'après Gatacceca, 2001; modifié par Besson, 2005).

Ce mouvement se caractérise par l'ouverture de grabens en Provence méridionale avec de forts taux de subsidence (Nury, 1984) et une fracturation liée à une extension orientée NNW-SSE (Hippolyte et al., 1993).

d) Phase de compression alpine au Miocène

La convergence de la plaque africaine vers la plaque européenne se poursuit depuis l'Eocène (Rosenbaum et al., 2002), causant le déplacement du front alpin vers le nord-ouest (Figure 7). La déformation tectonique en domaine cassant associée est caractérisée par des chevauchements qui se propagent des domaines internes des Alpes vers les domaines externes (vers l'ouest et vers le nord) (e.g. Seward et Mancktelow, 1994).

A partir du Miocène, le raccourcissement alpin en Provence est marqué par l'évolution de structures telles que les nappes de Digne et de Castellane (Champion et al., 2000 ; Hippolyte et al., 2012). En effet, la phase majeure de compression alpine est orientée N030 (Faucher et al., 1988) et a eu lieu au Miocène (de 14 Ma à 9 Ma), ce qui correspond à l'âge des premiers dépôts

chevauchés au nord de Digne (Clauzon et al., 1987). Ces chevauchements affectent avant tout la marge européenne, créant ainsi les chaînes subalpines externes tandis que les nappes créées durant l'Oligocène sont déformées par le soulèvement des massifs cristallins externes (Gratier et al., 1989 ; Seward et Mancktelow, 1994) (Figure 7).

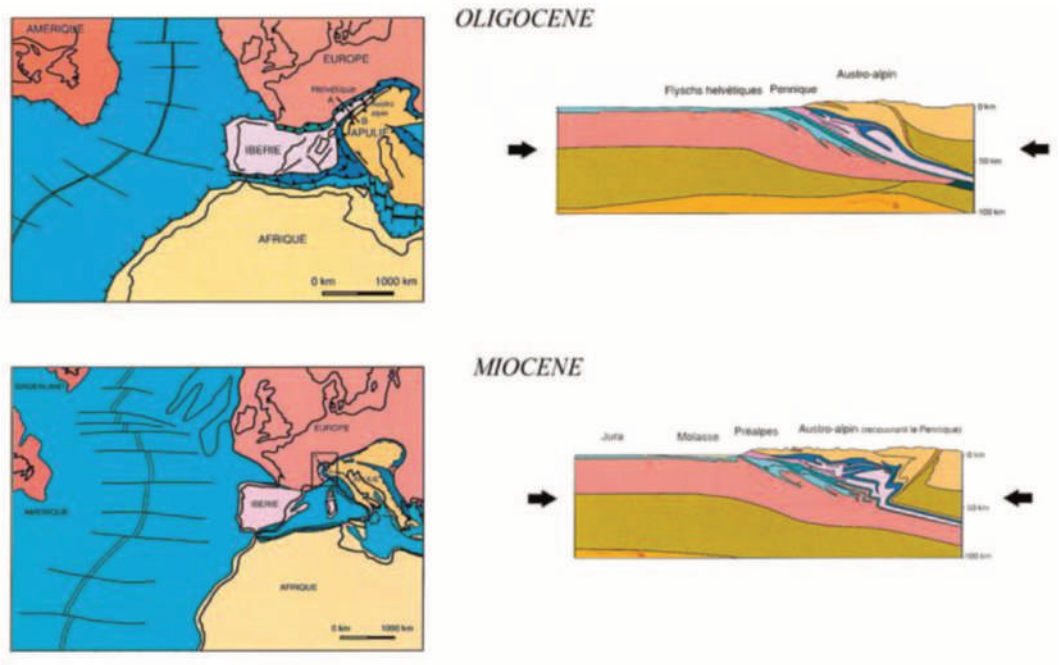


Figure 7 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe à l'Oligocène et au Miocène (d'après Marthaler, 2001).

En résumé, la déformation liée à la phase de compression alpine s'est produite entre 20 et 5.8 Ma, et serait accommodée sur des failles chevauchantes portant des structures à vergence vers le sud telles que le Luberon, les Alpilles, les Costes et la Trévaresse, ainsi que sur des failles à composante décrochante NE-SW telles que les systèmes de failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (voir Figure 14 page 37). Billi et al. (2011) notent que l'évolution fini-cénozoïque de la limite de plaque Nubie-Europe suit un cycle de Wilson avec quatre étapes majeures : 1) une subduction vers le nord de la plaque Nubienne qui produit une extension « classique » d'arrière arc depuis 35 Ma ; 2) à partir de 15 Ma, un arrêt de la subduction qui se propage de l'ouest vers l'est, le long de la frontière de plaque ; 3) à environ 8-10 Ma, on assiste à la mise en place d'une déformation compressive, de l'ouest vers l'est, en domaine d'arrière arc qui induit une inversion tectonique; 4) enfin, la possibilité de mise en place de nouvelles zones de subduction dans ces zones d'arrière arc.

Le raccourcissement mesuré le long d'une coupe N-S allant du Ventoux au littoral méditerranéen sur les structures actives après le début du Miocène est de l'ordre de 2 km (2 %

sur une longueur de 100 km) intégrés sur une période de 20 millions d'années (Champion et al., 2000). Ce raccourcissement est mesuré en déformant la surface de référence qui est celle sur laquelle s'est effectuée la transgression marine d'âge miocène inférieur. La vitesse moyenne de la déformation est donc de 0,1 mm/an. Cependant, les chevauchements alpins de Provence sont toujours considérés comme actifs, comme l'atteste le séisme de Lambesc de 1909 et le front de la déformation alpine se situerait actuellement en avant de la faille de la Trévaresse, les failles de Salon-Cavaillon et d'Aix ayant des rôles de rampes latérales (Terrier et al. 2008 ; Molliex et al., 2011). Les structures bordières de la Provence, à savoir la faille de Nîmes et le système de faille de la Moyenne Durance (SFMD), sont quant à elles associées à des taux de déplacement actuels considérés comme inférieurs à 0.1 mm/an (e.g. Siame et al., 2004 ; Cushing et al., 2008). La cinématique transpressive de ces accidents est cohérente avec une rotation du panneau provençal occidental, assistée par une compression méridienne provoquant une translation de la couverture sédimentaire au-dessus du niveau de décollement triasique. Un diachronisme est observé dans la géodynamique Provençale, avec le massif du Luberon principalement actif avant la crise de salinité messinienne (Clauzon et al., 2011) tandis que la faille de la Trévaresse est encore active actuellement (Chardon et Bellier, 2003).

e) De la crise de salinité messinienne à nos jours

Durant le Messinien, un important épisode de chute de niveau de la mer Méditerranée, appelé la Crise Salinienne Messinienne, a affecté la Provence (de 5.9 à 5.32 Ma) (Clauzon et al., 1996). Cet épisode se caractérise par une chute de 1500 mètres du niveau de la mer (Clauzon, 1982, Gautier et al., 1994, Krijgsman et al., 1999, Tassy, 2008 ; Mocochain et al., 2009 ; Tassy et al., 2013) et donc du niveau de base, affectant ainsi profondément le réseau fluvial sur le pourtour méditerranéen en raison de la variation du niveau de base et de l'érosion régressive intense des rivières (Figure 8). Cet événement a créé des canyons profonds, qui ont ensuite été comblés par des sédiments marins et continentaux une fois que la mer Méditerranée a de nouveau été connectée à l'océan Atlantique il y a 5.32 Ma (Clauzon et al., 1996). Sur le continent, les canyons créés durant la crise sont alors ennoyés, formant des rias qui vont se combler en conséquence de l'érosion des reliefs avoisinants durant tout le Pliocène.

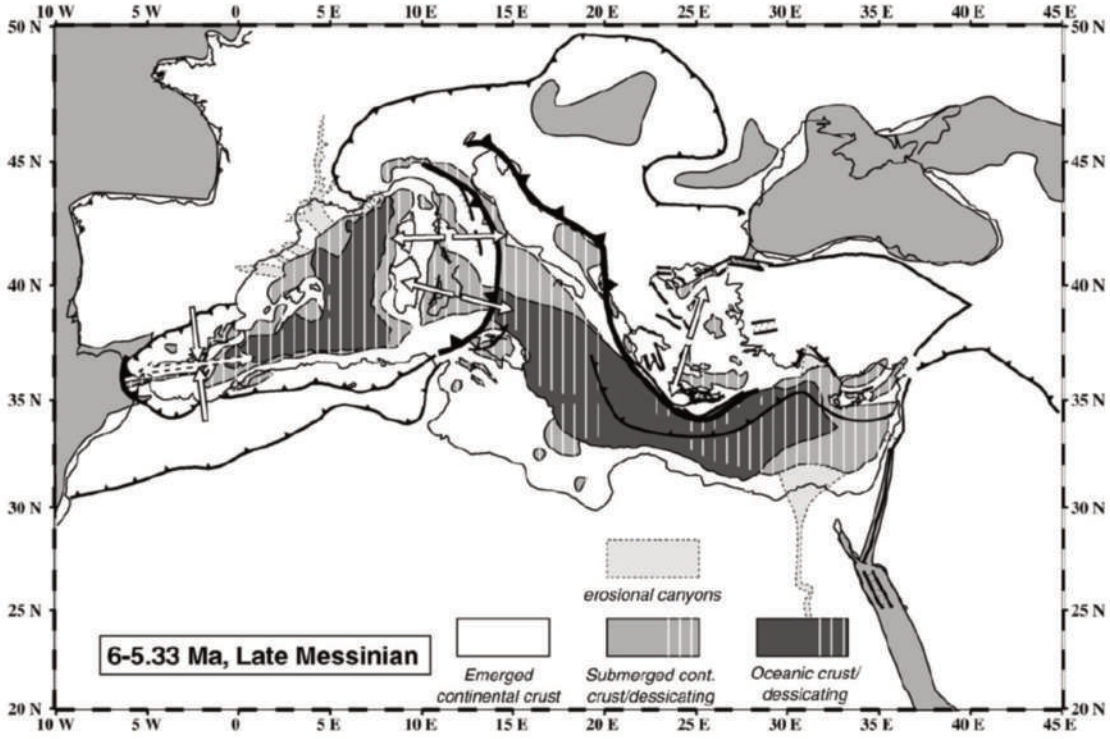


Figure 8 - Contexte géodynamique de la Méditerranée durant la crise de salinité messinienne (d'après Jolivet et al., 2006).

En Provence, la fin du remplissage est estimée à environ 2 Ma (Clauzon, 1996 ; Dubar et al., 1998). La remise en eau extrêmement rapide (de l'ordre d'une dizaine d'années (Blanc, 2002)) est probablement due à une réouverture du détroit de Gibraltar par érosion régressive (Loget et al., 2005), couplée à une hausse eustatique liée à un réchauffement climatique qui débute à 5.55 Ma (Hodell et al., 2001 ; Vidal et al., 2002).

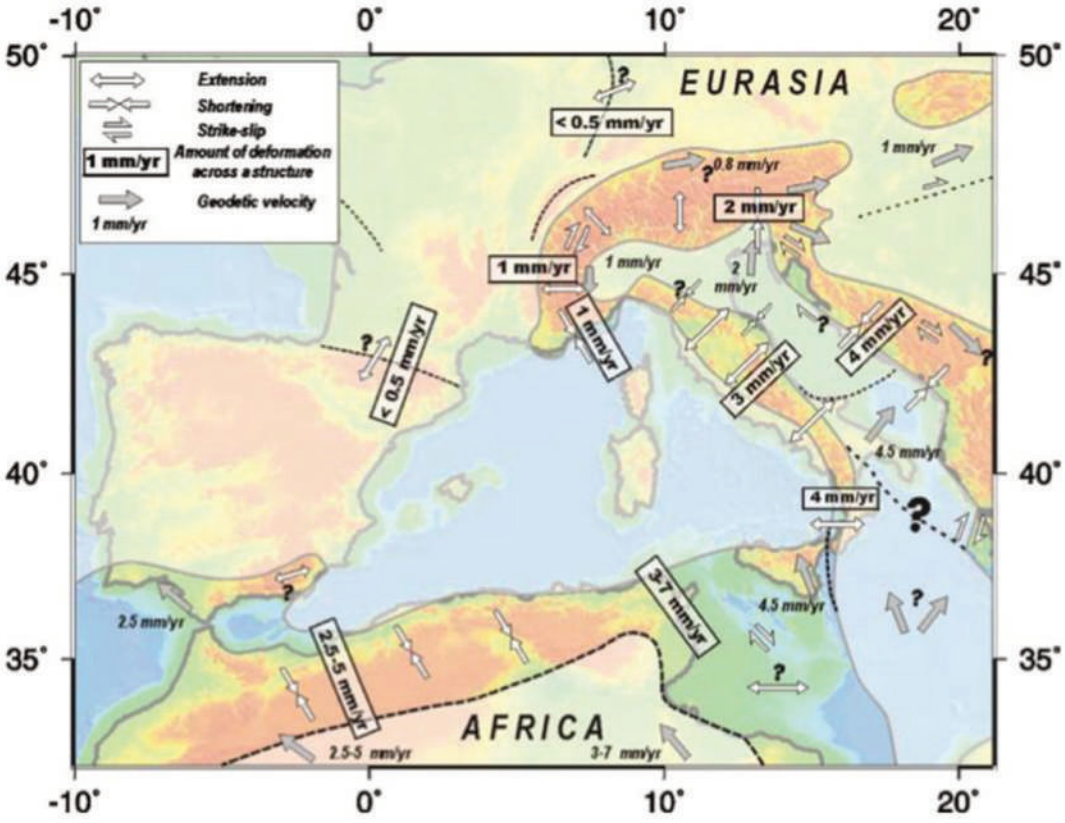


Figure 9 - Carte schématique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Eurasie dans le domaine ouest-méditerranéen. Les zones les plus actives apparaissent en plus foncé. Les flèches grises correspondent au mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe (d'après Nocquet et Calais, 2004).

L'état de contrainte plio-quaternaire dans les Alpes est caractérisé par une extension généralisée dans les zones internes de la chaîne (Sue et al., 1999 ; Champagnac et al., 2004) (Figure 9). L'analyse de la fracturation montre un changement de régime au Pliocène, passant d'un régime en extension parallèle à la chaîne à un régime en extension perpendiculaire (Champagnac et al., 2004), accompagné d'une augmentation de l'exhumation (Cederbom et al., 2004 ; Vernon et al., 2008). Dans les zones externes, le régime tectonique est caractérisé par un champ de contrainte transpressif (Baroux, 2000 ; Champagnac et al. 2004). En Provence, le Pliocène voit un changement de régime le long de la Moyenne Durance grâce à l'étude détaillée de la cinématique des failles (Baroux, 2000). Il passe d'un régime compressif de direction σ_1=N110° à un régime transpressif de direction de compression N150°.

Les inversions des mécanismes au foyer à partir de la sismicité instrumentale en Provence (Baroux et al., 2001 ; Delacou et al., 2004 ; Cushing et al., 2008) sont en accord avec les inversions de populations de plans de faille striés réalisées dans les sédiments plio-quaternaires

(Baroux, 2000 ; Champagnac et al., 2004), montrant que les directions de contraintes sont homogènes de la fin du Pliocène à l'actuel.

2) Cadre morpho-structural de la Provence

Les données géophysiques (sismique réflexion ou données gravimétriques en particulier) ainsi que les données de forage mettent en évidence la structure profonde de la Provence. La région est ainsi divisée en deux panneaux, séparés par le SFMD et la faille d'Aix, deux profondes structures orientées NNW-SSE héritées de la tectonique hercynienne (Cushing et al., 2008 ; Rangin et al., 2010 ; Le Pichon et al., 2010 ; Guyonnet-Benaize et al., 2015 ; Bestani et al., 2016), qui séparent la Provence occidentale de la Provence orientale.

Le SFMD forme un système orienté NNE–SSW d'accidents tardi–hercyniens (Arthaud et Matte, 1975) réactivés au cours des différentes phases tectoniques méso-cénozoïques. Il constitue la bordure orientale du bassin du sud-est et délimite les Provences occidentale et orientale caractérisées respectivement par des couvertures sédimentaires épaisses, à l'ouest, et réduites, à l'est. En effet, elle sépare, à l'ouest une zone morphologiquement accidentée, le panneau provençal, d'une zone peu accidentée, le plateau de Valensole. Une reconstitution de la profondeur du socle basée sur des forages et des coupes de sismique réflexion met en évidence la différence d'épaisseur de la couverture sédimentaire au-dessus du socle de part et d'autre du SFMD (Figure 10) (Le Pichon et al., 2010). En effet, la Provence occidentale est caractérisée par une couverture sédimentaire très épaisse (6-10 km) surmontant un Trias salifère épais également, et des plis de propagation sur des failles à vergence sud, alors que le domaine oriental comprenant le plateau de Valensole est caractérisé par une couverture sédimentaire peu épaisse (1 à 2 km) et un Trias salifère localement très mince ou absent.

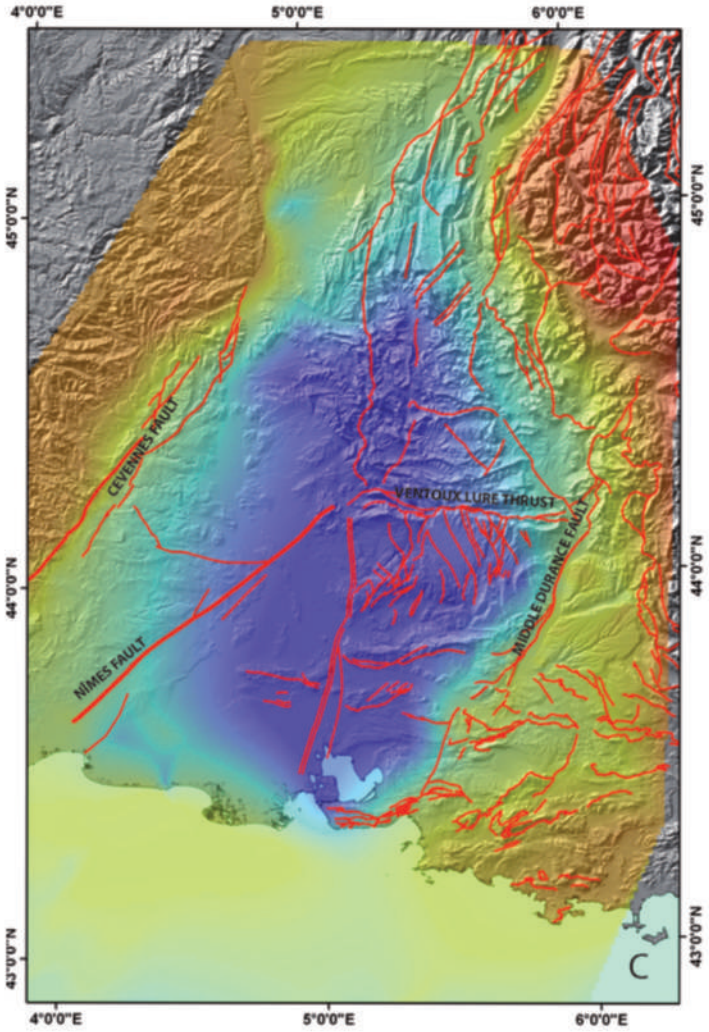


Figure 10 - Carte de la topographie en profondeur du toit du socle (en m) du bassin du SE (d'après Le Pichon et al., 2010) avec la trace des principales failles tectoniques en rouge. Le bleu indique les plus grandes profondeurs et le rouge les plus faibles profondeurs.

D'un point de vue morpho-structural, la Provence se présente sous la forme de chaînons orientés principalement E-W et constitués par des plis anticlinaux associés à des chevauchements à vergence majoritairement vers le nord pour la Provence orientale, et majoritairement vers le sud pour la Provence occidentale. Ces accidents sont parfois connectés à de grandes failles décrochantes d'orientation N-S à NE-SW (voir carte Figure 12) (Chardon et Bellier, 2003). La morphologie provençale résulte également de la dissection d'anciennes surfaces d'aplanissement et de remblaiement (Jorda et al. 1992; Peulvast et al. 1999; Besson 2005) contrôlées par des périodes d'érosion liées aux transgressions et régressions marines principalement depuis le Miocène.

a) *Provence orientale*

La Provence orientale se compose de quatre grands domaines structuraux se chevauchant les uns les autres vers le nord (Figure 11). Il s'agit, du nord au sud, de l'unité de la Durance, composée par le bassin Crétacé supérieur-Eocène de Rians ainsi que des chevauchements de Vautubière, Concors, Mirabeau, Vinon et Gréoux. Ensuite vient l'unité de l'Arc constituée par le bassin Crétacé supérieur à Eocène de l'Arc et la montagne Sainte Victoire. Puis, l'unité du Bausset constituée par le bassin Crétacé du Bausset et les structures chevauchantes de la Sainte Baume, du Mont Aurélien, du massif d'Allauch et de la chaîne de l'Etoile. Enfin, au sud, se trouve l'unité de Bandol, délimitée au nord par le chevauchement du Télégraphe et par la Méditerrannée au sud (e.g. Hippolyte et Dumont, 2000 ; Espurt et al., 2012 ; Bestani et al., 2015, 2016).

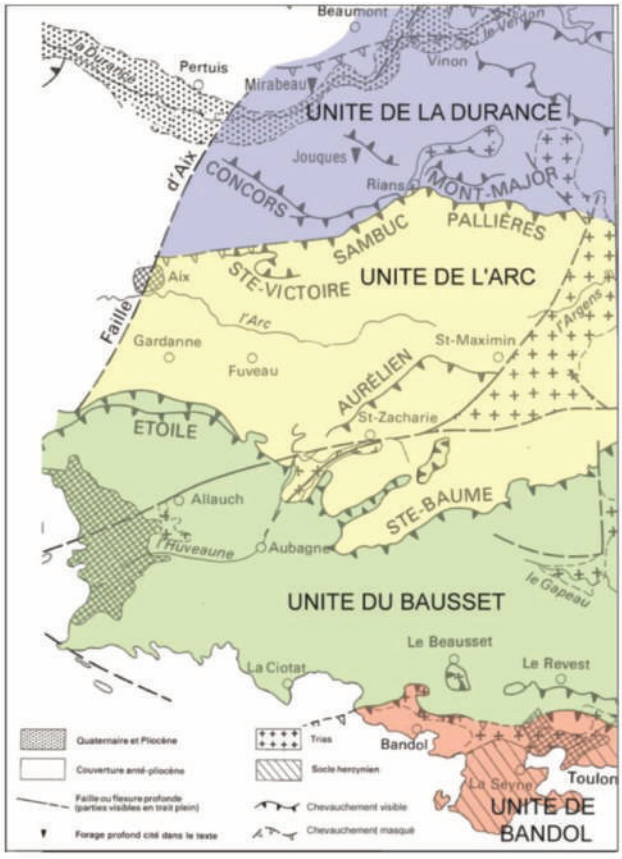


Figure 11 - Carte structurale de la Provence orientale (d'après Rouire, 1979; modifée par Molliex, 2009).

b) *Provence occidentale*

A l'ouest du SFMD, la Provence correspond à un panneau rigide de forme trapézoïdale, constitué d'une épaisse série carbonatée mésozoïque et appelé « panneau de couverture nord-provençal » (Villeger et Andrieux, 1987 ; Champion et al., 2000 ; Bestani et al., 2016). Il est délimité par le SFMD à l'Est, le chaînon de Ventoux-Lure au nord, la faille de Nîmes à l'ouest et le chaînon de la Nerthe au sud (Figure 12).

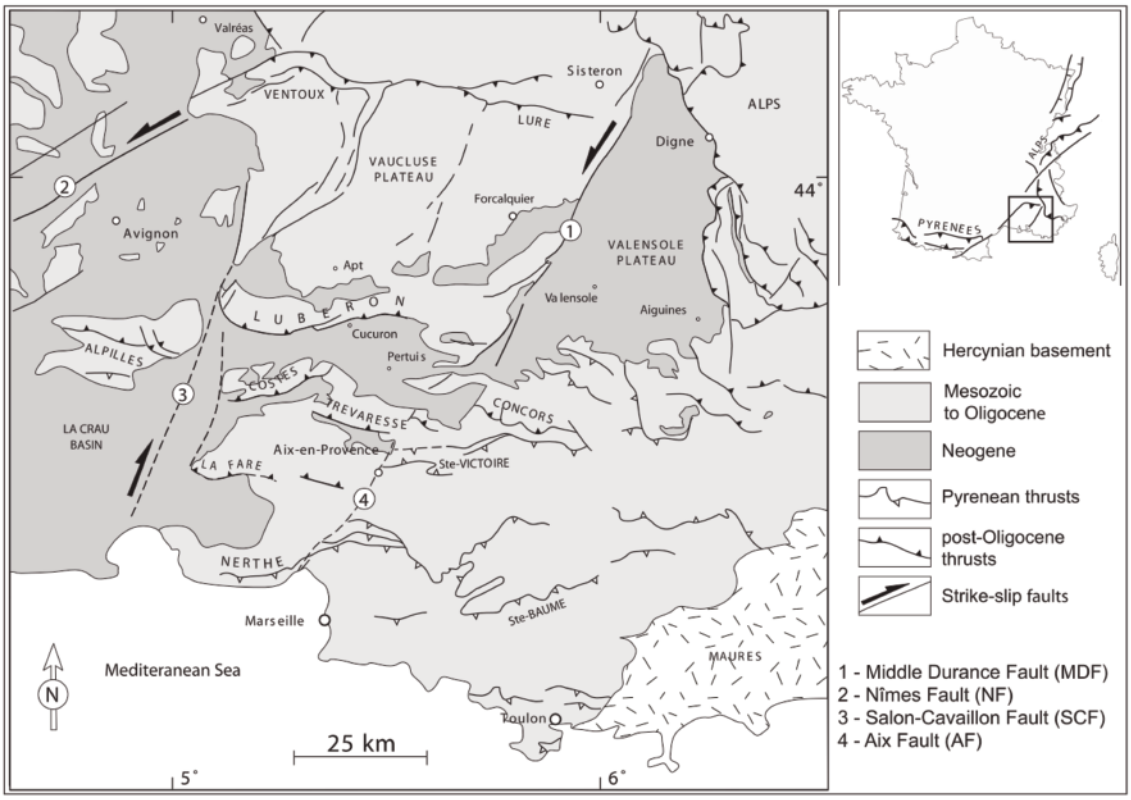


Figure 12 - Schéma structural de la Provence (d'après Clauzon et al., 2001, modifié d'après Chardon et Bellier, 2003).

L'importante épaisseur sédimentaire de ce panneau induit une plus forte rigidité, ce qui conduit à un style de déformation différent de celui de la Provence orientale. En effet, les plis à l'origine des reliefs sont de grande amplitude et bien visible dans le paysage et la topographie. De plus, ils partagent tous une orientation globalement E-W. Il s'agit, du nord au sud, de Ventoux-Lure (le point culminant de Provence), du Luberon, des Alpilles, des Costes, de la Trévaresse, du chaînon de la Fare ainsi que de la Nerthe (Figure 12). Hormis Ventoux-Lure et la Nerthe, ces plis sont associés à des chevauchements à vergence sud. La phase tectonique d'extension oligocène y est plus marquée qu'en Provence orientale, expliquant ainsi la présence

de nombreux dépôts oligo-miocènes, parfois impliqués dans les déformations et chevauchements tectoniques (Hippolyte et al., 1993).

B) Géodésie

À l'heure actuelle, la convergence entre l'Europe et l'Afrique est de l'ordre de 5 mm/an (DeMets et al., 1994 ; Rosenbaum et al., 2002, Nocquet et Calais, 2004 ; Nocquet, 2012). Les mesures GPS montrent qu'elle est essentiellement accommodée par des déformations se situant dans un domaine compris entre l'Espagne, la Sardaigne, la Sicile et l'Afrique du Nord (Nocquet et Calais, 2004 ; Nocquet, 2012). Au nord de cette zone, les gradients de déplacements liés à la tectonique des plaques (convergence Afrique et Europe, ouverture de l'Atlantique) sont très faibles (Figure 13).

La Provence est une région caractérisée par une dynamique tectonique lente. La compilation de données GPS sur le pourtour méditerranéen démontre que les déformations actuelles mesurées en Provence mais aussi dans les Alpes Françaises résultent de la rotation antihoraire de la micro-plaque adriatique plutôt que du mouvement indépendant du bloc corso-sarde (Nocquet et Calais, 2004), ce qui a des répercussions modérées sur un domaine intra-plaque tel que la Provence. Par ailleurs, le fait que le bloc corso-sarde et le bassin de Ligure soient partie intégrante de l'Europe stable implique que la convergence Afrique-Europe doit être accommodée au sud de la Sardaigne, probablement par les Maghrebides en Afrique du Nord.

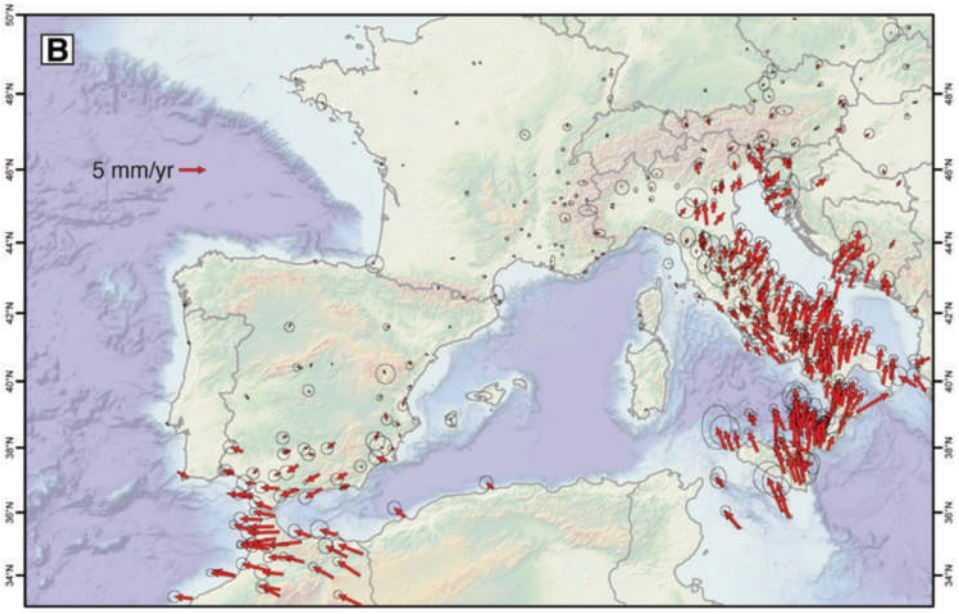


Figure 13 - Distribution des vitesses GPS en Europe du sud-est par rapport à l'Eurasie fixe (d'après Nocquet, 2012)

De plus, Nocquet (2012) confirme que les données du réseau RENAG (http://webrenag.unice.fr), incluant plus de 10 années de données GPS dans les Alpes de l'ouest, démontrent une déformation horizontale quasi-nulle ou non-détectable, tout du moins pour la Provence.

C) Sismicité instrumentale

La Provence est actuellement le siège d'une sismicité instrumentale régulière et quelques séismes sont ressentis localement par la population chaque année. La sismicité instrumentale de la région est présentée dans la Figure 14 (données du catalogue SI-Hex, Cara et al., 2015). Ce catalogue, publié en 2014 et compilant les données sismiques instrumentales de 1963 à 2009, vise à rassembler les données sismiques du Bureau Central Sismologique Français (BCSF) et du Laboratoire de Détection et de Géophysique (LDG). Tous les séismes d'origine anthropique ont été supprimés du catalogue afin de refléter uniquement la sismicité naturelle. La Provence connaît une sismicité instrumentale bien distribuée avec des séismes de magnitude généralement faibles (magnitude du moment M_w inférieure à 3 généralement).

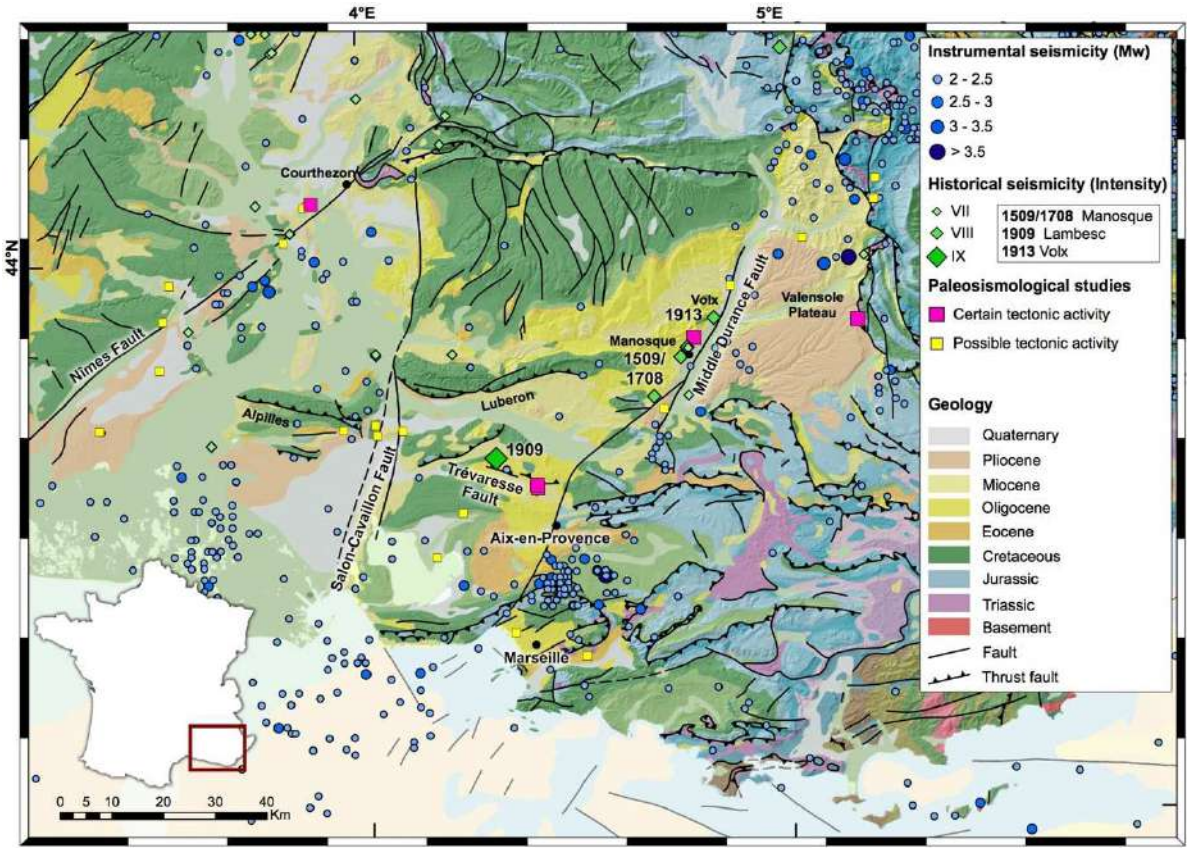


Figure 14 - Carte géologique de la Provence (BRGM) avec la sismicité historique (catalogue SisFrance) et instrumentale (catalogue SI-Hex) ainsi que les indices de paléosismicité (catalogue Neopal).

Durant la période couverte par le catalogue SI-Hex, le séisme le plus important de Provence a été enregistré en février 1984 à environ 15 kilomètres au sud-est d'Aix-en-Provence. Sa magnitude du moment a été estimée à M_w=3,6. Les alentours immédiats de la faille de la Trévaresse sont caractérisés par des séismes de faible amplitude, avec un seul événement avec M_w>2,4 enregistré dans le catalogue SI-Hex. De même, la faille de Salon-Cavaillon est entourée d'événements avec des magnitudes M_w<2,5. La faille de Nîmes a connu plus d'activité tectonique au cours des 50 dernières années avec 9 tremblements de terre au voisinage immédiat de la faille avec M_w>2,5, le plus puissant mesuré à M_w=3,1 en 1986. On observe également une faible sismicité au sud d'Aix-en-Provence. De manière générale, la sismicité instrumentale est bien distribuée en Provence, cependant les principaux efforts des dernières décennies ont porté sur le SFMD, reconnu comme un système de faille actuellement actif. Le catalogue SI-Hex documente une activité sismique modérée le long du SFMD depuis les années 1960, avec une quarantaine d'événements avec M_w>1,8 situés à proximité directe, le plus puissant atteignant M_w=2,8 en 1963. Il est à noter que les séismes en Provence avec M_w>3 sont presque inexistant depuis les années 1960, à l'exception par exemple du séisme du 19 septembre 2012, que le RéNASS (Réseau National de Surveillance Sismique) documente comme atteignant une magnitude M_L de 3.3 et ayant eu lieu à 11 km au nord de Manosque. En utilisant la sismicité enregistrée le long du SFMD, Cushing et al. (2008) documentent 27 mécanismes focaux, qui montrent une faille décrochante sénestre dominante avec une compression vers le nord. Les auteurs proposent que le SFMD agisse comme une zone de transfert vers le sud du front alpin externe dans la Provence occidentale entre la nappe de Digne au NNW et le système de la Trevaresse vers le sud. Plus récemment, le catalogue SI-Hex, portant sur les séismes instrumentaux, a été combiné aux données de sismicité historique recueillies dans le cadre du projet SIGMA (SeIsmic Ground Motion Assessment; EDF-CEA-AREVA- ENEL) pour créer le catalogue français CATalogue, version 2017 (FCAT-17) (Manchuel et al., 2017).

D) Sismicité historique

En Provence, plusieurs tremblements de terre historiques d'importance sont documentés au cours des 500 dernières années. Les plus puissants sont localisés principalement près de Manosque, bordée par la Moyenne Durance et située à 40 km au nord-est d'Aix-en-Provence et à Lambesc, localisée à 20 km au nord-est d'Aix-en-Provence (Figure 14). Le catalogue SisFrance est la principale source d'information sur la sismicité historique en France (Figure

14). Le SFMD, qui borde la vallée du même nom dans la région de Manosque, a été responsable par le passé d'une sismicité significative relativement régulière (environ un séisme fortement ressenti tous les 100 ans depuis le XVIème siècle), et dont deux furent destructeurs (1509 et 1708 à Manosque avec une intensité épicentrale estimée à VIII et une magnitude estimée entre 5,0 et 5,5, Quenet et al., 2004, Cushing et al., 2014). Les études pluridisciplinaires entreprises depuis une dizaine d'années ont permis de montrer que cette zone de faille est de fait distribuée sur plusieurs segments en surface. Sur l'un de ces segments, l'évidence d'une rupture de surface suggère la possibilité qu'il ait pu se produire un séisme plus important que ceux qui sont recensés durant la période historique avec une magnitude de l'ordre de 6,5. Bien que la signature géomorphologique de cette faille majeure ne soit pas bien exprimée dans la topographie, ces études pluridisciplinaires ont permis en particulier de proposer une segmentation de ce système de faille actif à l'échelle du 1/100 000ème (Cushing et al., 2008 ; 2014).

D'autres tremblements de terre historiques ont eu lieu dans la région, comme à Volx en 1913 (intensité jusqu'à VII-VIII, Cushing et al., 2008). Ces différents événements sont potentiellement liés au SFMD et suggèrent que cette faille a été active récemment (Volant et al., 2000, Guignard et al., 2005, Cushing et al., 2008). Le tremblement de terre le plus puissant enregistré en France métropolitaine au siècle dernier a eu lieu à Lambesc le 11 juin 1909, avec des intensités allant jusqu'à IX et corrigées à VIII-IX en prenant en compte les effets de site (Baroux et al., 2003). Il est associé à la faille de la Trévaresse, avec un épicentre situé à 15 km au nord-ouest d'Aix-en-Provence (Chardon et Bellier, 2003 ; Chardon et al., 2005).

E) Sismicité quaternaire et principales structures tectoniques Provençales

Si le SFMD et la faille de la Trévaresse ont joué un rôle prépondérant dans l'histoire géologique de la Provence, et même si leur activité sismologique est avérée, leur expression morphologique actuelle est peu marquée dans le paysage, notamment à cause de leur faible taux de déplacement et de la dégradation rapide des signaux morphologiques d'origine tectonique, elle-même liée à des taux d'érosion naturelle et anthropique conséquents faisant compétition aux vitesses de déformation (Bellier, 2014). Au cours des trois dernières décennies, plusieurs études visant à mieux comprendre le comportement des accidents tectoniques ont été menées en Provence. L'idée principale est d'identifier les failles qui ont produit des tremblements de terre au cours des 50 000 dernières années, d'estimer la magnitude maximale et les taux de glissement à partir des déformations observées directement grâce à des tranchées de paléosismologie, d'étendre le catalogue de sismicité et d'améliorer nos connaissances sur les intervalles de récurrence des principaux séismes (voir par exemple Bellier, 2014). Compte tenu des faibles taux de déformation tectonique en Provence, ces études se doivent d'être

pluridisciplinaires et de combiner ainsi différentes méthodes, telles que la cartographie haute résolution, la géophysique, la paléosismologie ainsi que les datations, comme par exemple grâce au ^{14}C ou par luminescence optique OSL (Chardon et al., 2005 ; Cushing et al., 2008 ; Molliex et al., 2011 ; Baize et al., 2013 ; Guyonnet-Benaize et al., 2015). Le catalogue en ligne de Neopal répertorie les indices de paléosismicité et de néotectonique en France (www.neopal.net), chacune d'entre eux étant affecté d'un attribut de certitude (possible, certain ou non pertinent). En Provence, quatre indices sont répertoriés comme « certains » dans le catalogue Neopal, deux d'entre eux sur le SFMD et les deux restants sur la faille de Trévaresse (voir la Figure 14 pour l'emplacement). Les tranchées en Provence ont principalement été creusées sur ces deux structures, qui correspondent aux zones à plus forte densité de sismicité historique et instrumentale, mais d'autres failles importantes de la région ont également été étudiées.

1) Faille de Nîmes

À l'ouest de la Provence, la faille de Nîmes (se référer à la Figure 14 pour la localisation des différentes failles dans cette partie) présente des indices paléosismologiques d'une rupture de surface pouvant être associée à un séisme majeur pour la région ($M_w > 6$). Ces observations ont été faites sur une faille subsidiaire près de Courthézon (Pascual, 1978 ; Combes et al., 1993 ; Baize et al., 2002), où des failles inverses à vergence vers le sud ont été identifiées dans deux tranchées. De plus, les galets fracturés en contact avec la faille, la géométrie de la rupture et la présence de dépôts quaternaires des deux côtés du contact suggèrent tous un ou plusieurs événements de rupture depuis le Pléistocène moyen (Baize et al., 2002).

2) Faille de Salon-Cavaillon

La faille Salon-Cavaillon située à la frontière occidentale de la Provence a également fait l'objet de diverses études (Terrier, 1991 ; Vella et Provansal, 2000). Molliex et al. (2011) ont utilisé des coupes équilibrées, des données gravimétriques et de sismique réflexion afin de réaliser une étude structurale détaillée de ce système de failles (Figure 15).

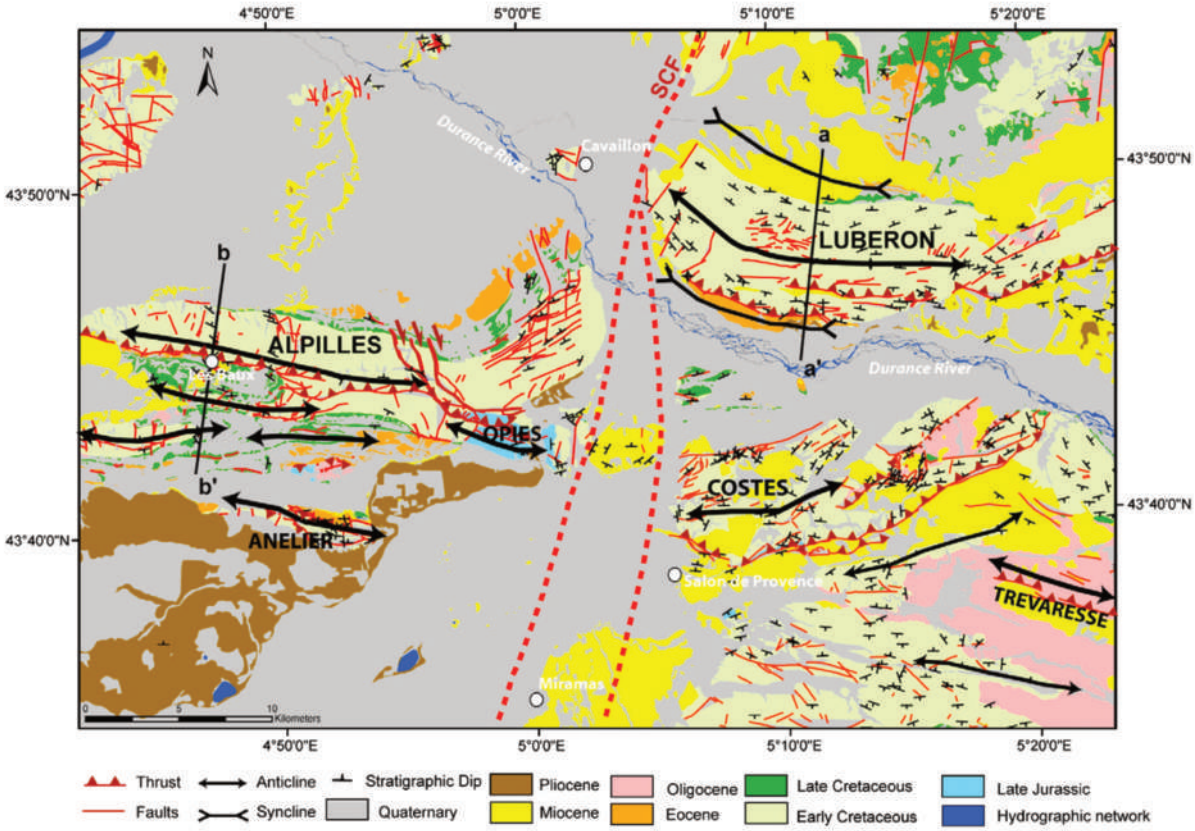


Figure 15 - Contexte géodynamique de la faille de Salon-Cavaillon (SCF), montrant le lien entre cette structure, les Alpilles à l'ouest et le Luberon à l'est (d'après Molliex et al., 2011).

Leurs observations confortent l'idée que cette faille est une structure majeure qui sépare les chaînes des Alpilles et du Luberon. Les auteurs décrivent cette faille comme délimitant un domaine à l'ouest où la déformation est le résultat de la rotation de blocs autour d'un axe vertical, tandis qu'à l'est la déformation est accommodée par le plissement de failles en rampe inverse et chevauchantes orientées E-W.

3) Faille de la Trévaresse

Le massif de la Trévaresse, situé au nord d'Aix-en-Provence, se présente sous la forme d'un relief d'orientation moyenne E-W, culminant à 500 m d'altitude et constitué par un anticlinal sur rampe à vergence sud (Figure 16). La Trévaresse est un des chaînons les plus jeunes de la Provence, son raccourcissement est essentiellement post-Tortonien, en réponse à une compression N-S à NNE-SSW (Chardon et Bellier, 2003). La faille de la Trévaresse, localisée au pied du versant méridional du chaînon, se branche, à l'Est, sur le SFMD (Guignard et al., 2005 ; Cushing et al., 2008).

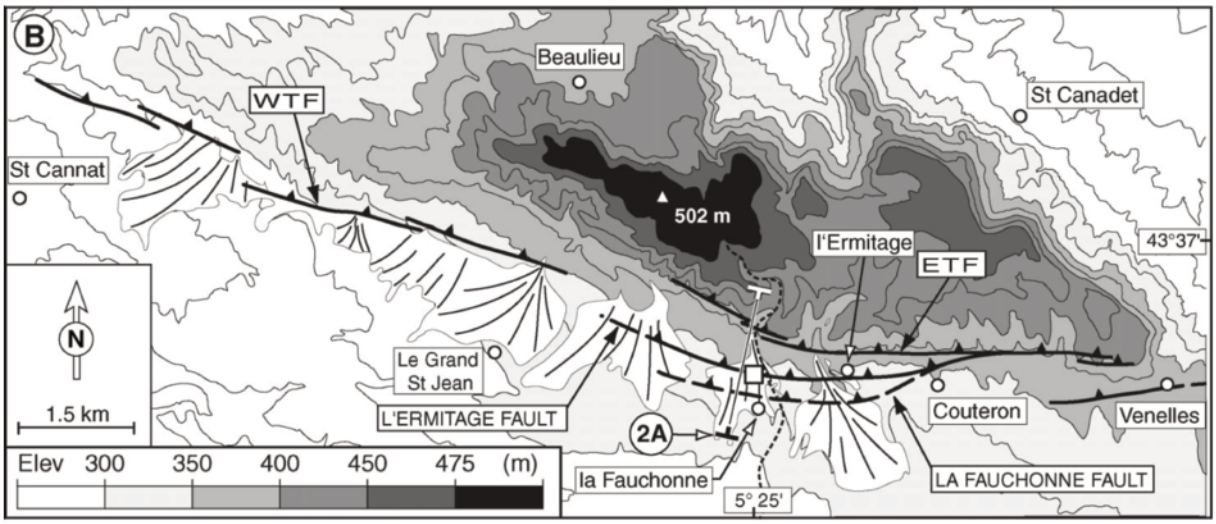


Figure 16 - Segmentation de la faille de la Trévaresse (d'après Chardon et al., 2005).

La géométrie en profondeur de cette faille est mal connue et sa profondeur d'enracinement reste discutée (décollement dans la couverture sédimentaire, à la base de la série sédimentaire ou encore structure de socle). En se basant sur une analyse structurale combinée à des ré-estimations des paramètres source étudiés par Baroux et al. (2003), Chardon et Bellier (2003) livrent une étude détaillée de cette structure tectonique, responsable du tremblement de terre de Lambesc en 1909, le plus important événement sismique du siècle dernier. Les auteurs proposent une profondeur d'enracinement de 6 km, probablement au niveau des évaporites du Trias.

Chardon et al. (2005) ont montré que la déformation s'est récemment propagée en surface (au moins depuis le Riss) plus au sud. Grâce à une approche pluridisciplinaire (analyses géologique et géomorphologique, microtopographie, analyse et interprétation sur logiciel SIG), ils ont mis en évidence des anomalies topographiques et géologiques (plis métriques en genoux) associées aux segments de l'Ermitage et de la Fauchonne (Figure 17), situés à respectivement 500 et 700 mètres au sud de l'escarpement principal de la faille de la Trévaresse. Les segments de faille de l'Ermitage et de la Fauchonne se connectent latéralement, vers l'est, au segment oriental de la Trévaresse, ce qui implique qu'ils sont connectés en profondeur avec la faille majeure. L'étude microtopographique montre clairement un scarp dégradé affectant la surface du cône Riss au droit du segment de L'Ermitage. Des terrasses alluviales historiques, d'après les âges ^{14}C, se sont mises en place dans ce cône (Nguyen et al., 2005 ; Chardon et al., 2009).

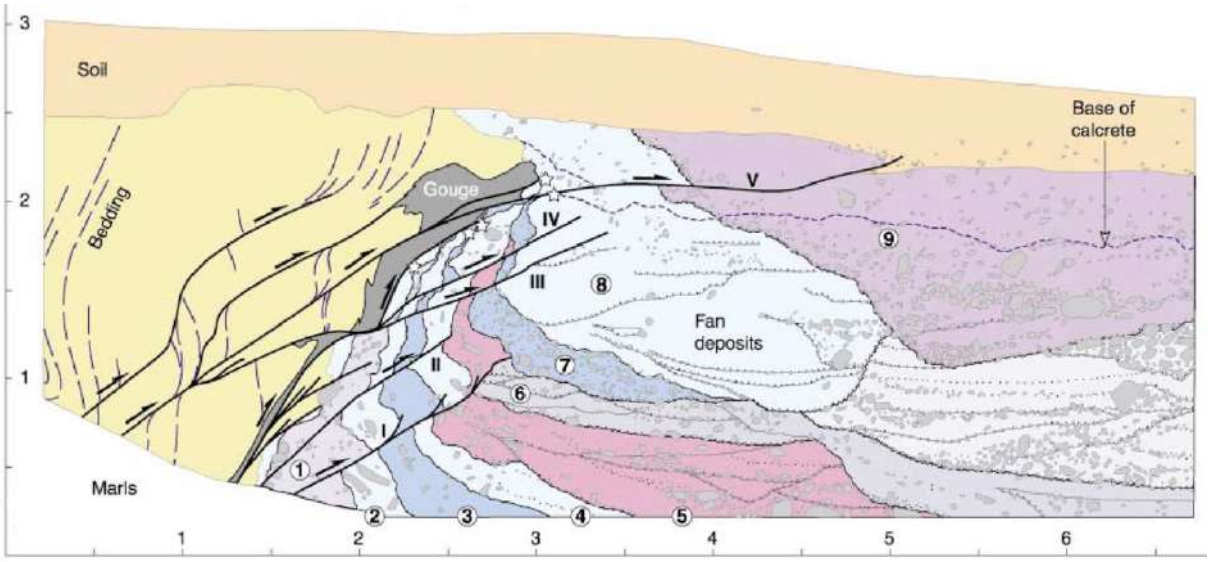


Figure 17 - Log paléosismologique de la tranchée de la Fauchonne, sur un segment de faille de la faille de la Trévaresse (d'après Chardon et al., 2005). Plusieurs plans de fracture associés à des événements tectoniques ont pu être identifiés dans cette tranchée, prouvant la viabilité de la paléosismologie en Provence.

Une première tranchée ouverte à travers un des segments de la faille géologique principale présente une faille inverse à vergence sud qui fait chevaucher les unités oligocènes sur les unités miocènes (Chardon et al., 2005). Une seconde tranchée a été ouverte à travers un escarpement de 1 mètre de haut, au sud de l'escarpement principal de la faille de la Trévaresse, sur un cône alluvial résultant de l'érosion de la crête de la Trévaresse, relief correspondant au plissement lié à la faille géologique. Dans cette tranchée, plusieurs décalages de couches du Quaternaire récent atteignant jusqu'à plus d'une dizaine de centimètres sont observés (Figure 17). La rupture de surface la plus récente et superficielle a été associée par les auteurs à l'événement historique de 1909 et affecte la base du sol actuel. En combinant les décalages co-sismiques observés et la longueur du segment de faille, Chardon et al. (2005) estiment des magnitudes maximales M_w de 6,2 à 6,4 pour les séismes majeurs provoqués par cette faille (calcul basé sur les lois empiriques de Wells et Coppersmith, 1994).

4) Système de faille de la Moyenne Durance

Le système de faille de la Moyenne Durance (SFMD) est une des failles majeures du SE de la France. C'est une des rares failles en France métropolitaine dont la sismicité est documentée sur trois échelles de temps : en effet, elle est le siège d'une activité microsismique, enregistrée par le réseau sismique de l'IRSN (e.g., Volant et al., 2000 ; Cushing et al., 2008), d'une sismicité historique modérée (intensités allant de VII à VIII sur l'échelle MSK) mais régulière

(séismes de 1509, 1708, 1812, 1913 ; Cushing et al., 2013). Le SFMD a été au centre de diverses études structurales et paléosismologiques (Sébrier et al., 1997 ; Guyonnet-Benaize et al., 2015). Cette structure a joué un rôle prépondérant dans l'histoire géologique de la Provence. Cependant, même si son activité sismologique est avérée, son expression morphologique actuelle est peu marquée, notamment à cause de son faible taux de déplacement et de la dégradation rapide des signaux morphologiques d'origine tectonique, dégradation à mettre en lien avec des taux d'érosion naturelle et anthropique (Peulvast et al., 1999 ; Thomas et al., 2017). Le SFMD est actuellement considérée comme une rampe latérale présentant un pendage d'environ 60° vers l'ouest (Figure 18) (Benedicto et al., 1996 ; Roure et Colletta, 1996 ; Cushing et al., 2008 ; Hollender et al., 2009), avec un mouvement actuel décrochant senestre à composante inverse (Baroux et al., 2001 ; Cushing et al., 2008).

Les indices paléosismologiques de La Brillanne et de Valvéranne aux alentours de Manosque permettent une meilleure compréhension de la déformation récente dans la zone. À La Brillanne, une faille inverse parallèle au SFMD est visible sur la rive droite de la Durance, ce qui est compatible avec le schéma de déformation déduit des observations régionales et des mécanismes au foyer (Terrier, 1991, Baize et al., 2002). Les auteurs notent toutefois que la géométrie et le relief de la faille dans la zone ne sont pas compatibles avec un glissement de terrain massif. Dans la tranchée de Valvéranne, Ghafiri et al. (1995) et Sébrier et al. (1997) ont décrit un cône alluvial quaternaire tardif plissé et déformé le long d'un axe d'orientation N35°, lié à une déformation le long d'une faille secondaire parallèle au SFMD.

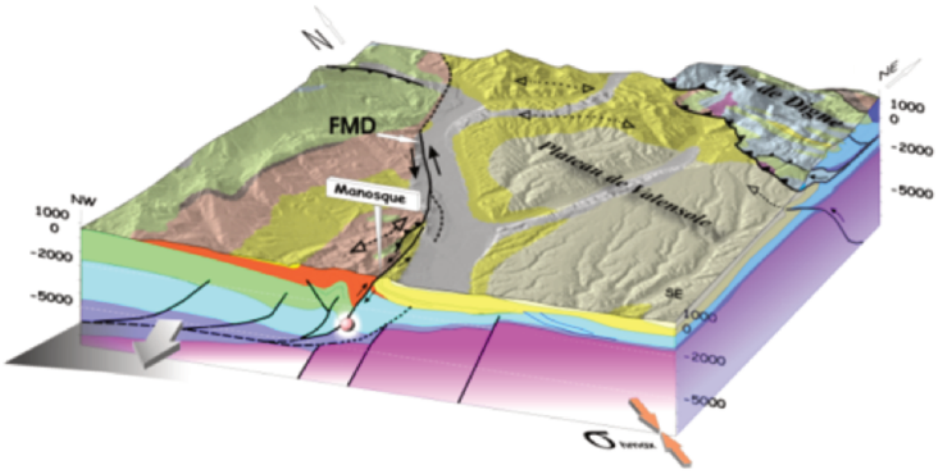


Figure 18 - Bloc diagramme illustrant la géométrie du système de faille de la Moyenne Durance (d'après Cushing et al., 2013).

Depuis la découverte de l'indice de paléosismicité de Valvéranne, des études pluridisciplinaires menées le long du SFMD ont permis de mieux en caractériser la

segmentation (Figure 19). Les travaux réalisés lors d'études récentes, notamment dans le cadre d'un projet européen (SAFE) auquel participait le CEREGE, puis dans le cadre de Cashima, suggèrent qu'une rupture potentielle pourrait être localisée le long de failles actives affectant des dépôts quaternaires dans les secteurs de Corbières et de Beaumont de Pertuis (nord de la basse Durance) et dans le sud de Meyrargues (sud de la basse Durance). D'autres indices de déformation pliocène ont également été observés à proximité du chevauchement de Vinon (Provence orientale), objet de cette étude (voir partie III).

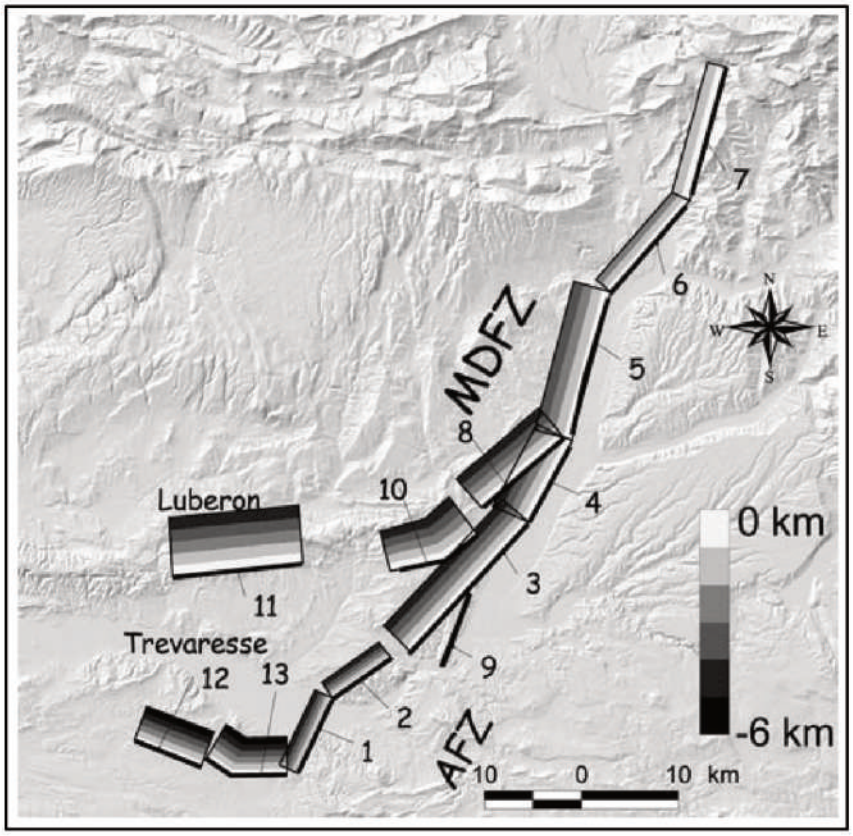


Figure 19 - Segmentation du système de faille de la Moyenne Durance (d'après Cushing et al., 2008).

Plus récemment, Guyonnet-Benaize et al. (2015) ont créé un modèle 3D du SFMD. Les auteurs en déduisent que la couverture sédimentaire mésozoïque est mécaniquement fortement découplée du socle, à l'origine du réseau de failles complexe dans la vallée de la moyenne Durance et illustrant la tectonique de couverture, en accord avec les observations de Cushing et al. (2008) et Le Pichon et al. (2010). De plus, cette faille majeure joue le rôle d'une faille de transfert avec une zone d'influence de près de 8 km latéralement, y limitant l'apparition de plis et chevauchements (Guyonnet-Benaize et al., 2015).

F) Problématique et objectifs - Nécessité de comprendre les processus érosifs et tectoniques dans l'évolution des paysages Provençaux

La Provence est une région dite intra-plaque, car située à plusieurs centaines de kilomètres des limites de plaques les plus proches (en l'occurrence la micro-plaque adriatique et la plaque africaine) et donc en marge de la sismicité typique de ces contextes de déformation rapide. La région présente malgré tout une sismicité non ngéligeable, avec occasionnellement des séismes d'importance à l'origine de dégâts matériels voire de pertes humaines (Champion et al., 2000 ; Baroux et al., 2001 ; Baroux et al., 2003 ; Cushing et al., 2008 ; Molliex et al., 2011 ; Guyonnet-Benaize et al., 2015). Comme en témoigne son histoire, la sismicité historique en région Provence Alpes Côte d'Azur (PACA) et en particulier en Provence est une des plus importantes du territoire métropolitain français, avec depuis le XVème siècle plusieurs séismes d'intensité égale ou supérieure à VIII (région de Manosque en 1509 et 1708, séisme destructeur et meurtrier de Lambesc, du 11 juin 1909), impliquant l'existence de failles actives ayant un potentiel sismogénique élevé (jusqu'à des magnitudes de 6 voire 6,5). C'est donc une région à risque sismique non négligeable, puisqu'il s'agit d'une région urbanisée, qui concentre des pôles industriels. La gestion d'un tel risque nécessite une bonne compréhension des contextes sismotectonique et érosif, ainsi qu'une évaluation rigoureuse de l'aléa sismique. Malgré l'intensité des séismes historiques relativement élevée en PACA, la région ne subit qu'une faible microsismicité, d'où la nécessité d'une approche morphotectonique, géomorphologique et paléosismologique pour y appréhender l'aléa sismique et les déformations.

Les structures tectoniques observées en surface dans la région sud-est ne sont pas nécessairement toutes réactivées actuellement. Pour ces raisons, et parce que les traces de déformation récentes en surface sont généralement de faible ampleur, il est nécessaire de combiner plusieurs approches afin de mettre en évidence plusieurs indices convergents qui témoignent d'une réactivation récente. Cette approche pluri-échelle a également pour objectif de caractériser et de quantifier les processus qui contrôlent la morphogenèse (et d'identifier les processus de dégradation des indices morphologiques) afin de caractériser le potentiel et le comportement sismogénique des failles.

Les recherches proposées ici s'inscrivent dans la continuité de recherches sur l'aléa sismique déjà engagées par le CEREGE dans le cadre de Cashima (programme CEA), qui ont permis :

- la quantification des déformations actives à l'ouest (thèse de Molliex, 2009 ; Molliex et al., 2011) ainsi qu'à l'est du SFMD (Rapport Shabanian et al., 2012 ; *in* Shabanian et al., 2013).

- la discrimination des signaux tectonique/érosion dans l'évolution de la morphogenèse du Luberon (Godard et al., 2016 ; Thomas et al., 2017 : article issu de ce présent travail de thèse).

- l'évaluation de l'héritage structural en vue d'en déduire un modèle tectonique méso-cénozoique de la Provence (Bestani et al., 2015, 2016).

Ainsi, l'approche pluri-échelle proposée a pour objectif de caractériser et de quantifier les processus qui contrôlent la morphogenèse et les taux de déformation tectonique long terme, ainsi que le potentiel et le comportement sismogénique des failles actives, par la combinaison de :

- une analyse de géomorphologie quantitative : 1) à très haute résolution, à l'échelle locale, de la trace des failles, par imagerie LiDAR et la tomographie électrique et 2) à grande longueur d'onde, à l'échelle des reliefs régionaux associés à la morphogenèse et à l'activité long terme des failles, par l'analyse des concentrations en cosmonucléides ^{36}Cl dans des échantillons de roches carbonatées.

- une analyse de la paléosismicité sur la faille de Maragrate, un accident périphérique du chevauchement de Vinon, qui permettra l'identification, la caractérisation et la chronologie des déformations récentes locales sur ce segment de faille.

La paléosismicité, qui est la discipline des géosciences consistant à rechercher le témoignage de séismes anciens par l'analyse de couches « géologiques » accumulées au pied d'une faille active, s'est avérée très fructueuse dans certains secteurs (e.g. Sébrier et al., 1997 à Courthezon sur le SFMD ou Chardon et al., 2005 sur la faille de la Trévaresse), mais malheureusement elle n'est pas toujours facile à mettre en œuvre (nombreux échecs en France). En effet, elle nécessite une étape préparatoire à l'excavation de la tranchée qui consiste à identifier la trace de la faille active. Or, cette étape est parfois laborieuse et difficile dans des régions comme la France métropolitaine où l'érosion est intense, ce qui empêche la tectonique active de laisser des traces visibles dans les paysages. En l'occurrence de nouveaux outils, tels que « l'imagerie » LiDAR, peuvent être d'un grand intérêt dans cette étape, d'où l'utilisation de cette méthodologie moderne dans ce projet, dont l'application pour l'aléa sismique en France est novatrice.

II) Dénudation des massifs carbonatés de Provence – Apport des nucléides cosmogéniques (^{36}Cl) et de la topographie haute-résolution

L'évolution des reliefs et des paysages dans le temps et l'espace est un domaine d'étude qui s'est développé depuis le début du XXème siècle. En effet, déjà en 1909, Gilbert posait les fondements de la conceptualisation de l'évolution des crêtes de montagnes en fonction de leur morphologie et notait un lien entre la convexité des crêtes de montagne et les processus de dénudation et de transport de particules. Au fur et à mesure du développement de nouvelles techniques d'acquisition et d'analyse de données, la géomorphologie, une branche des géosciences consistant à étudier l'évolution de la surface terrestre, s'est enrichie de nouveaux outils permettant de tester de nouvelles hypothèses et concepts.

Depuis les années 1990, l'avènement des techniques consistant à mesurer les concentrations en isotopes cosmogéniques dans les minéraux et les roches, tels que le quartz, le plagioclase ou les carbonates, a fortement contribué au développement de la géomorphologie quantitative (Brown et al., 1995 ; Bierman et Steig, 1996 ; Granger et al., 1996). En effet, en mesurant la concentration en isotopes cosmogéniques dans un échantillon, il est maintenant possible d'en estimer le temps d'exposition à l'atmosphère mais aussi d'en déduire un taux de dénudation local ou encore moyenné sur l'ensemble d'un bassin versant. Par ailleurs, depuis les années 2000, des données topographiques haute-résolution peuvent être acquises de façon routinière à l'aide de diverses techniques telle que la photogrammétrie ou le LiDAR aéroporté, améliorant ainsi grandement l'étendue des possibilités pour l'étude de la surface terrestre.

La Provence est une région caractérisée par des massifs carbonatés alignés est-ouest et atteignant des altitudes comprises entre 200 et 1900 mètres au-dessus du niveau de la mer. Ce terrain varié se révèle propice à l'étude de l'évolution dans le temps des paysages en domaine carbonaté. Dans cette partie de la thèse, nous allons d'abord présenter les différentes techniques qui nous ont permis d'étudier l'évolution des paysages dans la région, notamment les isotopes cosmogéniques et les logiciels SIG. Ces sous-parties méthodologiques seront suivies de deux articles, le premier actuellement en révision mineure pour la revue Geomorphology et le second publié dans la revue Terra Nova en 2017. Dans le premier article, nous avons implémenté les techniques décrites ci-dessus afin d'étudier les vitesses d'érosion des massifs carbonatés à une échelle régionale et dans l'idée de mettre ces résultats en parallèle avec divers facteurs tels que le climat (températures et précipitations annuelles moyennes), la tectonique et la morphologie (courbure de la crête). Dans le second article, nous nous sommes focalisés sur l'étude du Petit Luberon, un chaînon orienté Est-ouest caractérisé par une altitude relativement faible (700

mètres) et une crête large qui s'apparente à un plateau calcaire, pour tenter de mieux comprendre les influences respectives du transport de particules et de la dissolution chimique sur l'évolution d'un massif carbonaté en contexte climatique Méditerranéen.

A) Quantification des taux de dénudation par les nucléides cosmogéniques

L'évolution dans le temps et l'espace de la surface terrestre à l'état d'équilibre, c'est-à-dire non directement affectée par des déformations tectoniques significatives, est un processus lent, qu'il est possible de quantifier grâce à des techniques de mesures directes in situ ou en laboratoire dans des conditions contrôlées (e.g. Plan et al., 2005 ; Furlani et al., 2009), ou bien par l'utilisation d'un Rock Erosion Meter (e.g. Allred et al., 2004). Cependant, ces techniques ne permettent de quantifier la dénudation du relief qu'à une échelle annuelle ou de quelques décennies. En effet, ces processus d'évolution ont lieu à une échelle de temps allant de l'Holocène jusqu'au Quaternaire, ce qui rend nécessaire l'implémentation d'une méthode pouvant fournir des informations moyennées à ces échelles de temps. La méthode de datation de prédilection pour estimer directement des taux de dénudation à grande longueur d'onde est la mesure de la concentration en nucléides cosmogéniques, comme par exemple le ^{10}Be (pour des lithologies riches en quartz), le ^{26}Al (pour la datation de surfaces terrestres ayant le même substrat que pour le ^{10}Be et pour les météorites) ou le ^{36}Cl (pour des lithologies carbonatées). Cette méthode est devenue un outil indispensable en géomorphologie quantitative et est maintenant utilisée de façon routinière grâce notamment aux outils de mesure tel que l'Accélérateur de Masse par Spectrométrie (AMS) disponible au CEREGE, qui permet une analyse rapide et de bonne résolution (voir par exemple les études suivantes illustrant l'utilisation du ^{10}Be, du ^{26}Al et du ^{36}Cl : Nishiizumi et al., 1991 ; Burbank et al., 1996 ; Pavicevic et al., 2004 ; Von Blackenburg, 2005 ; Safran et al., 2005; Ouimet et al., 2009; Schimmelpfennig et al., 2009 ; DiBiase et al., 2010; Schlagenhauf et al., 2010 ; Bookhagen and Strecker, 2012 ; Godard et al., 2012 ; Rizza et al., 2015; Olivetti et al., 2016 ; Ryb et al., 2014; Mandal et al., 2015 ; Tesson et al., 2015 ; Godard et al., 2016). Les paragraphes qui suivent détaillent les principes généraux, le développement et les applications principales de cette méthode.

1) Rayonnement cosmique et cosmonucléides

La surface de la Terre est constamment soumise à un bombardement de particules de très haute énergie provenant de l'espace lointain (Jokipii, 1995) ou bien de notre propre système

solaire et étoile (Reedy et al., 1983). Ce flux de particules interagit par spallation avec les particules de l'atmosphère terrestre, constituée principalement d'azote et d'oxygène, causant la création d'un flux de particules dit secondaire (neutrons et muons) (Figure 20).

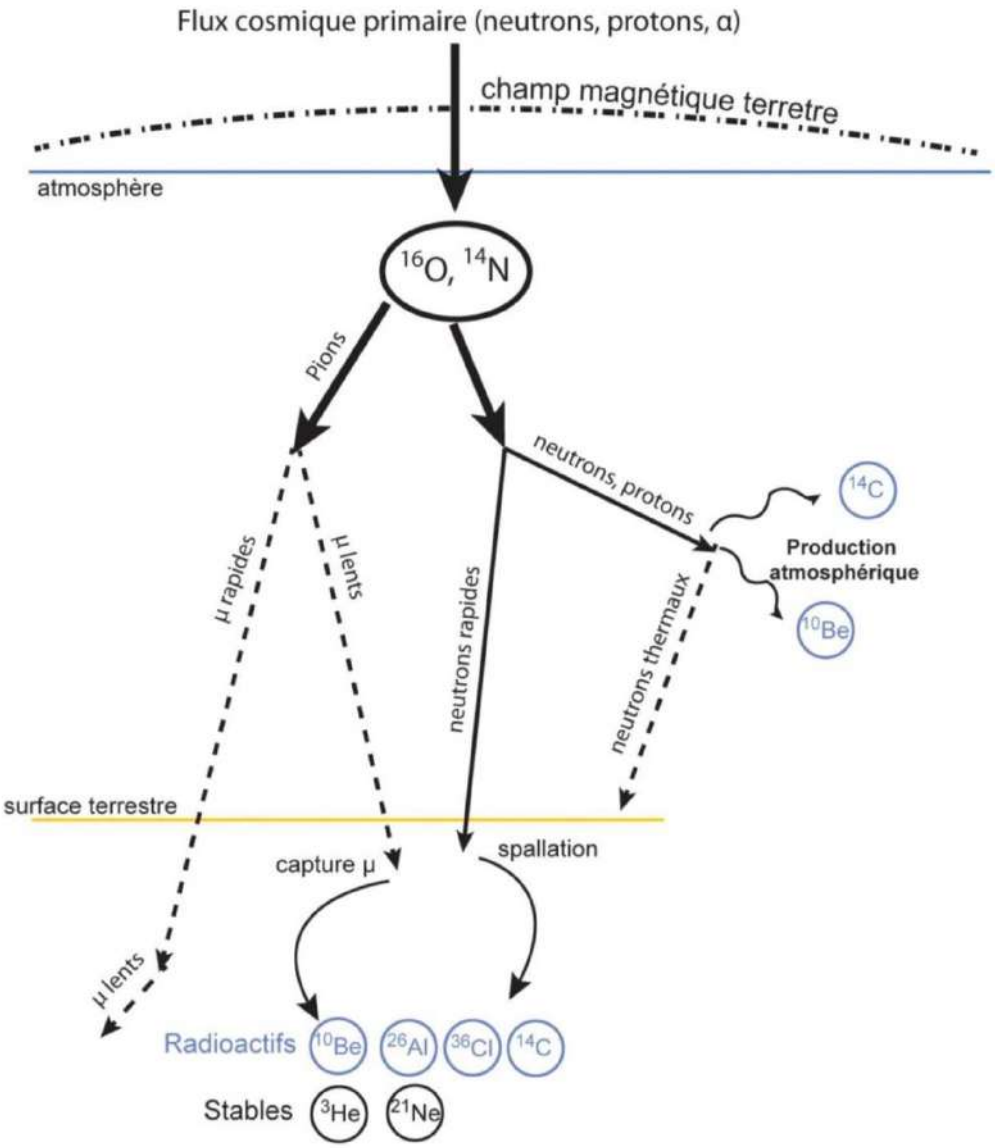


Figure 20 – Schéma illustrant la cascade de réactions issues du rayonnement cosmique, en particulier la production d'isotopes cosmogéniques in-situ (modifié d'après Puchol, 2013).

Les cosmonucléides in-situ vont se former lorsque ce flux secondaire atteint la surface, en faible quantité, et interagit avec elle. En fait, il se produit une nouvelle réaction de spallation pendant laquelle un neutron interagit avec un atome cible en surface, créant ainsi un cosmonucléide. Des interactions avec des muons ou la capture neutronique peuvent aussi être à l'origine de nucléides cosmogéniques. Par exemple, les éléments cibles à l'origine du ^{10}Be

produit in-situ sont le silicium (Si) et l'oxygène (O), communément présent dans le quartz (SiO_2), tandis que les éléments cibles pour le ^{36}Cl sont entre autres le Ca et le K. D'autres cosmonucléides couramment étudiés sont par exemple le ^{14}C et le ^{26}Al, qui sont radioactifs, ainsi que les cosmonucléides stables ^{3}He et le ^{21}Ne. Le quartz étant très répandu et présent dans de nombreuses lithologies partout sur le globe, le ^{10}Be est utilisé dans de nombreuses études qui se focalisent sur la datation et la dénudation des surfaces riches en quartz. L'équation qui rend compte de l'évolution de la concentration des nucléides cosmogéniques en fonction de la profondeur et du temps est décrite par Lal (1991).

$$[C](z,t) = [C](z,0)e^{-\lambda t} + P(z) / (\lambda + \mu \varepsilon) * (1 - e^{-(\lambda + \mu \varepsilon)t})$$

[C] : concentration (atome.g_{quartz}^{-1})

z : profondeur (cm)

t : temps d'exposition (an)

λ : constante de décroissance radioactive du ^{10}Be (4.99×10^{-7} an^{-1}). La période de demi-vie du ^{10}Be étant de 1.387 Ma (Niishizumi et al., 2007).

P(z) : taux de production (atome.g_{quartz}^{-1}.an^{-1}) (4.01 ± 0.18 at.g^{-1}.an^{-1} pour la spallation, d'après Borchers et al., 2016)

μ : coefficient d'absorption (cm^{-1}). Equivaut à ρ/Λ avec : densité du matériel ($g.cm^{-3}$) et Λ : longueur d'absorption moyenne des particules à la surface de la Terre (150 $g.cm^{-2}$ pour les neutrons avec une contribution relative de ~97.85%, 1500 $g.cm^{-2}$ pour les muons lents avec une contribution relative de ~1.5% et 5300 $g.cm^{-2}$ pour les muons rapides à hauteur de 0.65% (Braucher et al., 2003)).

ε : taux d'érosion ($cm.an^{-1}$)

[C](z,0) : héritage de l'échantillon lié à une éventuelle pré-exposition de la surface

Ainsi, la production et la concentration en ^{10}Be in-situ décroissent de façon exponentielle avec la profondeur. La production de ^{10}Be in-situ résulte de plusieurs réactions, principalement la spallation entre les neutrons du flux cosmique et les éléments cibles présents en surface, mais aussi la capture de muons lents et rapides par les atomes cibles de SiO_2 (Gosse et Philips, 2001). L'importance relative de ces différentes réactions en fonction de la profondeur sous la surface est illustrée en Figure 21. La réaction de spallation est prépondérante dans les deux premiers mètres sous la surface tandis que la production de cosmonucléides par la capture de muons est plus ou moins homogène, mais négligeable, dans les premiers mètres sous la surface et devient prépondérante sous une profondeur de 4 mètres.

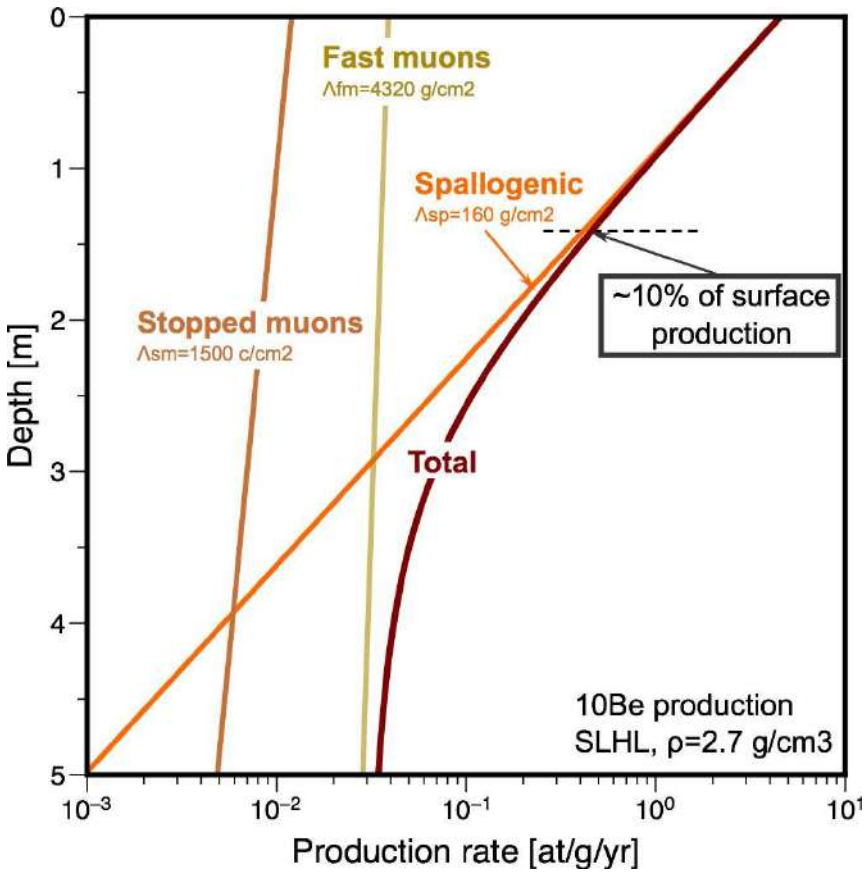


Figure 21 – Taux de production d'isotopes cosmogéniques (exemple du ^{10}Be) en fonction de la profondeur dans les premiers mètres sous la surface terrestre.

L'abondance du flux cosmique est un autre paramètre déterminant le taux de production pour tous les cosmonucléides. Du fait de l'orientation du champ magnétique, le flux cosmique est plus important aux pôles Nord et Sud et diminue progressivement en se rapprochant de l'équateur (Robinson et al., 2005), un élément qui doit être pris en compte dans les calculs de temps d'exposition. Pour ce faire, des facteurs d'échelle sont calculés (Desilets et Zreda, 2001). Ils correspondent à des coefficients permettant de corriger les taux de production à partir d'un point de référence situé à de hautes latitudes et au niveau de la mer (Lal et Peters, 1967 ; Lal, 1991). Leur calcul prend donc en compte la latitude des sites d'échantillonnage mais aussi l'altitude. En effet, la pression atmosphérique a une influence sur la production de nucléide cosmogénique, avec les taux les plus bas au niveau de la mer et une augmentation d'environ 1% tous les 10 mètres (Stone et al., 2000). Différents modèles existent pour calculer ces facteurs d'échelle, donnant des résultats relativement similaires. Les modèles prédisant ces variations sont encore en discussion (e.g. Stone, 2000 ; Dunai, 2001 ; Lifton et al., 2005 ; Desilets et al., 2006 ; Marrero et al., 2016). Nous avons utilisé le modèle de Stone (2000) pour calculer les

facteurs d'échelle pour les échantillons étudiés dans cette thèse afin de pouvoir mieux comparer nos taux de dénudation à ceux des études précédentes.

2) Concentration en isotopes cosmogéniques : exposition et dénudation

Les roches situées dans les premiers mètres sous la surface voient leur concentration en nucléides cosmogéniques évoluer dans le temps. Le rayonnement cosmique augmente progressivement les concentrations en cosmonucléides dans une roche donnée. La concentration atteint un état d'équilibre entre la production et la perte en isotopes cosmogéniques après un certain temps d'exposition, inversement proportionnel à la dénudation (Figure 22). En effet, pour le ^{10}Be par exemple, le temps nécessaire pour atteindre l'équilibre est de 1000 ans pour un taux de dénudation de 1mm/an mais de 1 Ma pour un taux de dénudation de 0.001 mm/an.

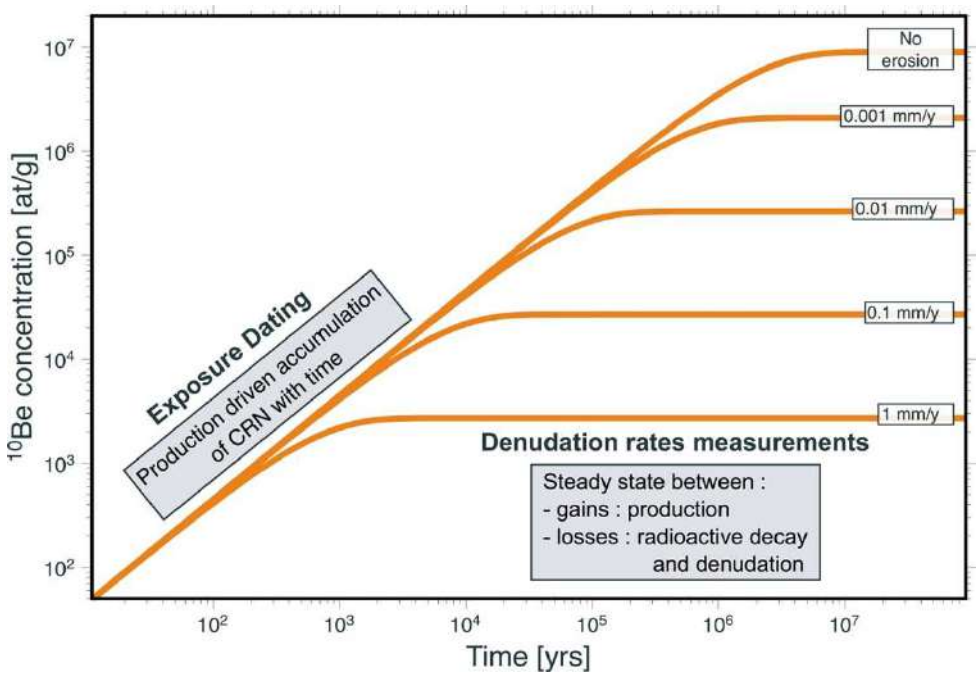


Figure 22 – Illustration du temps théorique nécessaire pour atteindre l'état d'équilibre en fonction des concentrations en ^{10}Be mesurées dans des échantillons.

La concentration en isotopes cosmogéniques peut être interprétée à la fois en termes de durée d'exposition de la surface au rayonnement cosmique ou bien en termes de taux de dénudation de cette surface si l'on suppose avoir atteint l'état d'équilibre. Les taux de dénudation sont inversement proportionnels à la concentration en isotopes cosmogéniques mesurée dans un échantillon (Figure 23). En effet, tous les sols et surfaces rocheuses exposés à l'air libre dans le

monde sont soumis à différents forçages environnementaux influençant leur évolution dans le temps, tels que des précipitations liquides ou solides, le vent et le phénomène de gélifraction, qui vont décaper la partie terrestre la plus superficielle où la production de cosmonucléides est la plus importante. Ainsi, plus la surface se dénude rapidement à la suite de ces différents phénomènes, moins les isotopes cosmogéniques se formant à l'issue de l'interaction avec le rayonnement cosmique vont avoir le temps de s'accumuler dans les minéraux.

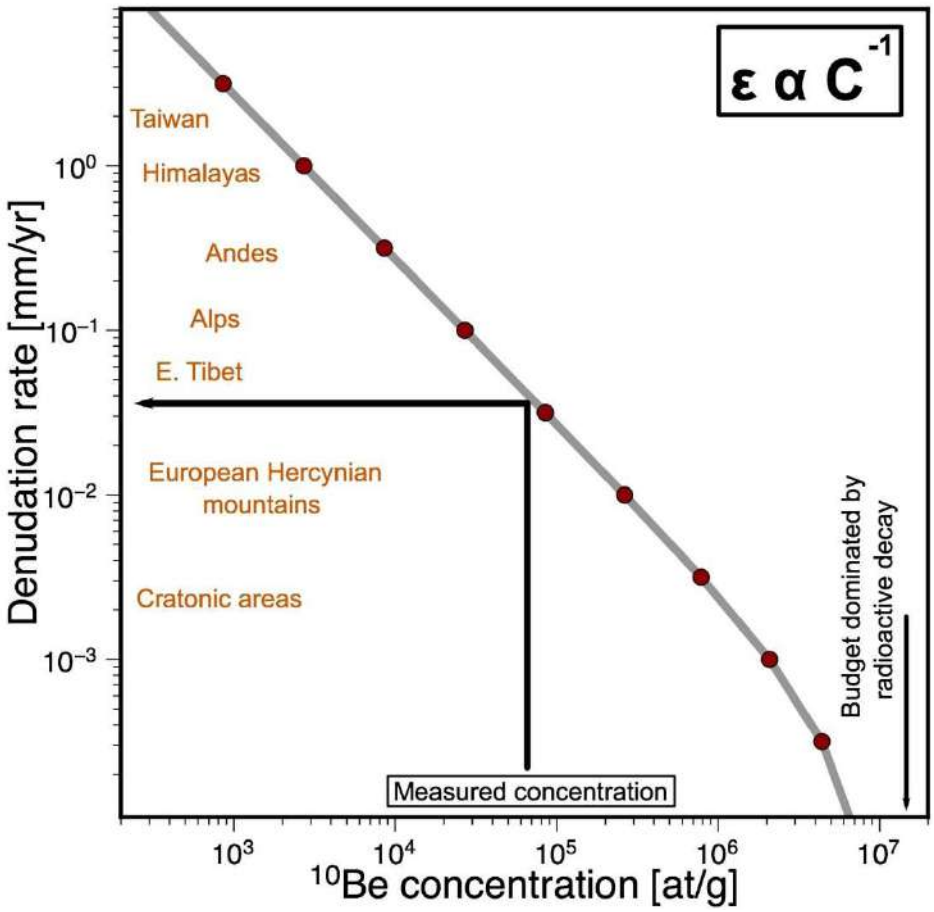


Figure 23 – Illustration du lien entre taux de dénudation, estimés à partir de concentrations en ^{10}Be, et les concentrations en ^{10}Be elles-mêmes.

3) Principe général de la datation par isotope cosmogonique ^{36}Cl

La mesure directe des concentrations en nucléides ^{36}Cl dans les minéraux des roches carbonatées est une technique en plein essor comprenant de nombreuses applications, discutées dans les prochains paragraphes. Elle repose essentiellement sur l'accumulation au cours du temps des nucléides à la surface terrestre lors du bombardement par les rayons cosmiques des éléments cibles contenus dans les minéraux de la roche, tels que le Ca ou le K. La concentration

en nucléides cosmogéniques ^{36}Cl augmente progressivement en fonction du temps d'exposition. Cela permet d'utiliser ce proxy pour estimer depuis combien de temps un échantillon a été exposé au rayonnement cosmique et donc depuis combien de temps il se trouve à la surface terrestre. L'amélioration continuelle de la spectrométrie de masse par accélérateur et de sa sensibilité permet de mesurer de très faibles concentrations de ces nucléides dont le taux de production est faible à la surface terrestre (e.g. Elmore and Philips, 1987; Finkel and Suter, 1993 ; Arnold et al., 2013).

Il existe quatre types de réactions permettant la production de ^{36}Cl (Gosse and Philips, 2001 ; Schimmelpfennig et al., 2009 ; thèse de Irène Schimmelpfennig, 2009). À la surface terrestre, le nucléide est produit par des réactions de spallation entre des neutrons de haute énergie et des éléments cibles (CA, K, Ti et Fe). Sinon, la capture des muons négatifs lents par le ^{40}Ca et le ^{39}K entraîne une production de ^{36}Cl qui est la source de production la plus importante en profondeur. Par ailleurs, des neutrons de faible énergie peuvent être capturés par le ^{35}Cl, ce qui permet la formation de ^{36}Cl. Enfin, la capture de neutrons radiogéniques de faible énergie par le ^{35}Cl formés à la suite de la fission de ^{238}U et de la décroissance radioactive de l'uranium et du thorium constitue une dernière source de production du ^{36}Cl non-cosmogénique. Ces réactions dépendent du flux cosmique de particules atteignant la surface terrestre ainsi que de la composition chimique des échantillons, notamment leur concentration initiale en éléments cibles. Or, le rayonnement cosmique varie dans le temps et l'espace. De ce fait, la production en ^{36}Cl varie à la surface terrestre en fonction de l'altitude et de la latitude, mais aussi en fonction des variations du champ magnétique terrestre.

a) Développement et calibration de la méthode ^{36}Cl

Le ^{36}Cl a commencé à être utilisé dans les études proposant de dater les roches et surfaces carbonatées en utilisant le principe selon lequel cet isotope cosmogénique s'accumule avec le temps grâce au rayonnement cosmique (Kubik et al., 1984). Par la suite, ce nucléide a commencé à être envisagé pour la mesure de taux de dénudation des roches carbonatées (Dockhorn et al., 1991). Stone et al. (1994) ont procédé à des mesures de concentrations en ^{36}Cl en Océanie, ce qui a permis aux auteurs de démontrer la viabilité de ce processus sur des roches carbonatées et ainsi d'apporter les premières estimations des taux de dénudation par isotopes cosmogéniques sur ce type de formations. Ils ont obtenu des taux se situant aux environs de 5 mm/ka dans des régions arides et environ 200 mm/ka dans des zones équatoriales à altitudes plus élevées.

Durant la fin des années 1990 et les années 2000 des travaux furent menés afin d'améliorer la calibration des différents chemins de production de ^{36}Cl dans les roches de la surface terrestre

(Evans et al., 1997 ; Stone et al., 1998 ; Philips et al., 2001 ; Swanson and Caffee, 2001 ; Licciardi et al., 2008). La difficulté de la calibration des différentes sources de production réside dans la composition chimique des minéraux, notamment leur contenu en chlore. Pour pallier à cela, il devient nécessaire de travailler sur des minéraux permettant d'isoler la source de production à calibrer, notamment des minéraux riches en Ca et K contenant très peu de chlore afin de calibrer les taux de production du ^{36}Cl par spallation du Ca et du K. En partant de ce constat, Schimmelpfennig et al. (2009) notent une variabilité allant jusqu'à 50% dans les taux de production de ^{36}Cl in-situ issus de la spallation de Ca et K. Pour approfondir le sujet, les auteurs ont utilisé des échantillons provenant du volcan Etna en Sicile pour lesquels des âges d'exposition ont été également déterminés à l'aide des méthodes K-Ar et l'isotope cosmogénique ^{3}He. Des dissolutions successives de plagioclase présents dans les échantillons donnent des âges ^{36}Cl similaires aux autres méthodes testées. Cependant, lorsque les tests sont effectués sur la roche totale, les âges d'exposition mesurées grâce au ^{36}Cl sont généralement 30% plus élevés qu'avec uniquement les grains de plagioclase. Les auteurs postulent que cela résulte de la difficulté à prendre en compte tous les facteurs affectant la production de ^{36}Cl par la capture de neutrons basse-énergie sur le ^{35}Cl, comme par exemple le contenu en eau de l'échantillon ou la couverture neigeuse sur le site d'échantillonnage. La méthode développée par Schimmelpfennig et al. (2009) a été utilisée dans cette étude.

b) Applications du ^{36}Cl à la géomorphologie quantitative en milieu carbonaté

La méthode des isotopes cosmogéniques a permis un développement rapide des concepts et des applications en géomorphologie quantitative. Le cas particulier des roches carbonatées, sujettes non seulement à l'érosion mécanique via le transport de particules mais aussi à la dissolution chimique liée aux forçages climatiques, bénéficie amplement de l'avènement de cette technique. A l'échelle globale, les roches carbonatées sont moins répandues que les roches riches en Quartz, même si elles se retrouvent à de nombreux endroits, notamment sur le pourtour méditerranéen. Les roches carbonatées sont généralement pauvres en Quartz, ainsi les concentrations en ^{10}Be, isotope qui s'accumule dans les grains de quartz via leur exposition aux rayonnement cosmique, ne peuvent pas être utilisées pour estimer des taux de dénudation dans les carbonates.

De ce fait, les mesures en isotopes cosmogéniques ^{36}Cl ont été développées à partir des années 1990 comme un proxy pour étudier l'évolution des paysages carbonatés. Un état de l'art décrivant le développement de cette méthode en domaine carbonaté, ainsi que son utilisation et ses applications actuelles, est disponible en Anglais dans l'article concernant les crêtes Provençales (cf. paragraphe C). Un résumé de ce texte en Français est disponible ci-dessous.

Les travaux préliminaires décrits précédemment ont démontré la fiabilité de la méthode des nucléides cosmogéniques ^{36}Cl pour mesurer des taux de dénudation dans les roches carbonatées. Dans les années 2010, plusieurs études menées à travers le monde ont tenté d'appliquer cette méthodologie à l'étude de l'évolution des paysages carbonatés, dans le but d'apporter des réponses à de nombreuses problématiques en géomorphologie quantitative. En effet, la complexité apportée par la faculté des roches carbonatées à se dissoudre totalement en plus de s'éroder mécaniquement pose de nombreuses questions sur l'évolution passée et future des reliefs carbonatés. Schlagenhauf et al. (2010) se sont focalisés sur les différents paramètres affectant les concentrations en ^{36}Cl dans un échantillon donné, notamment la composition de la roche, le site d'échantillonnage, la topographie environnante et la dénudation. Les auteurs ont ainsi développé un programme Matlab permettant de modéliser numériquement l'influence de ces divers paramètres. Ce travail a permis aux auteurs de reconstruire l'exhumation d'un escarpement de faille à travers le temps en utilisant les isotopes cosmogéniques pour estimer des âges d'exposition au rayonnement cosmique, démontrant ainsi l'utilité de cette méthode pour les études de tectonique en domaine carbonaté.

Afin d'étudier le lien entre dénudation et conditions climatiques en Israël, Ryb et al. (2014a) ont estimé des taux de dénudation grâce au ^{36}Cl, compris entre 2.3 et 34.7 mm/ka, provenant de substrat rocheux et de sédiment dans une zone tectoniquement stable. Les auteurs démontrent que la transition entre une dénudation dominée par le transport mécanique de particules rocheuses et une dénudation dominée par la dissolution chimique s'effectue entre 100 et 200 mm de précipitations annuelles en Israël sur des reliefs modérés. Dans des conditions climatiques semi-arides, l'érosion chimique est limitée par les précipitations tandis que, dans des conditions plus humides, c'est la capacité du carbonate à se dissoudre qui limite la dénudation. Dans cette étude les auteurs mettent aussi en évidence une variabilité des taux de dénudation entre des échantillons dont le bedrock est exposé, ceux couvert par un sol et les sédiments (Figure 24).

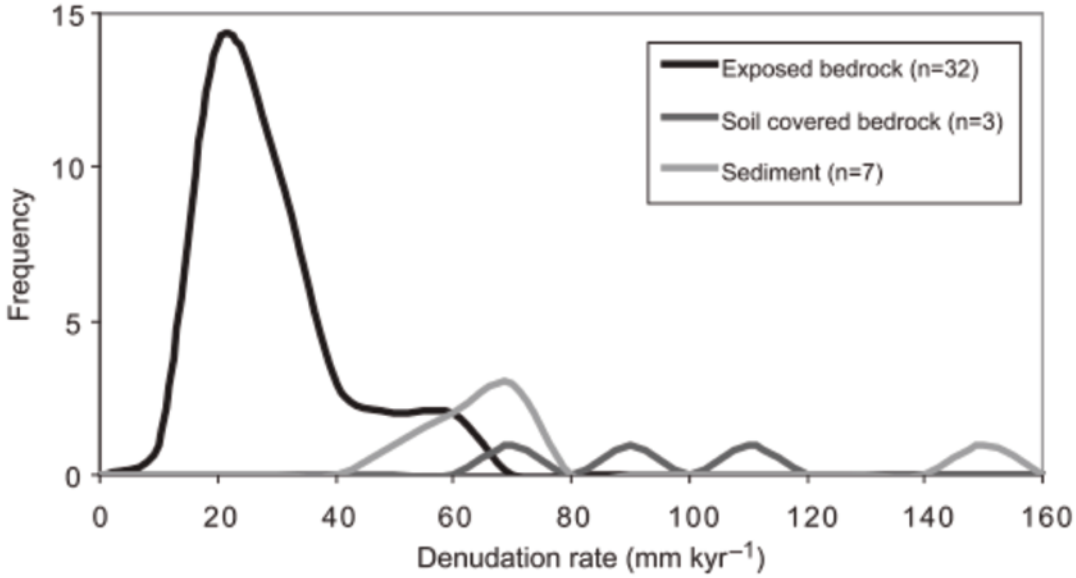


Figure 24 –Comparaison de la distribution des taux de dénudation sur un ensemble d'échantillons de substrat rocheux exposé, recouvert de sol et de sédiments (d'après Ryb et al., 2014a).

Dans une autre étude, Ryb et al. (2014b) comparent des taux de dénudation long-terme (estimés entre 6 et 147 mm/ka) aux taux d'érosion chimique sur plusieurs échelles de temps dans des contextes de tectonique stable sur des reliefs modérés. Les résultats de cette étude suggèrent qu'à une échelle de temps annuelle, décennale ou jusqu'à 10^4 années, la dénudation est principalement contrôlée par la dissolution chimique, tandis que l'érosion mécanique a une influence plus limitée. Plus récemment, Ryb et al. (2015) ont essayé d'estimer les paléoprécipitations le long du rift de la mer Morte sur une échelle de temps allant de 10^4 à 10^7 années. Le but est d'apporter des informations sur les interactions entre les conditions climatiques, la dénudation de la surface et le soulèvement tectonique long terme. Les auteurs ont basé leur raisonnement sur l'idée que la masse perdue par dissolution est proportionnelle aux précipitations moyennes intégrées au cours du temps. En combinant des mesures de dénudation sur le long-terme à partir d'une roche fini-Crétacé et des échantillons ^{36}Cl et les précipitations annuelles actuelles, ils en déduisent un gradient de précipitations le long du rift qui était 40% plus important par le passé qu'il ne l'est actuellement, illustrant ainsi des variations climatiques.

Dans des contextes climatiques différents, Matsushi et al. (2010) ont observé l'importance de la dissolution chimique dans des karsts des zones subtropicales au Japon et l'impact plus important de l'érosion physique dans des contextes subarctiques. Xu et al. (2013) sont arrivés à la même conclusion après avoir étudié des échantillons provenant de plusieurs régimes climatiques en Chine avec des altitudes comprises entre 500 et 2300 mètres au-dessus du niveau

de la mer. Les auteurs ont mesuré des concentrations en ^{36}Cl et trouvent des taux de dénudation compris entre 17 et 47 mm/ka, globalement inversement proportionnels aux précipitations annuelles moyennes locales. Les auteurs suggèrent que pour leurs échantillons la dissolution chimique est le facteur principal des processus de dénudation, mais que dans un contexte plus froid, sujet à des cycles de gel-dégel fréquents, l'érosion mécanique aurait une influence plus forte. Godard et al. (2016) ont étudié la relation entre les taux de dénudation et la courbure locale sur les crêtes carbonatées du Petit Luberon en Provence. Grâce au ^{36}Cl produit in-situ dans le premier mètre de roche sous la surface et à un modèle numérique de terrain haute résolution généré par photogrammétrie (une méthode qui consiste à prendre plusieurs photos se recoupant depuis différents angles de vue afin de reconstruire la topographie en trois dimensions), les auteurs ont pu établir une corrélation directe entre dénudation et courbure jusqu'à un seuil de $0.02 m^{-1}$ (voir Figure 25).

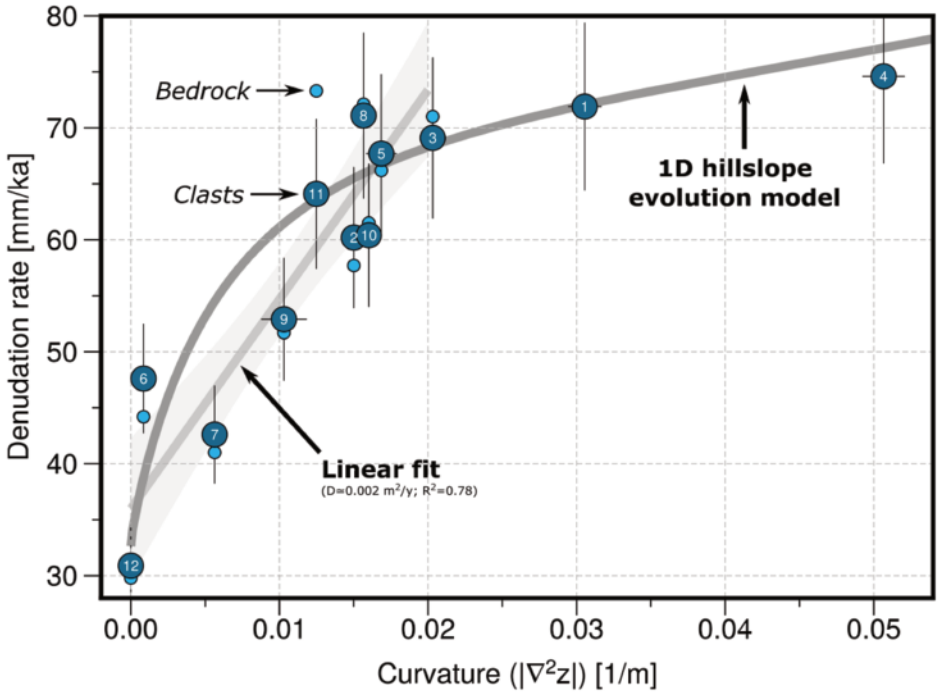


Figure 25 – Taux de dénudation en fonction de la courbure de crête sur le Petit Luberon (d'après Godard et al., 2016). Au-delà de $0.02 m^{-1}$ de courbure, la dénudation semble atteindre un plateau et ne plus dépendre de la morphologie locale.

Pour les courbures plus élevées, l'érosion atteint un plateau situé aux alentours de 60-70 mm/ka. Ce résultat implique que l'érosion mécanique joue un rôle pour les carbonates jusqu'à une certaine limite de courbure, au-delà de laquelle le transport de particules n'est pas assez important pour jouer un rôle effectif dans l'évolution de la surface dans ce contexte climatique. Il s'agit d'une limite dans la vitesse de dénudation, qui n'arrive plus à suivre la vitesse de chute

du niveau de base. Toujours concernant le Petit Luberon, Thomas et al. (2017) ont tenté de comprendre l'importance de la dissolution chimique par rapport au transport mécanique en comparant des échantillons provenant de la crête du massif et des échantillons collectés dans des ruisseaux et donc moyennant l'érosion à l'échelle d'un bassin versant. Les auteurs observent un fort contraste entre la crête s'érodant plus lentement (20-60 mm/ka) que les flancs (70-200 mm/ka). Ce résultat implique que, malgré l'importance de la dissolution chimique dans l'évolution des roches carbonatées, le transport mécanique joue un rôle majeur sur les flancs, notamment dans le cas d'un massif d'élévation moyenne connaissant des précipitations modérées.

B) Apport des outils SIG en géomorphologie quantitative

L'intérêt de compiler des données cartographiques a commencé à être reconnu dès le milieu du XIXème siècle, par exemple en épidémiologie pour le suivi de la progression du choléra à Paris par Charles Picquet en 1832, puis à Londres par John Snow en 1854. Une meilleure compréhension de la localisation des foyers épidémiques a permis un endiguement efficace de l'épidémie. Avec le développement puis la démocratisation de l'informatique, les outils SIG (Système d'Information Géographique) sont devenus indispensables à partir des années 1990 pour toute étude géographique et géomorphologique consistant à manipuler des données géographiques et à créer des cartes afin de les représenter spatialement. Dans le cadre de ce travail, les outils SIG ont été mis à contribution, notamment pour extraire des réseaux hydrographiques, des bassins versants ou encore faire des calculs de pentes et de courbure à partir des données topographiques de différents massifs provençaux. Pour ce faire, les logiciels open source QGis ainsi que GRASS GIS ont été utilisés. RStudio a aussi été employé pour appliquer certains traitements sur les données générées grâce à GRASS GIS.

Note : Trois Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution ont été générés par une équipe de l'Université de Caen pour cette thèse, dans le cadre du dispositif interrégional CLAREC. Plus de précisions concernant ces MNT et l'utilisation qui en a été faite sont disponibles dans la partie III de la thèse.

1) Différents types de MNT, méthode d'acquisition et traitement

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est un fichier numérique correspondant à une image faite d'une grille de pixels. On parle alors de données de type raster, par opposition aux données de type vecteur, qui elles peuvent correspondre à des points, des lignes ou encore des polygones. Pour un MNT, chaque pixel contient une valeur numérique, correspondant à l'altitude de ce pixel par rapport au niveau de la mer. Deux agences Américaines, la NASA et la NGA, ont mené en 2000 la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) visant à recueillir des données altimétriques grâce à la navette spatiale Endeavour en orbite à 233 km d'altitude, par le biais de l'interférométrie radar. En France métropolitaine, ces données atteignaient initialement une résolution d'un peu moins de 100 mètres, mais dorénavant des données SRTM à 30 mètres de résolution existent. Par la suite, la NASA et le ministère de l'économie et de l'Industrie Japonais ont collaboré pour mettre à disposition les données topographiques ASTER GDEM dès 2009, d'une résolution de 30 mètres. L'IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière) fournit historiquement les données topographiques pour la France. En particulier, l'IGN fournit la BD ALTI, une représentation de la topographie d'une résolution au choix de 250, 75 ou 25 mètres par pixel, issue de la numérisation de cartes et de restitutions photogrammétriques. Plus récemment, l'avènement de la technologie LiDAR a révolutionné l'utilisation des données topographiques, grâce notamment à la très fine résolution rendue possible par cette méthode. Dans ce travail, nous avons aussi utilisé les données issues du RGE ALTI® de l'IGN (résolution de 1 mètre par pixel), dont l'ambition est la constitution d'un modèle numérique de terrain au pas de 5 m, avec une précision continue meilleure que 1 m sur la plupart du territoire Français. Pour plus de détails concernant le LiDAR et l'utilisation qui peut en être faite, se référer à la partie III)2) de ce travail de thèse.

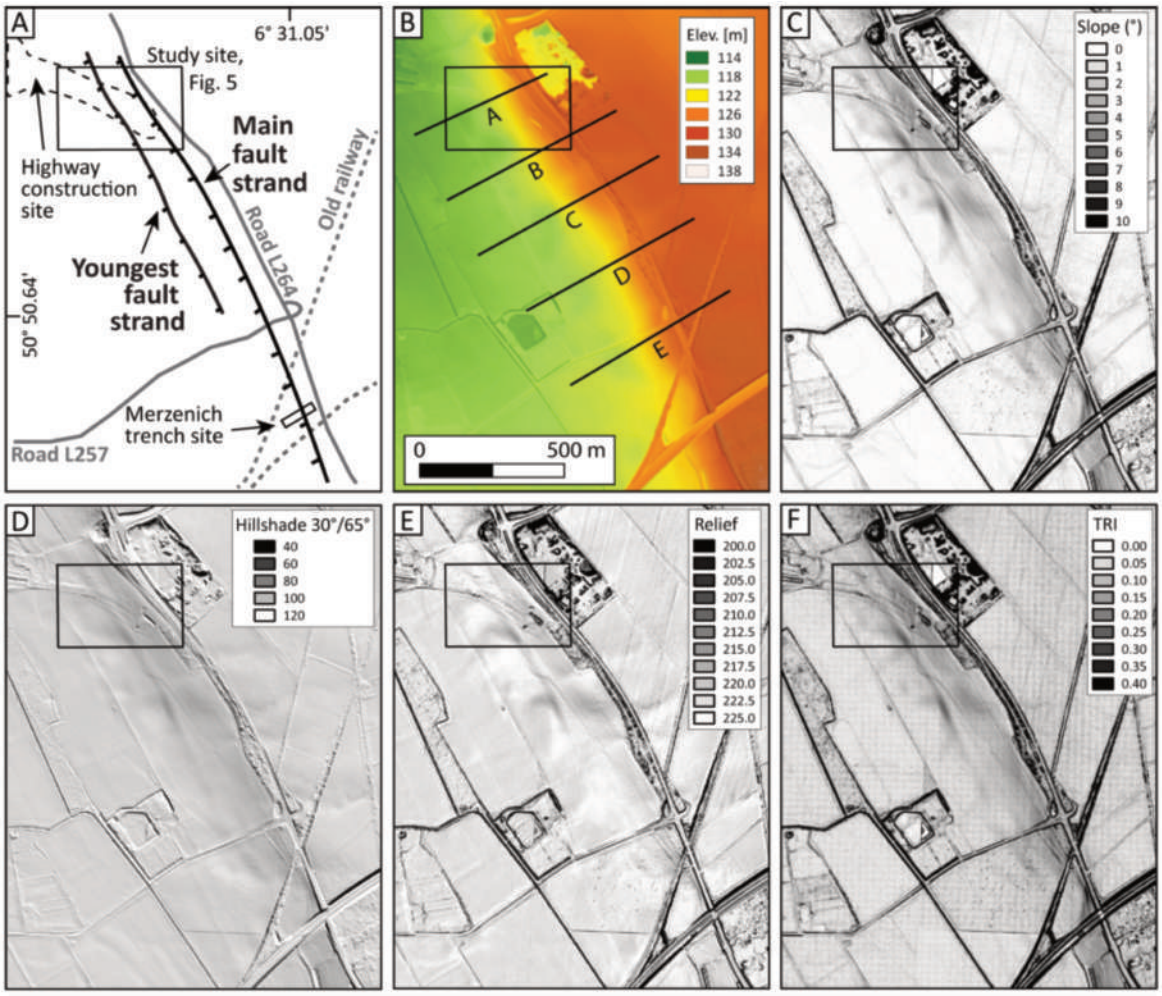


Figure 26 – Expression morphologique de la faille de Rurrand (d'après Grützner et al., 2015) illustré de plusieurs façons à l'aide de différents traitements SIG : schéma structural (A), topographie (B), pente (C), surface ombrée avec un éclairage venant du NNE (30°) (D), relief (E) et rugosité (F).

Les MNT servent de base à plusieurs types de traitement numériques, comme l'extraction des pentes, des reliefs ou de la rugosité (Figure 26), ce qui permet alors de visualiser différentes propriétés des paysages, comme les scarps tectoniques, la morphologie des crêtes de montagnes ou encore les inflexions du réseau hydrographique, et de les interpréter en combinaison d'autres données (e.g. Grützner et al., 2015). En effet, les logiciels SIG tels que QGis (utilisé au cours de ce travail) ou ArcGIS permettent, à partir d'un MNT, de modéliser une surface ombrée avec un éclairage provenant d'une direction choisie au préalable, créant ainsi un jeu d'ombres qui permet une visualisation en noir et blanc du relief. Une surface ombrée permet de mieux visualiser les aspérités de la surface, ce qui est essentiel dans l'étude de la morphologie terrestre et de la tectonique (Haibing et al., 2005 ; Malik et Mohanty, 2007 ; Pucci et al., 2008 ; Farbod et al., 2011).

2) Calcul de pentes moyennes et de courbures

En plus des surfaces ombrées, les MNT sont utilisés pour créer une visualisation en carte de la pente ou bien de la courbure, qui correspondent respectivement à la dérivée première et seconde de la topographie. Dans ce travail, nous avons utilisé des MNT haute résolution (1 mètre par pixel) sur les différents massifs provençaux étudiés dans le cadre de ce travail. Ces données proviennent de la base de données RGE Alti de IGN. Un MNT est un raster, une grille de pixels tous entourés de 8 autres pixels dans les 8 directions cardinales principales. Il existe plusieurs algorithmes permettant de calculer la pente au niveau d'un pixel grâce aux logiciels SIG (Dunn et Hickey, 1998). En effet, l'algorithme « steepest drop » considère l'altitude du pixel et prend l'altitude du pixel adjacent le plus bas pour estimer la pente. Une autre approche consiste à utiliser les 8 cellules adjacentes afin d'en calculer une pente moyenne, ou encore à ajuster une surface quadratique en utilisant les 8 cellules adjacentes en plus du pixel central (kernel 3x3).

La courbure des crêtes est un paramètre ayant déjà été testé pour l'estimation des taux de dénudation pour des surfaces composées de sols et présumées à l'état d'équilibre (Roering et al., 2007, 2010). Les auteurs montrent en effet que sur les pentes ayant des taux de dénudation suffisamment élevés, les gradients de pente deviennent de plus en plus uniformes et approchent une valeur critique pour laquelle les flux de transport de sédiments deviendraient infinis. Ce paramètre a en outre été comparé à des taux de dénudation sur les crêtes de massifs montagneux pour en déterminer l'influence sur la dynamique des reliefs (Godard et al., 2016, Figure 25). Pour ce travail, nous avons utilisé la fonction GRASS r.param.scale en parallèle du logiciel QGis qui permet plusieurs méthodes de calcul. Plus précisément, la courbure d'une surface se mesure dans une certaine direction. Dans notre cas, nous avons utilisé les paramètres maxic (courbure maximale qui peut se trouver dans n'importe quelle direction) et minic (courbure minimale dans la direction perpendiculaire à la courbure maximale) afin de calculer la courbure comme dérivée seconde de l'équation d'une surface quadratique (Hurst et al., 2012). Nous avons utilisé une fenêtre de calcul de 31 mètres pour calculer la courbure sur nos sites d'échantillonnage, ce qui correspond à la fenêtre de calcul causant la déviation la plus faible de la courbure (Hurst et al., 2012). En effet, une fenêtre de calcul faible limite le calcul à la proximité directe du site choisi mais peut ne pas être représentative à cause de la rugosité haute fréquence, tandis qu'une fenêtre de calcul trop grande peut fausser le calcul de la courbure en intégrant des morphologies trop abruptes, comme des falaises à proximité du site d'échantillonnage ou alors le signal de l'alternance crête/vallée.

Plusieurs études ont utilisé la topographie haute résolution, les pentes moyennes ou les courbures calculées par SIG pour tenter de répondre à divers problèmes géomorphologiques

(Arrowsmith and Zielke, 2009 ; Hurst et al., 2012; Perron et Royden, 2013; Godard et al., 2016). Godard et al. (2016) ont notamment démontré l'influence de la courbure localement au site d'échantillonnage sur les taux de dénudation en domaine carbonaté (voir section II)A)2)b)).

3) Extraction du réseau hydrographique, bassins versants et indice de pente (k_{sn})

Pour les études consistant à étudier la surface terrestre et son évolution passée et future, il est essentiel de pouvoir observer la surface telle qu'elle est actuellement afin de repérer des indices pouvant expliquer son évolution passée.

Parmi les manipulations nécessitant un logiciel SIG qui ont été implémentées au cours de ce travail, se trouvent l'extraction du réseau hydrographique à partir d'un MNT, ainsi que l'extraction de bassins versants. Il existe plusieurs façons d'extraire le réseau hydrographique à partir de données topographiques. En effet, leur structure en grille fait que chaque pixel d'un MNT est entouré de 8 autres pixels dans les 8 directions cardinales principales. Le chemin de plus grande pente est déterminé en partant du pixel le plus bas et en remontant vers l'amont. Les bassins versants ont été extrait sur les principaux massifs provençaux objets de ce travail. Pour ce faire, il est nécessaire de créer un raster d'accumulation avec GRASS (fonction r.watershed), où la valeur de chaque pixel est un nombre entier correspondant au nombre de pixels se « déversant » dans ce pixel. Ensuite, nous avons créé un script GRASS permettant d'extraire les bassins versant à partir d'un point correspondant à l'exutoire de chaque bassin. De nombreuses études ont utilisé ces techniques SIG pour mieux comprendre les processus géomorphologiques, notamment en géomorphologie quantitative et en tectonique active (Kirby et Whipple, 2001 ; Kirby et al., 2003 ; Haugerud et al., 2003 ; Pucci et al., 2008 ; Authemayou et al., 2009 ; Clauzon et al., 2011; Hurst et al., 2012 ; Godard et al., 2012; Barth et al., 2012 ; Castillo et al., 2014 ; Billant et al., 2016 ; Bestani et al., 2016 ; Thomas et al., 2017).

L'indice de pente normalisé (k_{sn}) a été calculé pour les bassins versants de plusieurs massifs provençaux. Cet indice est lié à l'érosion que connaît un bassin versant, comme démontré par une compilation de taux de dénudation estimés à partir de concentration en ^{10}Be dans des sédiments sur divers orogènes (Kirby et Whipple, 2012) (voir Figure 27).

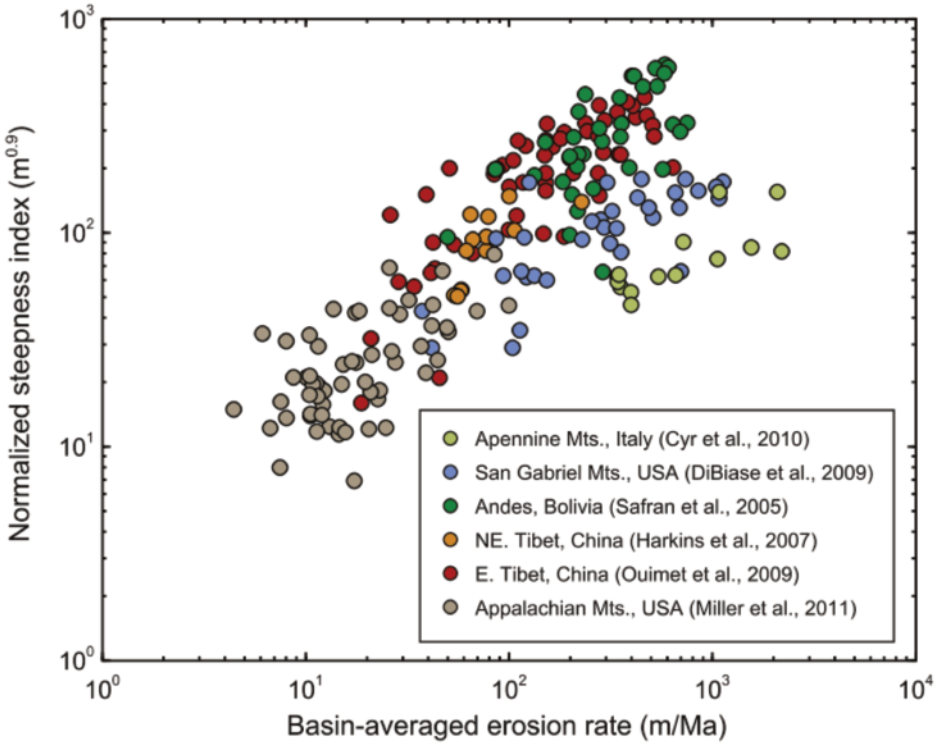


Figure 27 – Relations empiriques entre le k_{sn} et les taux d'érosion moyennée à l'échelle de bassins versants de divers orogènes à travers le monde (d'après Kirby et Whipple, 2012). Dans tous les exemples, les taux d'érosion ont été déterminés par la mesure de concentrations en ^{10}Be.

Il provient de la relation qui existe entre l'aire d'un bassin versant A, sa pente de référence S_r, sa concavité θ et un indice de pente k_s :

$$S_r = k_s A^{-\theta}$$

Cet indice k_s est un moyen simple et effectif de comparer l'aire de drainage de ruisseaux de tailles similaires, mais il est limité dans le cas d'aires de drainage de tailles très variables. Si l'on part du principe que les bassins versants à l'état d'équilibre devraient avoir une concavité comprise dans une gamme relativement restreinte ($0.4 < \theta < 0.6$), il est alors possible d'utiliser une concavité de référence θ_{ref}, égale à 0.45 dans notre cas, à laquelle est associé un indice de pente normalisé k_{sn} qui permet une comparaison effective de profils de rivières ayant des aires de drainage variables (Wobus et al., 2006).

$$S_r = k_{sn} A^{-\theta ref}$$

Nous avons utilisé cette formule sur près de 400 bassins versants provenant de 12 massifs provençaux ainsi que du plateau de Valensole (Figure 28).

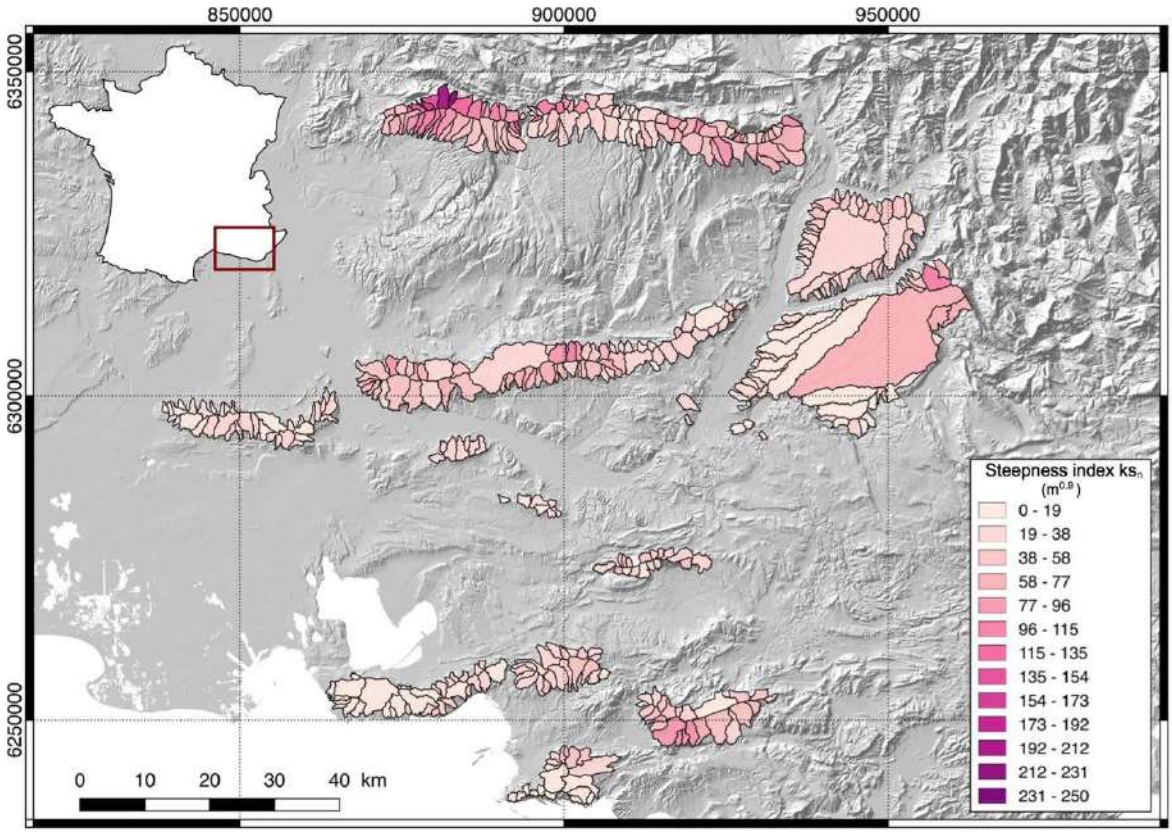


Figure 28 - Répartition des indices de pente normalisés (k_{sn}) calculés sur les bassins versants des principaux massifs provençaux.

La répartition des indices de pente normalisés k_{sn} en Provence est relativement homogène et proportionnelle à l'altitude des massifs en question (Figure 28). En effet, les valeurs de k_{sn} sont les plus élevées sur la structure de Ventoux-Lure (jusqu'à plus de 200 $m^{0.9}$), constituant les altitudes les plus importantes testées dans cette étude, tandis qu'elles sont bien plus faibles (10-80) pour les massifs d'altitude plus modeste. Cela indique a priori une dénudation de ces reliefs proportionnelle à leur altitude. Ceci nous a conduits à vouloir tester cette hypothèse grâce à des estimations directes des taux de dénudation de ces montagnes, ce qui est détaillé dans la partie suivante.

C) Article | Influence limitée des gradients climatiques sur la dynamique des paysages carbonatés en contexte méditerranéen

L'article qui suit a été soumis en décembre 2017 pour publication dans la revue Geomorphology. Il est actuellement accepté avec révision mineure (mars 2018).

Les références citées sont regroupées à la fin du manuscrit de thèse, page 237.

Limited influence of climatic gradients on Mediterranean carbonate landscapes evolution

Franck Thomas[1,*], Vincent Godard[1], Olivier Bellier[1], Lucilla Benedetti[1], Vincent Ollivier[2], Magali Rizza[1], Valéry Guillou[1], Fabrice Hollender[3,4], ASTER Team[1,a]

[1] Aix-Marseille Univ., CNRS, IRD, Coll. De France, CEREGE, Aix-en-Provence, France

[2] Aix Marseille Univ., CNRS, Minist Culture & Com, LAMPEA, Aix-en-Provence, France

[3] CEA, DEN, Saint Paul lez Durance, France

[4] Université Grenoble Alpes/CNRS/IRD/IFSTTAR, ISTerre, Grenoble, France

[*] Corresponding author: thomas@cerege.fr

[a] Georges Aumaître, Didier L. Bourlès, Karim Keddadouche

Keywords: cosmogenic nuclides, denudation rates, carbonate, precipitation, climate, landscape evolution

1) Abstract

The dynamics of carbonate-dominated landscapes is still debated, with largely opened first-order questions pertaining to the respective importance of chemical and mechanical weathering processes or the influence of climatic variability on denudation rates. To address these questions, we investigate the denudation pattern of a series of major carbonate mountain ranges in Provence, SE France with elevation spanning 200 to 2000 m and associated more than 2-fold variations in Mean Annual Temperature and Precipitation. We collected 64 samples from 11 different mountain ranges and quantified denudation rates through the measurement of their ^{36}Cl concentrations in order to explore tectonic and climatic controls on these carbonate landscapes evolution. We observe that most of our samples experience denudation rates in the 20-60 mm/ka range, with no evident dependence on variations of Mean Annual Temperature or Precipitation. The local geomorphic context of each range is responsible for a significant part of the observed variability in denudation rates. One range (Lure mountain) stands out as a significant outlier, with much higher denudation rates (>100 mm/ka) than adjacent sites (Ventoux mountain) at the same elevation experiencing similar present-day environmental conditions. We explore in details the climatic, tectonic and geomorphological contexts of these two ranges in order to understand the reasons for this apparent 3-fold difference in denudation rates. A regionally-documented major Holocene hillslope destabilization event appears to be a likely candidate to explain the observed lower ^{36}Cl concentrations at the top of the Lure mountain. At longer wavelengths, our regional dataset shows no clear control of modern precipitation gradients on denudation rates, consistent with previous observations in landscapes underlain by other lithologies.

2) Introduction

The respective influence of environmental, tectonic and climatic conditions on landscapes evolution and their impact on the distribution of denudation rates in space and time is a major matter of debate in Earth Sciences (e.g. Portenga and Bierman, 2011; Riebe et al., 2001; Harel et al., 2016; Olen et al., 2016; Scherler et al., 2017). It is particularly important to understand the influence of climatic parameters such as temperature and precipitation on continental surfaces evolution and sediment fluxes (e.g. Tucker and Slingerland, 1997; Roe et al., 2003). Indeed, over Quaternary time scales, landscape dynamics is believed to be strongly impacted by the drastic environmental changes associated with glacial cycles (e.g. Schaller et al., 2002; Marshall et al., 2015; Tofelde et al., 2017). Understanding the impact of past climatic variability can also help to better predict how landscapes are going to respond to projected changes in

temperatures and precipitations in the future (Pelletier et al., 2015), across a wide range of spatial scales, from the kinetic of elementary weathering processes at the scale of the mineral to major changes in discharge parameters for large river basins (e.g. Vörösmarty et al., 2000).

The Earth surface bedrock geology is characterized by a very strong diversity of outcropping lithologies across the broad categories of igneous, metamorphic and sedimentary rocks (Hartmann and Moosdorf, 2012). Despite this diversity, the mineralogical composition is dominated by silicates, whose chemical weathering processes are dominated by a progressive degradation of the primary minerals, leading to various secondary products that constitute a solid residual available for further transformation and transport by erosion agents (e.g. Hilley et al., 2010; Mudd et al., 2013). From a surface processes perspective, carbonate lithologies stand out, due to the importance of congruent dissolution as a weathering agent, such that total dissolution can be achieved with only solute products left for transport (e.g. Ryb et al., 2014a). The existence of emblematic landscapes, such as karsts, associated with these specific lithologies demonstrate the role of dissolution as a potential driver of long-wavelength landscape evolution (Fleurant et al., 2008; Kaufmann and Braun, 2002). Contrastingly, a large part of our current understanding of the Earth surface dynamics relies on the analysis of processes responsible for solid mass transport by hillslopes and rivers (e.g. Roering et al. 2001; Whipple and Tucker 2002), and how they contribute to the emergence of first order landscape attributes such as ridges and valleys topographic signal (Perron et al., 2009). In the case of carbonate landscapes, the potential dominance of a geomorphic agent whose activity is largely independent from topographic gradients question the applicability of usual Geomorphic Transport Laws to this type of environments (Dietrich et al., 2003). Furthermore, the high dependence of calcite dissolution on temperature, water availability and pH also highlights the importance of a better assessment of the climatic controls on carbonate landscape evolution (Kirstein et al., 2016; Levenson et al., 2017).

The variability and importance of these weathering processes for carbonate landscapes lead to the development of numerous methods for the quantification of short-term carbonate dissolution (Gabrovsek, 2009), such as solute fluxes measurements (e.g. Gaillardet et al., 1999; Ryb et al., 2014), microtopography analysis (e.g. Furlani et al., 2009) as well as in situ or laboratory calcite dissolution experiments (Trudgill et al., 1994; Thorn et al., 2002; Liu et al., 2005; Plan, 2005; Kirstein et al., 2016). However, these proxies focus only on direct dissolution of carbonate rock mass in controlled environments not necessarily representative of usual weathering conditions. Most importantly, they do not allow to assess the effect of important processes contributing to long-wavelength landscape denudation such as mechanical weathering and solid products transport. In addition, these methods provide annual or decadal information and do not integrate over Quaternary climatic variability at 1 to 10 ka time scales (e.g. Kirchner et al., 2001). The introduction and development of cosmogenic nuclides in

quantitative geomorphology studies has revolutionized our way to assess rates and timing of landscape evolution, alleviating some of the issues mentioned above, and in particular averaging processes over centuries to 10s of ka (e.g. Lal, 1991; Gosse and Phillips, 2001; Granger and Riebe, 2013). For these reasons, ^{10}Be has become an essential tool to quantify the denudation of quartz-rich landscapes from the scale of the outcrop to that of large continental river basins (e.g. von Blanckenburg, 2005), leading to fundamental advances in our understanding of the dynamics of these landscapes such as testing the relative importance of tectonic and climatic forcings on denudation (e.g. Riebe et al. 2001; Portenga and Bierman, 2011), or probing proposed Geomorphic Transport Laws (e.g. Ouimet et al., 2009; Scherler et al., 2017). In comparison, our ability to quantify the evolution and denudation processes of carbonate domains has significantly lagged behind. This is a critical blind spot because these landscapes occupy approximately 13% of continental surfaces on Earth (Williams and Ford, 2006) and are major reservoirs for external carbon cycles. ^{36}Cl is a cosmogenic nuclide that can be used to document the exposure or denudation history of carbonate surfaces (e.g. Stone et al., 1994; Schlagenhauf et al., 2010; Ryb et al., 2014a). While it offers important opportunities to constrain the dynamics of carbonate landscapes, it has been far less used than ^{10}Be in quantitative, process-oriented geomorphology studies (e.g. Ryb et al., 2014a&b; Godard et al., 2016). There are in particular several first order pending problems that could be addressed with this approach, and in particular the question of the effective climatic control on the denudation of carbonate surfaces. In this study, we document ^{36}Cl concentrations measured in a large dataset (n=64) of carbonate samples collected of 11 mountain ranges across a climatic gradient in Provence, South-Eastern France, in order to assess the sensitivity of denudation to environmental parameters.

3) Development and applications of cosmogenic nuclides in carbonate landscapes

The Earth surface is constantly being bombarded by cosmic ray particles, which induce nuclear reactions with atoms in the atmosphere and in rocks on the Earth surface (e.g. Gosse and Phillips, 2001). These interactions, such as spallation by neutrons, result in the production of various rare nuclides, called cosmogenic nuclides, within rock formations located a few meters below the Earth surface. The measurements of these in situ-produced cosmogenic nuclide concentrations in various substrates is of great interest for surface processes quantification. In particular, it has been demonstrated (Lal, 1991) that for bedrock surfaces exposed long enough to the cosmic ray particles, the induced cosmogenic nuclide production equilibrates the losses due to radioactive decay and mass removal linked to denudation processes. The cosmogenic nuclide concentration then reached at this steady-state is inversely

proportional to the denudation rate of the surface (Granger and Riebe, 2013). This method provides a quantification of denudation rates, which are temporally averaged over the time period necessary to erode to a depth equivalent to the neutron characteristic attenuation length (approximately 60 cm in a substrate whose density is 2.5 g. cm^{-3}) (Von Blanckenburg, 2005).

In quartz-rich environments, the ^{10}Be and ^{26}Al cosmogenic nuclides, mainly produced through the spallation of the constitutive O and Si atoms, are used to quantify either local denudation rates at specific sampling sites from bedrock samples or basin-averaged denudation rates from river sediments (Brown et al., 1995; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996; Von Blanckenburg, 2005). These approaches are now routinely used in quantitative geomorphology studies to determine the rates of surface processes over the 1-100 ka time range. They have provided valuable insights into first order issues as, for example, the validation and calibration of fluvial or hillslope erosion formalisms (e.g. Ouimet et al., 2009; DiBiase and Whipple, 2011), the evaluation of the respective importance of tectonics and climate in controlling the denudation of mountain ranges (e.g. Bookhagen and Strecker, 2012; Godard et al., 2014) or the assessment of the temporal evolution of surface processes over the last Ma (e.g. Charreau et al., 2011).

While cosmogenic nuclides have been intensively used to quantify denudation in settings dominated by quartz-rich lithologies for more than two decades, their use in areas dominated by carbonate lithologies is still in its early development stages. In such contexts, it is worth stressing again that congruent carbonate dissolution can act as a major weathering process, questioning the applicability of the classical Geomorphic Transport Laws (Dietrich et al., 2003) that have been validated by ^{10}Be derived denudation rate determinations in quartz rich settings (e.g. Ouimet et al., 2009).

In carbonate rocks, the ^{36}Cl cosmogenic nuclide is mainly produced through the spallation of Ca atoms and offers the possibility to investigate the exposure and denudation histories of carbonate surfaces. Dockhorn et al. (1991) conducted one of the earliest studies proposing the measurement of ^{36}Cl concentrations in limestones or dolomites in order to estimate denudation rates. Later, Stone et al. (1994) used a similar approach to constrain the denudation rates of carbonate surfaces in Australia. They reported denudation rates of 5 mm/ka in various arid parts of Australia and significantly higher denudation rates of nearly 200 mm/ka in the wet tropical highlands of Papua New Guinea.

While these pioneering studies demonstrated the relevance of the use of ^{36}Cl to investigate surface processes in carbonated settings, the systematic use of this cosmogenic nuclide was still hampered at that time by significant uncertainties associated to some of its production pathways, including up to 50% difference in reported ^{36}Cl production rates from spallation of Ca (Schimmelpfennig et al., 2009). A significant methodological effort was undertaken to

alleviate these issues and to calibrate the rates associated with the different ^{36}Cl production modes (Schimmelpfennig et al., 2009).

These studies paved the way for further developments of the use of ^{36}Cl in quantitative geomorphology studies. Matsushi et al. (2010) showed the importance of chemical dissolution in karst areas under subtropical climates in Japan and the greater impact of physical erosion in subarctic environments. Xu et al. (2013) came to similar conclusions studying samples collected in various climatic contexts in China and whose sampling altitudes ranged from 500 to 2300 meters above sea level. They determined denudation rates varying from 17 to 47 mm/ka that are roughly inversely proportional to the Mean Annual Temperature (MAT) at the sampling sites. The authors suggest that, in their study area, chemical weathering is the dominant contributor to denudation, and that mechanical weathering could play a more important role in areas experiencing colder MAT, where freeze-thaw cycles occur. In their study of the Chauvet cave in the limestone karsts of Ardèche (France), Sadier et al. (2012) used ^{36}Cl to determine when the entrance of the cave was definitively closed by dating several rockfall events responsible for the accumulation of the sealing debris. In addition, the authors analyzed two samples from the surface located above the entrance and determined denudation rates similar to those from other studies under similar climates (18.5 and 21.5 mm/ka). Another surface ^{36}Cl measurement performed in South-Eastern France by Zerathe et al. (2013) provided a denudation rate of 35 mm/ka, consistent with another measurement performed in northern Israel by Gran Mitchel et al. (2001) with a denudation rate of 29 mm/ka.

Ryb et al. (2014a) provided additional developments in the use of ^{36}Cl for landscape evolution studies. In a tectonically stable, moderate-relief carbonate terrain in Israel, they combined denudation rates measurements with detailed investigations of the geomorphological properties of the sampling sites. They then demonstrate that a transition between chemically-dominated and mechanically-dominated denudation in Israel occurs between 100 and 200 mm of Mean Annual Precipitation, suggesting that water availability has a major role in carbonate denudation. In semi-arid climatic conditions, chemical weathering is limited by the amount of precipitations whereas in more humid conditions, chemical weathering is apparently limited by the rate of carbonate mineral dissolution. In another study from the same area, Ryb et al. (2014b) compare long-term denudation rates to contemporary chemical weathering rates over variable time scales. Overall, their results suggest that on annual, decadal or 10^4 years time scales, denudation is mostly controlled by chemical weathering whereas mechanical weathering has a much more limited influence.

Ryb et al. (2015) provided paleo-precipitation gradient estimates along the western Dead Sea rift ($10^4 – 10^7$ time scale) in order to shed light on the interactions between climate, denudation and tectonic uplift over the long term. Their study build on the idea that mass lost by dissolution over time is proportional to the time-integrated amount of precipitation. By combining total

denudation estimated from a Turonian datum, denudation rates determined from ^{36}Cl concentrations and present-day mean annual precipitations (MAP), they propose that the effective precipitation gradient across the range was higher than the current one by at least 40% on average and that total precipitation at the 10^7 time scale correlates with both denudation rates measured at the 10^4 time scale and present-day MAP.

Godard et al. (2016) studied the relationship between denudation rates and local curvatures along the bedrock crests of the Petit Luberon in South-Eastern France. Using ^{36}Cl derived denudation rates and high-resolution Digital Elevation Model, they demonstrated a direct correlation between curvature and denudation at sites at which the curvature is lower than 0.02 m^{-1} and a roughly constant denudation rate (60-70 mm/ka) at sites characterized by higher curvatures. These results imply that mechanical weathering and clast transport contribute significantly to hillslope evolution in this setting, and that the observed limit in the rate of denudation at the hilltop might contribute to relief growth in mediterranean settings. Focusing on the same mountain range, Thomas et al. (2017) investigated the importance of slope-dependent denudation processes in carbonate lithologies. The authors compared denudation rates from samples originating from the mountain crest and basin-averaged rates from the flanks where they observed a much faster evolution (70-200 mm/ka) than on the crest (30-60 mm/ka), implying that despite the importance of chemical weathering in carbonate lithologies, mechanical transport plays a major role in the context of this relatively low elevation range (600-700 meters a.s.l) receiving moderate precipitation.

4) Geological and geomorphological context

Provence landscapes in South-Eastern France are dominated by East-West trending ranges resulting from the Pyrenean orogeny during the Late Cretaceous to Early Tertiary (Figure 29).

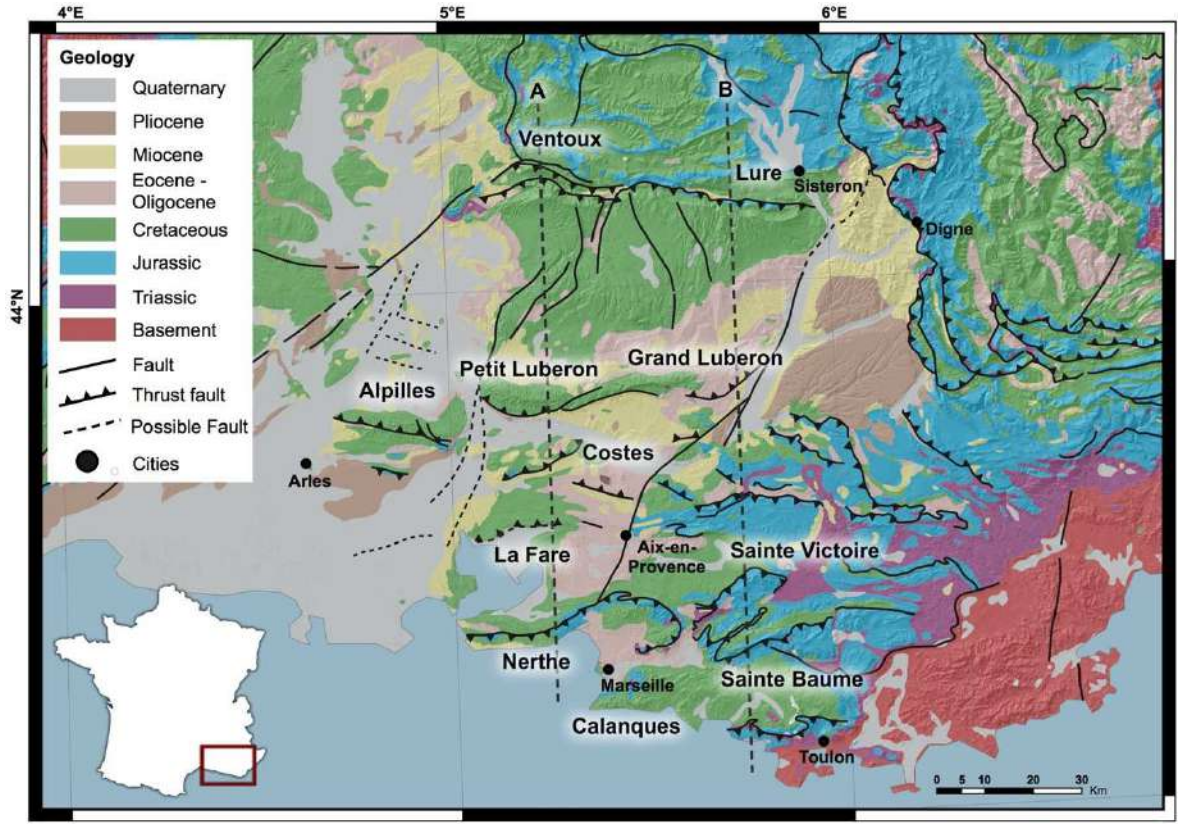


Figure 29 - Geological map of South-Eastern France (modified from Molliex et al., 2011) showing the principal faults and ranges in Provence. All sampled ranges in this study are indicated. A and B correspond respectively to a western and an eastern topographic profile discussed below (see Figure 35).

The associated structures were subsequently reactivated as normal faults during the Oligocene, and as reverse strike-slip faults during the Miocene Alpine orogeny (Roure et al., 1992; Baroux et al., 2001; Champion et al., 2000; Chardon and Bellier, 2003; Molliex et al., 2011). The latest deformation phase was followed by the uplift and rejuvenation of pre-existing ranges (Bestani et al., 2016; Siame et al., 2004). However, various studies, using diverse methodologies, indicate that post-Miocene deformation rates are low in Provence (Chardon et al., 2005; Cushing et al., 2008; Nocquet, 2012). The ranges are mostly made of uplifted lower Cretaceous carbonate units. During the Late Miocene, the Provence area was heavily affected by the Messinian Salinity Crisis with a 1500 m drop of its Mediterranean base level. (e.g. Clauzon, 1982; Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999; Mocochain et al., 2009). This perturbation deeply imprinted the fluvial network, triggering intense regressive river erosion and the creation of deep canyons, which were later filled by marine and continental sediments once the Mediterranean Sea was again connected to the Atlantic Ocean. The western Provence carbonate ranges (Figure 29) reach altitudes ranging from 200 to 1900 meters, which induces a significant diversity in the climatic conditions on their crests. The Ventoux-Lure mountain

marks the geological limit of Provence to the North. It is the highest mountain range in the region, reaching 1920 and 1800 m at the Ventoux and Lure mountains, respectively. Forty kilometers South of the Ventoux-Lure range, the Luberon and Alpilles mountains form another major EW system. From East to West, the Luberon range is composed of the Manosque fold (altitude: ~800 meters), the Grand Luberon (altitude: ~1100 meters) and the Petit Luberon (altitude: ~700 meters). The Alpilles, to the West, are separated from the Luberon by the North-South Salon-Cavaillon fault, and rise to lower altitudes (470 m), with a well-developed plateau surface. Farther East, the major features defining Provence landscape are the Sainte Victoire and Sainte Baume mountains, both higher than 1000 meters. Smaller ranges also contribute to Provence landscapes such as the Costes (450 meters) and La Fare (200 meters) ranges and, bordering the Mediterranean coast, the Nerthe (250 meters) and the Calanques (450 meters) massifs, located respectively to the West and to the East of Marseille.

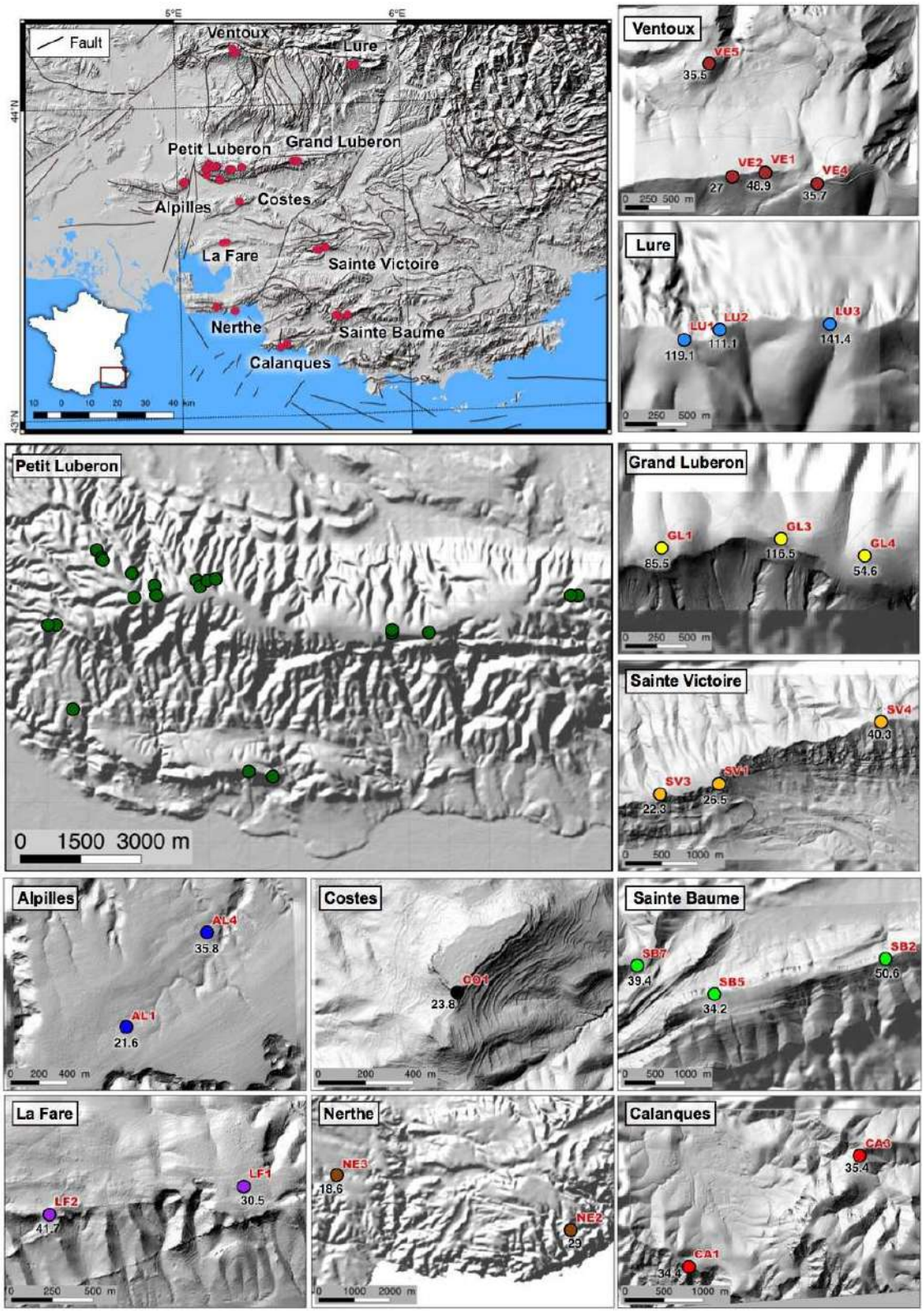


Figure 30 - Upper-left inset: general situation of the sampled sites (red circles) in Western Provence. The different sampled carbonate ranges are labelled and the main faults indicated in black. Other smaller insets: samples distribution for each range. High resolution (1 m) shaded DEM are used as background and were extracted from the IGN RGE database. The

colors of the circles are specific to the sampled mountain range and are used throughout the article. Samples from the Petit Luberon are from Godard et al. (2016) and Thomas et al. (2017).

These carbonate mountains were selected and sampled in the frame of this work to provide a wide range of elevations and climatic settings. Such diversity will allow to gain insights into the denudation pattern at the scale of a geologically coherent regional context and to specify the importance of climatic gradients in controlling the respective importance of physical and chemical weathering processes in carbonate settings.

5) Methods

To assess denudation, ^{36}Cl concentrations were measured in carbonate samples from 25 sites distributed over 10 mountain ranges in Provence, South-Eastern France, from North to South, the Ventoux and the Lure mountains, the Grand Luberon, the Alpilles, the Costes, the Sainte Victoire, the Sainte Baume, the La Fare mountain, the Nerthe and the Calanques. We also added 39 samples from the Petit Luberon crest to this dataset (Godard et al., 2016; Thomas et al., 2017) (Figure 30). Plateau or flat surfaces on the crest of each range were selected to collect carbonate bedrock from roughly circular areas of approximately 10 meters in diameter using a chisel and a hammer (Figure 31).

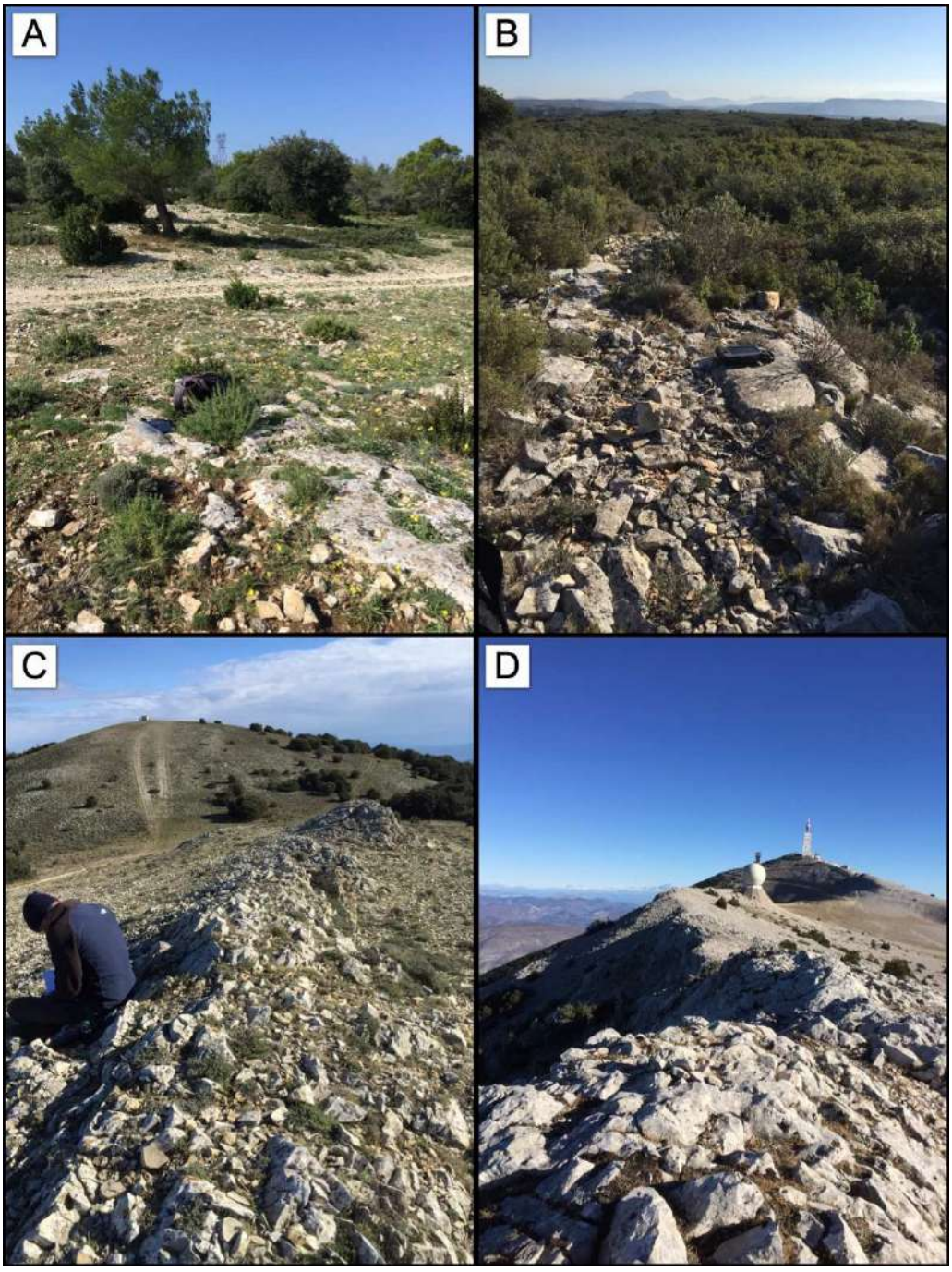


Figure 31 - Field photographs of selected sampling sites. A-B: sampling locations on flat plateau surfaces for the Alpilles and La Fare mountains respectively. C-D: sampling locations on convex crests for the Ventoux and Sainte Baume mountains respectively.

Samples lithologies were homogeneous and consisted of consolidated and massive Cretaceous and Jurassic limestones. The sampled sites have Mean Annual Temperature (MAT) ranging from 5°C at the Ventoux and the Lure mountains to 16°C at the locations closest to the Mediterranean Sea. Mean Annual Precipitation (MAP) are roughly inversely correlated to

MAT, with approximately 500-600 mm at seaside locations and up to 1400 mm over the Ventoux and Lure mountains (Figure 32).

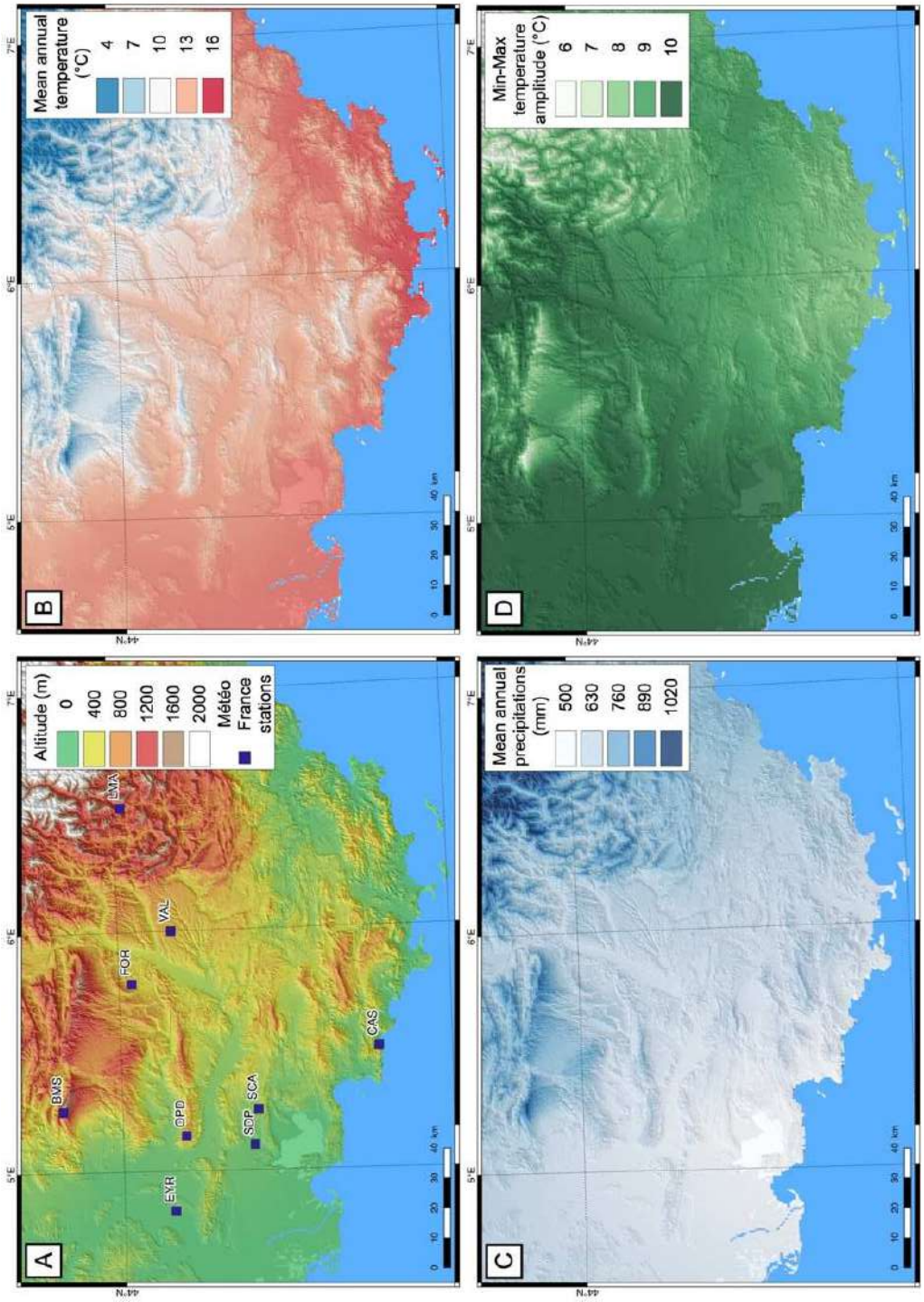


Figure 32 - A) Topographic map of Provence displaying the location of Météo France weather stations used in this work to calibrate WorldClim gridded (1 km resolution) climatic data (Fick and Hijmans, 2017). B) Mean Annual Temperatures (MAT, in °C) map of Provence, based on

worldclim data. C) Mean Annual Precipitations (MAP, in mm, same source). D) Amplitude between mean annual minimum and mean annual maximum temperature (°C, same source).

The sampling sites were specifically chosen to encompass the largest possible range in elevation, from 200 meters at the Nerthe and the Alpilles ranges up to 1900 meters a.s.l at the Ventoux Mount, which is reflected in the wide variety of MAT and MAP on the crests of these mountain ranges (Figure 32).

After collection, samples were crushed and sieved, and chlorine was chemically extracted using AgCl precipitation following the approach described by Schlagenhauf et al. (2010). Natural chlorine (hereafter Cl_{nat}) and ^{36}Cl concentrations were then determined via isotope dilution accelerator mass spectrometry based on the measured $^{35}Cl/^{37}Cl$ and $^{36}Cl/^{35}Cl$ ratio measurements performed at the French national accelerator mass spectrometry (AMS) facility ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) at CEREGE, Aix- en-Provence, France (Arnold et al., 2013). The ^{36}Cl concentrations were normalised to the ^{36}Cl standard KNSTD1600 with a nominal $^{36}Cl/^{35}Cl$ value of $2.11 \pm 0.06\ 10^{12}$ (Sharma et al., 1990; Fifield et al., 1990). The decay constant used ($2.303 \pm 0.016 \times 10^{6}$ year^{-1}) corresponds to a ^{36}Cl half-life ($T_{1/2}$) of 3.014×10^{5} years. The analytical uncertainties include counting statistics, machine stability and blank correction.

In addition to denudation rates determination using cosmogenic nuclides, local curvature and slope at each sampling site were calculated using high-resolution Digital Elevation Models (DEM) with 1 meter resolution from the RGE ALTI database of the IGN (French National Institute of Geographical and Forest Information), in order to compare local topographic parameters and assess their influence on denudation.

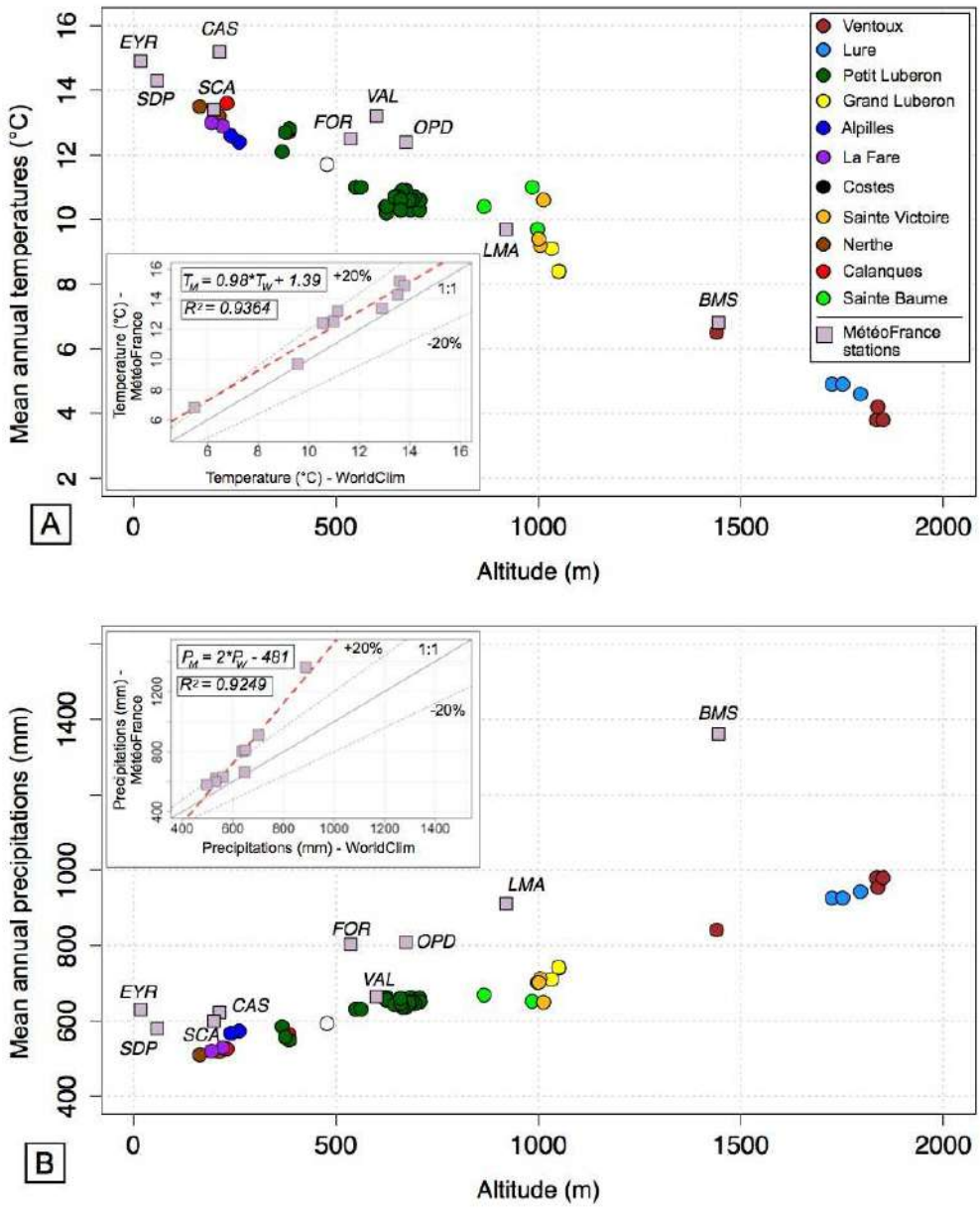


Figure 33 - A) Mean Annual Temperature (MAT, in °C) at each sampling site according to WorldClim gridded data and Météo France weather stations (with at least 30 years of available annual records), as a function of altitude. B) Mean Annual Precipitations (MAP, in mm) at each sampling site according to WorldClim gridded data and Météo France weather stations, as a function of altitude. The insets are the direct comparisons of the WorldClim and Meteo France data. The red dashed lines are used to compute corrected climatic parameters at the sampling sites.

We used WorldClim - Global Climate Data (Fick and Hijmans, 2017), a set of global climate rasters with a spatial resolution of ~1 km (Figure 32), to link the obtained denudation rates to climatic parameters (Figure 33) such as MAP, MAT and temperature amplitude. The

WorldClim data was compared to the Météo France climate records at eight weather stations located throughout Provence to test its robustness (see Figure 32A for location). A slight difference in MAT and a more significant deviation in MAP was observed (Figure 33). The MétéoFrance data were used to determine correction parameters and recalculate the climatic parameters at all the sampling sites.

6) Results

The measured ^{36}Cl concentrations range from 5.94 x 10^5 to 3.36 x 10^6 atoms/g of rock, and the number of atoms in the samples range from ~6 x 10^6 to ~1.2 x 10^8, which is 2 to 3 orders of magnitude higher than those measured in the simultaneously processed chemical blanks (10^5 atoms of ^{36}Cl). The amount of Cl_{nat} measured in the samples is also 10 times higher than the amount measured in the processed chemical blanks. Cl_{nat} concentrations are on average 8.6 ppm for the whole dataset, with all samples below 25 ppm but one reaching 81 ppm, which is consistent with natural Cl concentrations measured in other similar studies (e.g. Xu et al., 2013). The different production pathways of ^{36}Cl are as follows: spallation of target elements (78%), slow negative muons capture (19%) and thermal and epithermal neutron capture (3%) (Schimmelpfennig et al., 2011). The ^{36}Cl production rate from spallation of calcium has been calibrated in Sicily by Schimmelpfennig et al. (2011) on Ca-rich feldspath at 42.2 ± 4.8 atoms g/year. We used this production rate because the Provence area is located at almost the same latitude and elevation as this calibration site, and because it has been determined on mineral fractions. Scaling with respect to latitude and elevation was performed considering constant geomagnetic field intensity and Stone (2000) scaling. Denudation rates were calculated using the approach of Schimmelpfennig et al. (2009). Note that calculating the denudation rates with CRONUS-Earth approach as recently described in Marrero et al. (2016) would change the denudation rates values by at most 30% mostly because the authors used a different production rate. This won't affect our interpretation which is based on relative difference between the yielded denudation rate and thus independent of the chosen production rate or calculation scheme. However, this becomes important when comparing values with other studies. Here, we also choose Schimmelpfennig et al. (2009) calculator to be able to compare our values with previously published values which used the same calculation scheme.

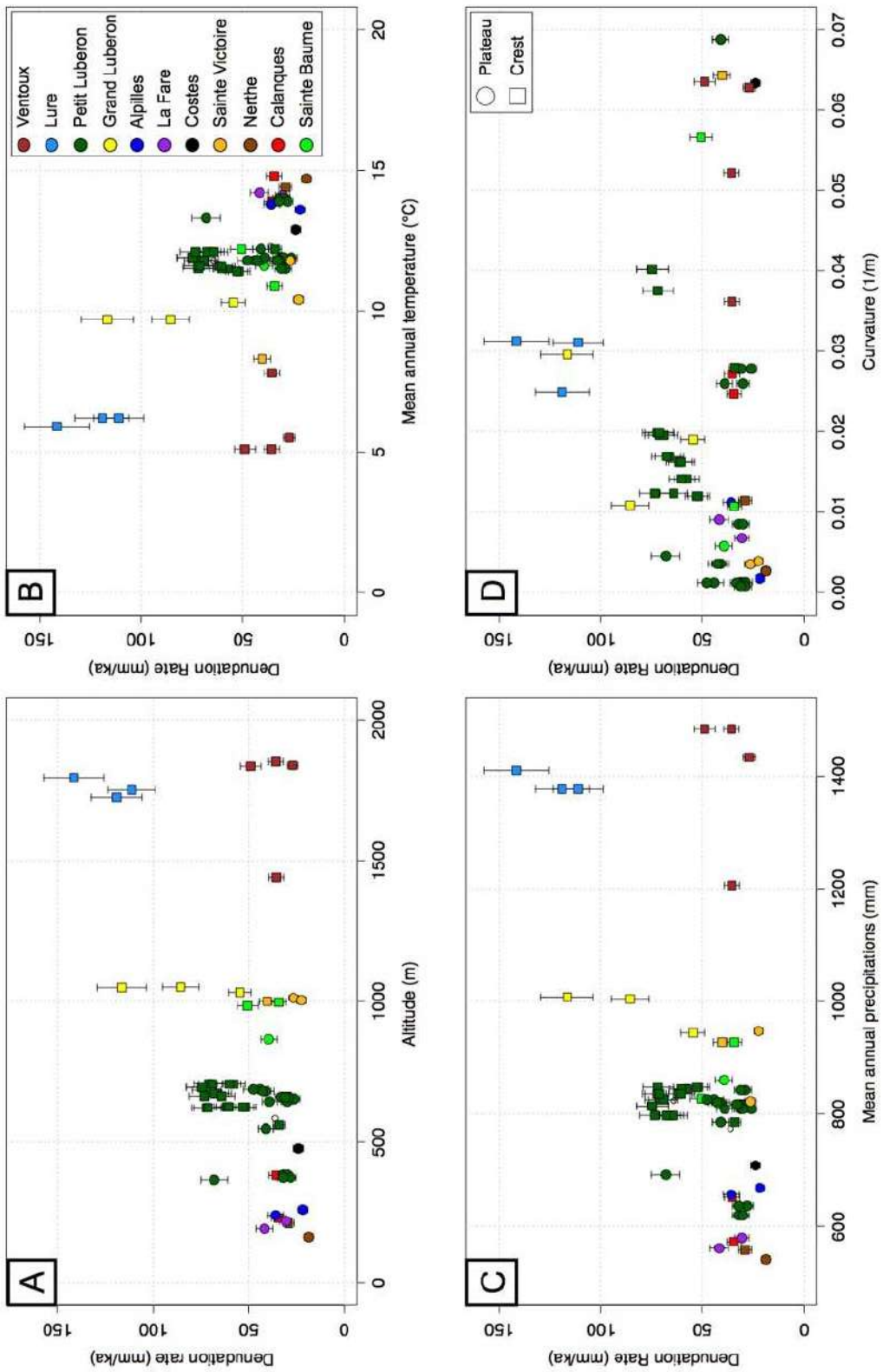


Figure 34 - Denudation rates for bedrock samples compared to various topographic and climatic parameters. Two types of sampling sites are differentiated in the four plots according to the local morphological context at 100 m lengthscale: plateau surface or crest. A) Denudation rates as a function of sampling site elevation. B) Denudation rates as a function of

Mean Annual Temperature (°C) at the sampling location. The temperature values were calculated according to the correction computed from Figure 33A. C) Denudation rates as a function of Mean Annual Precipitations (mm) at the sampling location. The precipitation values were calculated according to the correction computed from Figure 33B. D) Local curvature calculated over a 30-meter window around each sampling site (Hurst et al., 2012). The 1-meter resolution Digital Elevation Model from IGN RGE was used for the computation.

Denudation rates across Provence deduced from our dataset range from 18.6 to 141.4 mm/ka (see Table 1 and Figure 34A). This is in agreement with denudation rates determined on mountain crests over the Mediterranean area (e.g. Ryb et al., 2014a; Godard et al., 2016; Thomas et al., 2017). The time period over which the determined denudation rates are integrated range from approximately 5000 years, considering the highest denudation rates, and up to 32000 years considering the lowest denudation rates. The lowest denudation rates are determined in the lowermost ranges, such as the Nerthe and Calanques massifs (approximately 200 m), whereas the highest denudation rates are associated to the samples located at an altitude of 1800 m in the Lure mountain. A focus on each single range allows noting a significant local-scale variability of the calculated denudation rates. In the Grand Luberon for example, denudation rates are comprised between 54.6 and 116.5 mm/ka. Similarly, in the Lure mountain the denudation rates are comprised between 111.1 and 141.4 mm/ka. Such a variability is also noticeable in other mountains such as the Sainte Victoire (from 22.3 to 40.3 mm/ka), the Sainte Baume (34.2 to 50.6 mm/ka) and in the Ventoux Mount (27 to 48.9 mm/ka).

Sample ID	Mountain range	Type	Longitude	Latitude	Altitude	[36Cl]	[Cl]	[Ca]	Denudation rate
			°E	°N	m	105 atom/g	ppm	%	mm/ka
NE2	Nerthe	Bedrock	5.2403	43.3410	211	13.22 ± 0.49	24.25	40.5	29 ± 3.1
NE3	Nerthe	Bedrock	5.1596	43.3562	163	16.40 ± 0.58	9.61	38.7	18.6 ± 2
CA1	Calanques	Bedrock	5.4363	43.2200	230	11.15 ± 0.37	13.96	40.8	34.4 ± 3.6
CA3	Calanques	Bedrock	5.4638	43.2321	382	11.64 ± 0.45	10.17	39.7	35.4 ± 3.8
AL1	Alpilles	Bedrock	5.0245	43.7561	260	16.37 ± 0.5	4.59	47.1	21.6 ± 2.3
AL4	Alpilles	Bedrock	5.0318	43.7620	240	10.33 ± 0.54	7.14	38.3	35.8 ± 4
SB2	Sainte Baume	Bedrock	5.7332	43.3187	984	12.12 ± 0.49	3.81	40.8	50.6 ± 5.5
SB5	Sainte Baume	Bedrock	5.6979	43.3143	997	17.19 ± 0.6	7.31	40	34.2 ± 3.6
SB7	Sainte Baume	Bedrock	5.6823	43.3189	865	19.76 ± 0.84	80.83	40.2	39.4 ± 4.3
GL1	Grand Luberon	Bedrock	5.5158	43.8192	1051	8.83 ± 0.41	25.6	39.7	85.5 ± 9.4
GL3	Grand Luberon	Bedrock	5.5277	43.8196	1049	6.58 ± 0.31	22.81	40.3	116.5 ± 12.9
GL4	Grand Luberon	Bedrock	5.5361	43.8182	1032	12.17 ± 0.48	12.06	39.6	54.6 ± 5.9
LF1	La Fare	Bedrock	5.2110	43.5625	219	11.54 ± 0.44	3.78	40	30.5 ± 3.3
LF2	La Fare	Bedrock	5.1963	43.5613	192	8.93 ± 0.36	6.58	40.2	41.7 ± 4.5
CO1	Costes	Bedrock	5.2725	43.6937	477	16.49 ± 0.63	3.64	40.9	23.8 ± 2.5
VE1	Ventoux	Bedrock	5.2678	44.1743	1835	21.27 ± 0.76	12.1	39.9	48.9 ± 5.2
VE2	Ventoux	Bedrock	5.2633	44.1740	1838	33.61 ± 1.16	4.66	39.8	27 ± 2.9
VE4	Ventoux	Bedrock	5.2749	44.1730	1851	27.27 ± 0.95	7.38	39.6	35.7 ± 3.8
VE5	Ventoux	Bedrock	5.2604	44.1851	1440	22.60 ± 0.91	16.21	38.4	35.5 ± 3.8
LU1	Lure	Bedrock	5.7853	44.1225	1725	9.22 ± 0.46	16.8	40.4	119.1 ± 13.3
LU2	Lure	Bedrock	5.7887	44.1231	1751	9.79 ± 0.48	14.14	39.4	111.1 ± 12.4
LU3	Lure	Bedrock	5.8000	44.1232	1795	8.30 ± 0.43	20.06	40.3	141.4 ± 15.9
SV1	Sainte Victoire	Bedrock	5.6182	43.5321	1012	21.78 ± 0.55	13.32	39.2	26.5 ± 2.7
SV3	Sainte Victoire	Bedrock	5.6081	43.5310	1004	24.31 ± 0.65	6.76	41	22.3 ± 2.3
SV4	Sainte Victoire	Bedrock	5.6463	43.5391	1000	16.31 ± 0.51	22.45	39.8	40.3 ± 4.2

Table 1 - Samples for in-situ cosmogenic ^{36}Cl measurement from Provence, SE France, with location information and chemical details of the analysis along with computed denudation rates.

7) Discussion

a) Variability of denudation rates in Provence

The documented dataset provides extensive information on denudation rates from eleven mountain ranges in Provence, allowing a regional scale analysis of landscape evolution in a carbonate-dominated area. The determined denudation rates appear variable at the scale of both the individual ranges and the region. The former could be explained by local variations in the morphology at the sampling site (Figure 34). Indeed, the analyzed samples have all been collected at the highest elevation of each range, but some were located on large plateau areas, such as in the Alpilles mountain, whereas others were collected on convex crests or on flat surfaces adjacent to cliffs (see Figure 34D). As illustrated by data from the Petit Luberon, hilltop convexity is correlated with denudation rates determined at sampling locations on the crests (Godard et al., 2016) and could explain a significant amount of variability of the denudation rates ranging from 30 to 70 mm/ka (Figure 34D). Samples collected on a flat area but in the direct vicinity of a cliff display denudation rates that are in the 30-50 mm/ka range but artificially high surface convexity due to the size of the computation window (e.g. Petit Luberon, Costes). Samples collected on relatively narrow crests can exhibit high denudation rates (e.g. Grand Luberon, Lure). We also note that the distance between sampling locations and the Mediterranean Sea does not directly impact the denudation rates reported for individual ranges (Figure 35).

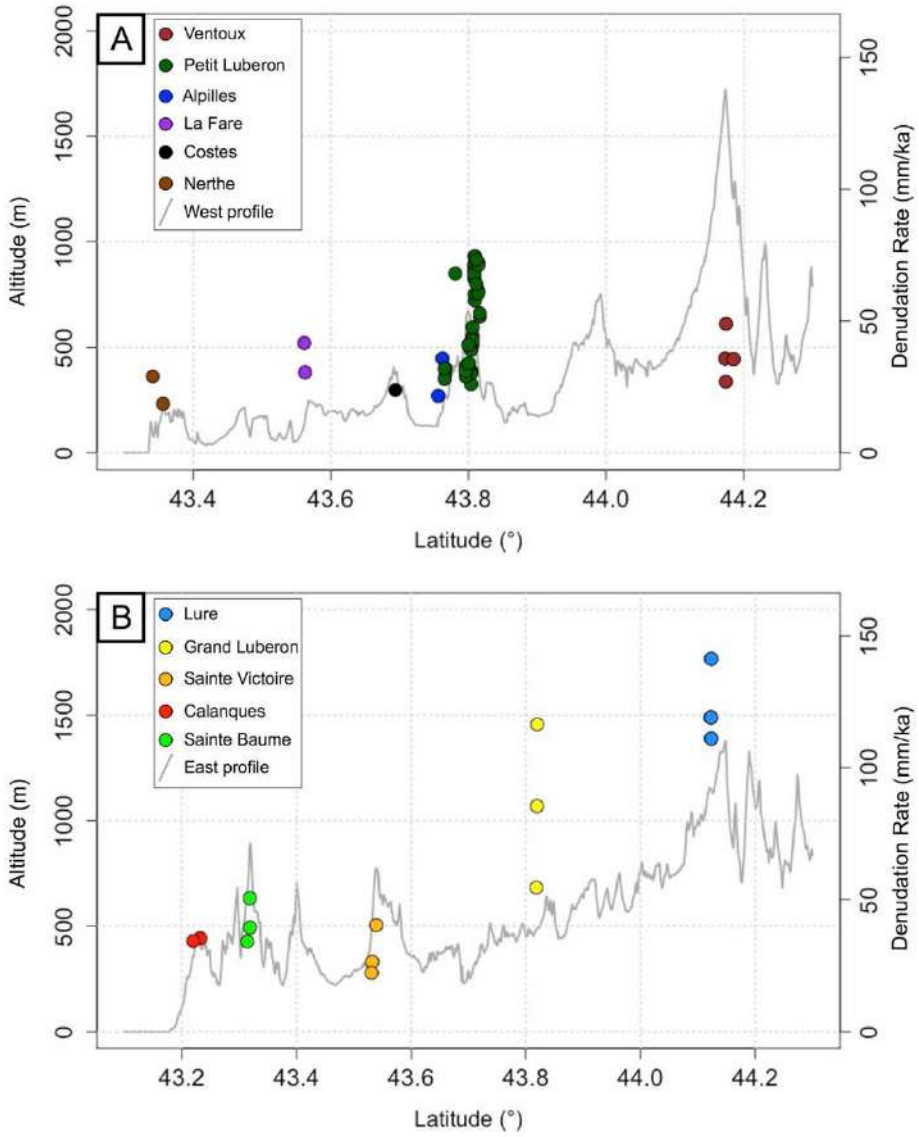


Figure 35 - A) Western topographic profile (see Figure 29 for location) with ^{36}Cl denudation rates. B) Eastern topographic profile (see Figure 29 for location) with ^{36}Cl denudation rates.

Most of the studied samples taken from a wide array of altitudes lead to denudation rates clustering in the 20-60 mm/ka range despite climatic types ranging from the dry and hot coastal ranges of the Nerthe and Calanques massifs up to the highest, wettest and coldest sampling points at the top of the Ventoux Mount. This diversity of sampling sites encompasses a 3-fold and 2-fold changes in MAT and MAP, respectively. This range of denudation rates is consistent with data from other carbonate domains (e.g. Matsushi et al., 2010; Xu et al., 2013), including Mediterranean areas (Ryb et al., 2014a,b).

Samples from the Lure mountain and, to a lesser extent, from the Grand Luberon, whose denudation rates are comprised in the 110-140 mm/ka and 55-115 mm/ka ranges respectively, display significantly higher rates than the 20-60 mm/ka values reported for the other mountain

ranges in our dataset as well as for carbonate landscapes elsewhere (e.g. Levenson et al., 2017). Considering the data distribution displayed in Figure 34A, the reasoning developed in the previous paragraph could be reversed and thus the low denudation rates reported at high elevation for the Ventoux considered as outliers. In this case, the dataset including the samples from the Lure mountain and from the Grand Luberon mountain range would display a significant dependence of the denudation rates relative to their respective elevation. As previously exposed, our dataset has been acquired to question whether altitude and climatic conditions influence carbonate denudation or if, on the contrary, denudation remains constant over a wide range of climatic conditions, meaning that out of range denudation rates, such as those observed at the Lure mountain, are caused by other specific local parameters. Therefore, the interpretation of this dataset specifically hinges on the question of the signification of the large denudation variability observed along the Ventoux-Lure axis, that is across areas displaying similar elevation as well as similar mean annual climatic parameters. To address this fundamental conundrum, the possible tectonic, climatic or geomorphic causes for the observed denudation contrast are discussed below.

b) Importance of tectonic and climatic forcings

i. Tectonic influence

The Ventoux and Lure mountains are morphologically separated by the NNE Sault graben (George, 1952). This Oligocene geological feature could have induced a decoupling of the tectonic uplift between the eastern (Lure) and western (Ventoux) sides of the graben that could have had repercussions during the late Quaternary. According to Bestani et al. (2016), this graben is linked to the deformation of the hanging wall of the Ventoux-Lure thrust system. Considering that the Sault graben could have partially disconnected the Ventoux mountain from the Alpine deformation field, this could potentially explain the faster denudation on the Lure mountain because it is located closer to the Alps. This would have therefore led to an EW rock uplift gradient.

Bestani et al. (2016) studied two North-South cross sections to estimate the shortening resulting from the various tectonic phases that affected Provence. The first section crossing the Ventoux mountain shows a significantly smaller late-Cretaceous early-Tertiary shortening than the second section crossing the Lure mountain (7.8% vs. 26%). However, the post-Eocene shortening is equivalent (1.5 km) along the two cross sections. The similar crest elevations between the two mountains also plead against an important differential finite uplift accumulated over the Late Cenozoic time scale.

To assess the possibility of a tectonic control over relevant time-scales considering the integration time of our denudation rates (~10^4 years), we investigated the variability of morphological proxies for tectonic uplift across the Ventoux-Lure system. In steady-state landscapes, a simple relationship exists between slope (S) and drainage area (A) measured along rivers (Hack, 1957; Flint, 1974; Howard and Kerby, 1983; Kirby and Whipple, 2012), which can be written as the slope-drainage area relationship:

$$S=ks\ A^{-\theta}$$

where ks is the channel steepness index and θ is the concavity. To allow easier inter-comparison between different river profiles, a normalized steepness index (ks_n) can be calculated, using a fixed reference concavity (e.g. Kirby and Whipple, 2012). Under the assumption of homogeneity of the erodibility of the substrate for the considered catchments, the ks_n parameter can be directly linked to tectonic uplift in geomorphological studies (Kirby et al., 2003; Wobus et al., 2006), and, in our case, a lateral variation of ks_n along the Ventoux-Lure axis would evidence a gradient in rock uplift. A reference concavity of 0.5 was used to estimate averaged ks_n values for catchments over several ranges, and we calculated ks_n values for ~100 catchments from both the northern and southern flanks of the Ventoux and Lure ranges (Figure 36).

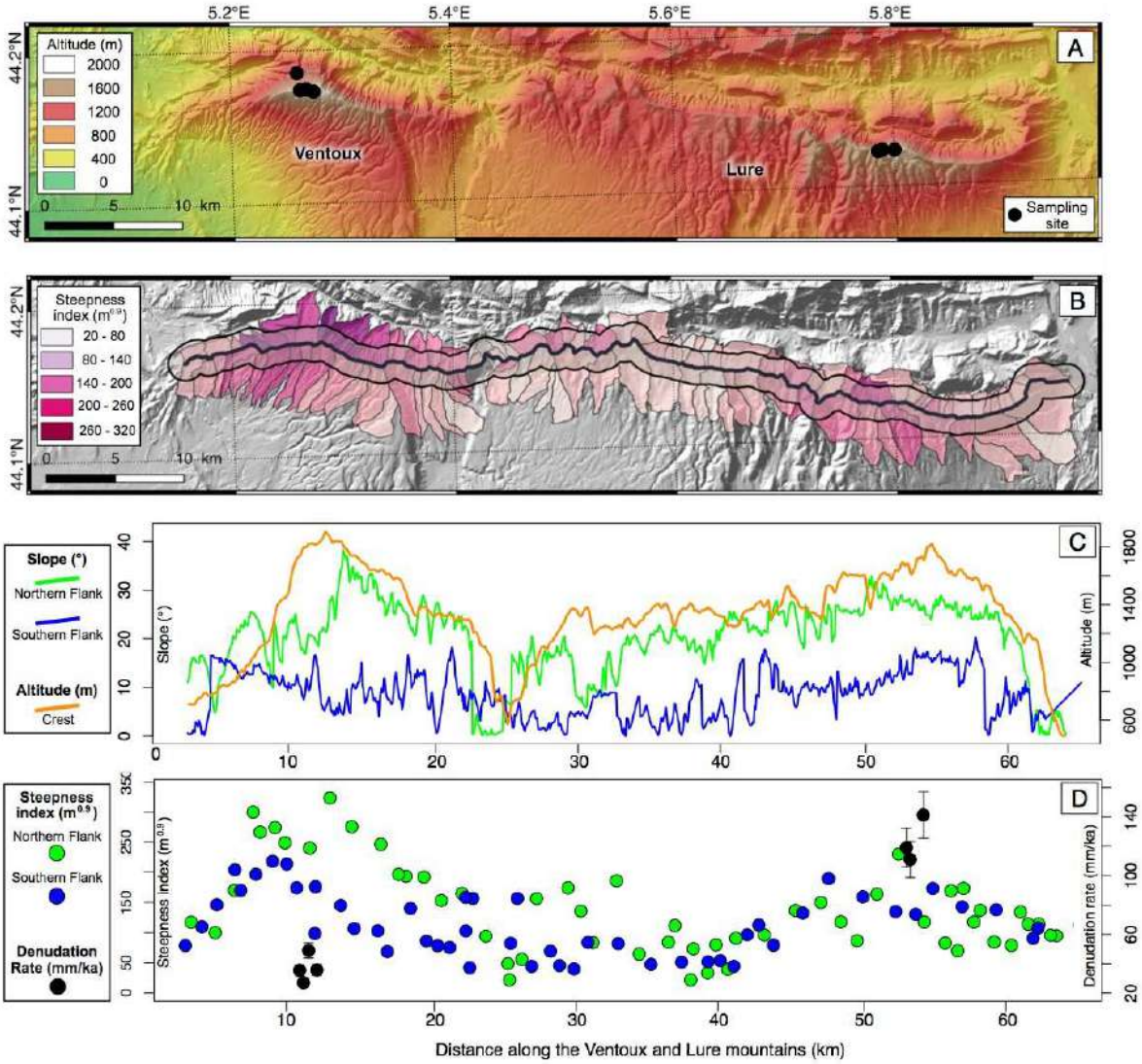


Figure 36 - A) Topographic map of the Ventoux-Lure range displaying the location of samples collected for denudation rates determination (black circles). B) Shaded-relief map showing the Ventoux-Lure crest and a 1.2 km wide buffer zone for calculation of the average slope of the flanks. Steepness indexes of selected basins (ksn) are also displayed, with on average higher ks_n on the Ventoux to the West than on the Lure to the East. C) East-West profile along the Ventoux-Lure axis showing the evolution of the crest elevation (orange) and the average slopes of the northern (green) and southern (blue) flanks (see inset B for the extent of the buffer zone used for calculation). D) East-West profile along the Ventoux-Lure axis showing the evolution of ks_n (see inset B for location of the basins) for the northern (green) and southern (blue) flanks. Black circles are ^{36}Cl denudation rates from samples collected in this area.

The results obtained indicate that the northern flank of the Ventoux mountain displays relatively higher ks_n values than the Lure mountain, which would imply a more rapid recent uplift of the Ventoux mountain and conflicts with the observed pattern of denudation rates. Similar observations can be made from the distribution of the average long-wavelength slopes

of the flanks of both mountains (Figure 36). Therefore, we conclude that a difference in Quaternary tectonic forcing along the Ventoux-Lure system is not likely to be a viable explanation for the observed denudation rate contrast between the two ranges.

ii. Climatic influence

The East-West trending Ventoux-Lure system is approximately 70 kilometers long and is located at the Northern limit of Provence, and at the boundary between two different climatic domains. To the West, the Ventoux is under the influence of the Rhône valley climatic regime where the cool and dry Mistral wind dominates and results in low cloud cover throughout the year and scattered precipitations with sporadic storm events. To the East, the Lure mountain, located at the border of the Southern Alps region, is under the influence of the Alpine climate whose precipitations are more evenly distributed throughout the year.

The ^{36}Cl-derived denudation rates are averaged over approximately 5000 and 32000 years for the Lure and Ventoux mountains, respectively, and major climatic and geomorphic events occurring over these time intervals, such as the last deglaciation or Holocene climatic fluctuations, have to be considered in our interpretation of the denudation rates and could be one of the keys to understand their variability. In particular, the denudation rates calculated for the Ventoux integrate over the end of the last glacial period, whereas the denudation rates calculated at the Lure mountain only encompass the latter half of the Holocene.

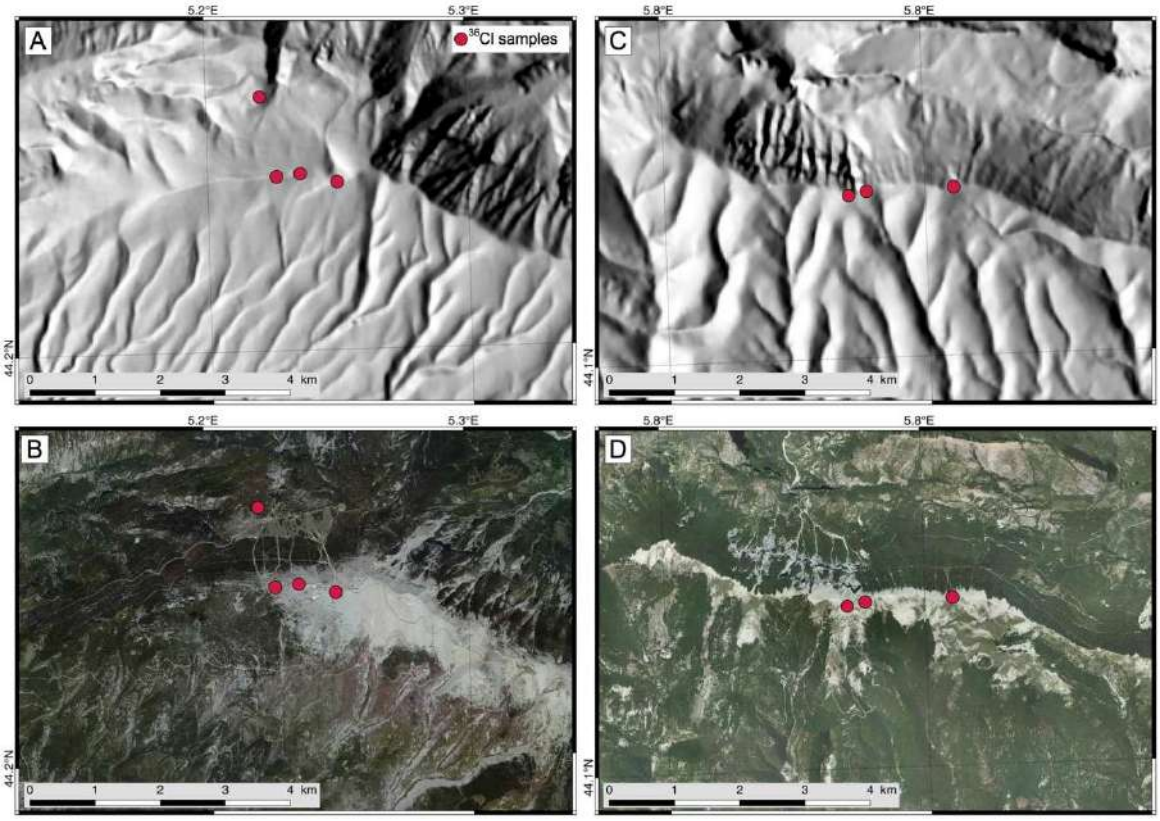


Figure 37 - A) Shaded relief map (25 m IGN DEM) centered on the Ventoux summit area. B) Corresponding orthophotograph. C) Shaded relief map (5 m IGN DEM) centered on the Lure mountain summit area showing the greater development of regressive erosion and gullying on the flanks compared to the Ventoux summit. D) Corresponding orthophotograph.

High resolution DEM and orthophotos show a dense network of gullies incising the southern flank of the Lure mountain (Figure 37) and suggest the recent development of widespread regressive erosion that almost reaches the crest, whereas no such geomorphic response can be observed near the summit of the Ventoux. A major post-glacial valley sediment filling episode due to massive denudation of mountain flanks at the beginning of the Holocene has been recognized in the Southern Alps (Miramont et al., 2004) and may explain the large regressive erosion observed on the Lure mountain. One consequence of such major hillslope destabilisation could have been the erosion of the soil cover, resulting in the exhumation of deep shielded bedrock, with significantly lower ^{36}Cl concentrations, and explaining the observed present high denudation rates. Due to its position to the West, the Ventoux is disconnected from the Durance river base level and associated Alpine influence and, for that reason was not affected by the erosion event. Most paleoenvironmental studies focusing on ^{14}C or pollen analysis to reconstruct past environments (e.g. Thinon, 2007) suggest that surface conditions and vegetation cover has remained stable throughout the first half of the Holocene on the Ventoux, even though agricultural activities may have induced a change in vegetation

during the last 4000 years mainly on the summit area. Additionally, the Durance glacier was located directly East of the Lure range and had a major impact on the local morphology until at least 20 ka BP (Rosique, 2004), whereas the Ventoux was not directly affected by these major perturbations occurring in the upper and middle Durance valley. Collectively, these observations support the idea that the observed contrast in denudation rates and ^{36}Cl concentrations along the Ventoux-Lure System results from a major climatically-triggered geomorphological change in the Durance valley. A significant soil erosion event could have been triggered by two nonexclusive types of perturbations: (1) an abrupt fall in the base level of the gully network incising the northern flank of the Lure range, possibly related to the retreat of the Durance glacier, and (2) a drastic modification of the regolith transport parameters, associated with changes in temperature, precipitation and land cover. Champagnac et al. (2007) also discuss a Holocene vertical motion of the Alps higher than the averaged rates based on the last 1 Ma, possibly explaining geodetic motions observed to this day by the melting of the Alpine ice cap at the end of the last deglaciation.

iii. Global perspective on carbonate landscapes denudation

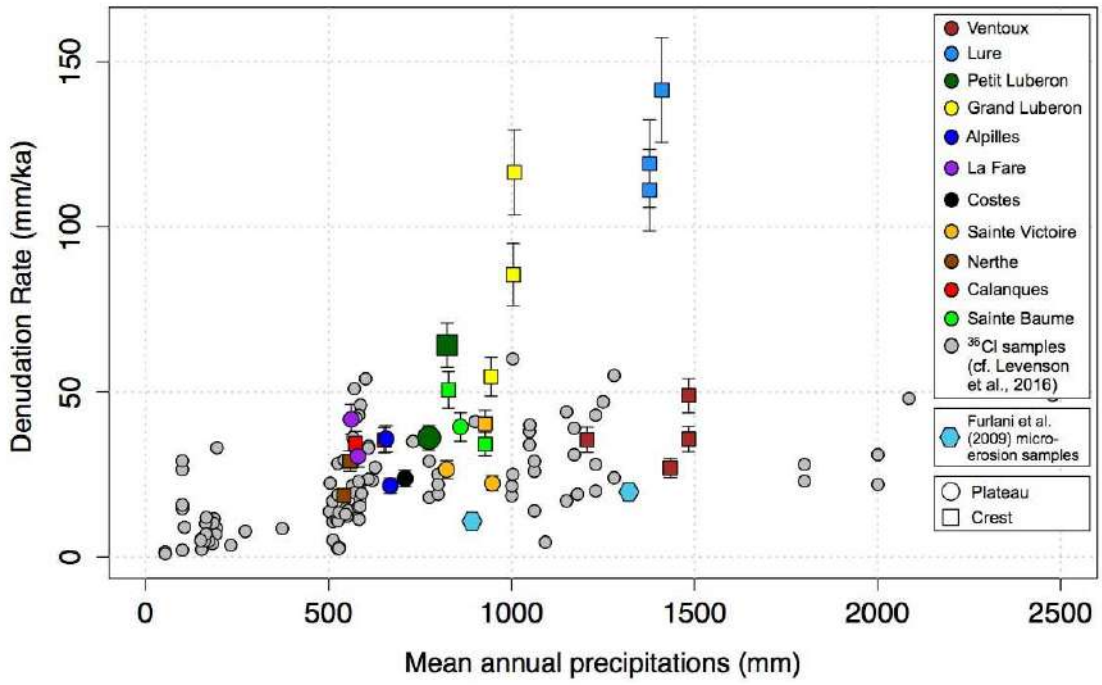


Figure 38 - Denudation rates obtained in Provence (this study, Thomas et al. (2017), Godard et al. (2016)) compared to global carbonate denudation rates determined using in-situ ^{36}Cl (compiled by Levenson et al., 2016). For clarity, denudation rates have been averaged for the Petit Luberon samples depending on their respective location (crest or plateau). Light blue

hexagons symbols are results from micro-erosion measurements for Adriatic inland karst samples from Furlani et al. (2009).

The dataset acquired during this study was compared to a global compilation of denudation rates derived from ^{36}Cl concentrations measured in carbonates (Levenson et al., 2016) that spans a broad spectrum of climatic settings, with MAP ranging from almost 0 to 2500 mm (Figure 38). Our dataset encompasses the intermediate 500 to 1500 mm MAP domain. The reported denudation rates are mostly within the 20-60 mm/ka range which is compatible with observations from other settings experiencing comparable or wetter climatic conditions. Notable deviations are (1) the high-convexity crests of the Petit Luberon where denudation is accelerated by regolith mass transport at the surface (Godard et al., 2016) and reaches 70-80 mm/ka; (2) the samples from the Lure mountain summit whose particular geomorphic history has been discussed above. The lack of any significant correlation with MAP in the acquired dataset is consistent with results from other non-arid regions, where water availability does not act as a limiting factor. Samples from drier regions display significantly lower denudation rates (<20 mm/ka, Ryb et al., 2014a,b), and this contrast supports the proposition by Ryb et al (2014a) that a fundamental MAP threshold exists, probably around 100-300 mm, below which mechanical weathering processes become the main drivers of landscape denudation.

Many insights in the geomorphological evolution of carbonates rocks and landscapes have been derived from other methodologies. In another Mediterranean area, Furlani et al. (2009) have investigated the lowering rates of limestone surfaces using micro erosion measurements at various sites in the Adriatic region. For inland Karst measurement stations, which are not subjected to coastal geomorphological forcings, they report lowering rates of 0.018 mm/yr, and as low as 0.009 mm/yr for the inland Istrian Karst. These surface lowering rates are significantly less than denudation rates derived from ^{36}Cl concentrations measurements under comparable climatic conditions (Figure 38), but consistent with low rates derived from similar methodologies or limestone tablets dissolution experiments (e.g. Plan, 2005; Gabrovsek, 2009 and references therein). It is to be noted that these experiments integrate weathering processes over at most a few decades, and thus do not incorporate major climatic and environmental perturbations occurring on Holocene timescales such as the soil-stripping event we considered to discuss the apparent high denudation rates at the top of the Lure mountain. Furthermore, these studies typically measure the effects of surface lowering or mass loss due mainly to chemical weathering, whereas the denudation signal obtained through cosmogenic nuclides measurements is by definition the sum of chemical and mechanical processes. Such difference could be one of the reasons for the lower rates reported by these experiments and would further highlight the importance of mechanical weathering agents breaking down bedrock mass and

producing sediment clast available for transport in the evolution of carbonate landscapes (Thomas et al., 2017).

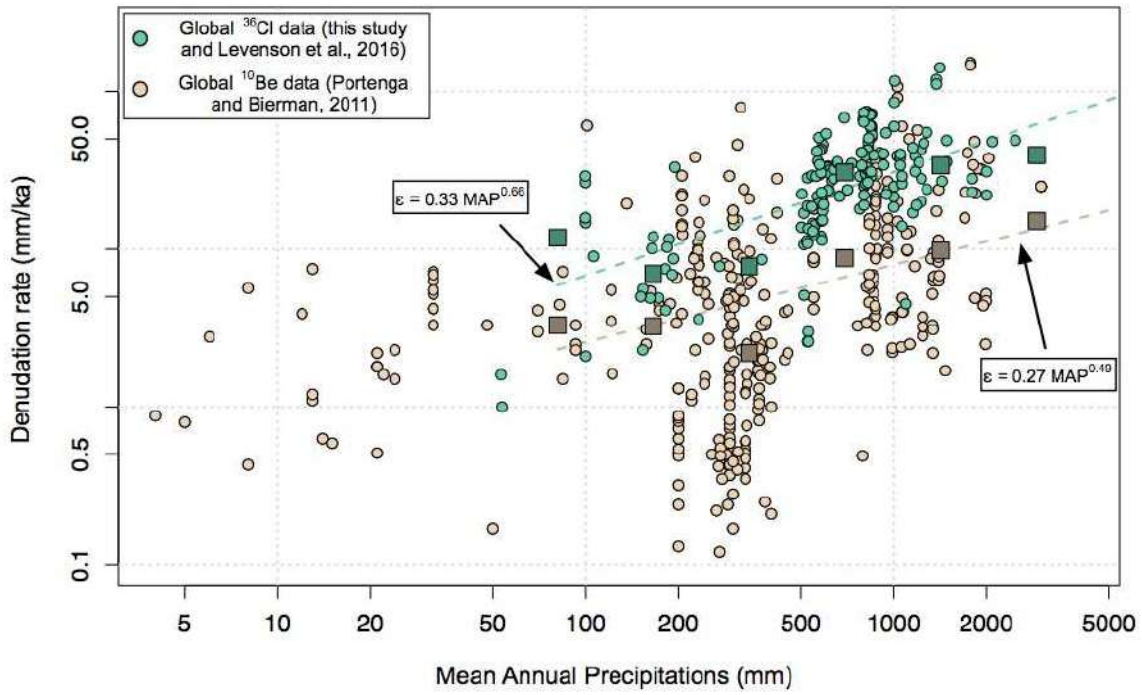


Figure 39 – ^{36}Cl carbonate denudation rates from this study and Levenson et al. (2016) compilation compared with global bedrock ^{10}Be denudation rates compiled by Portenga et al. (2011).

We also attempt to put the question of an eventual climatic control on carbonate landscapes into a broader context by comparing the existing ^{36}Cl denudation rates with a global compilation of bedrock ^{10}Be denudation rates in quartz-rich settings (Portenga and Bierman, 2011, Figure 39). The broad range of climatic and geologic settings investigated as well as the non-constrained influence of site-specific morphological contexts (slope, curvature) are probably major contributors to the observed high variability over given MAP intervals. Such a large data dispersion is inherent to these global compilations, and we acknowledge the associated discussion should be treated cautiously and as a general investigation of the first order trends. Nevertheless, we observe two important features that we think worthy of consideration in this comparison of the two datasets. First, even if the datasets display numerous overlaps, when considering average values over similar ranges of MAP the ^{36}Cl derived denudation rates in carbonated settings are systematically higher than the ^{10}Be derived denudation rates in quartz-rich settings. This difference would imply significantly shorter residence times of carbonate terrains at the surface of the Earth with respect to other types of bedrock. Second, the exponents

of the general power-law trends extracted from both datasets are similar (~0.5) and suggest a weak dependence of surface denudation on the variability of precipitation over the range of investigated MAP. Furthermore, for both datasets, the existence of this shallow trend appears to be mostly due to very low denudation in arid regions, whereas results from temperate to humid regions show no apparent correlation and suggest that water availability is not a limiting factor on denudation over a large range of precipitation conditions at the Earth surface. Assessing the extent of climatic controls, mainly through precipitation, on landscape evolution is a long-standing issue in geomorphology, and this general result is consistent with independent observations in specific climatic and tectonic settings (e.g. Riebe et al., 2001; Godard et al., 2014; Gasparini and Whipple, 2014). It is noteworthy that most of these studies downplaying the role of climate on denudation focused on silicate-rich terrains. The fact that such a result appears to hold in non-arid carbonate terrains, even though these domains are often considered to be dominated by chemical weathering, provides further support to the idea of a limited impact of precipitation gradients on landscape evolution.

8) Conclusion

We collected a well distributed dataset documenting denudation patterns across a carbonate-dominated region. The denudation rates deduced from ^{36}Cl concentrations in 64 samples are consistent with the range of denudation rates observed in other carbonate domains. We note however a discrepancy in terms of denudation rates between the Ventoux (30-40 mm/ka) and the Lure (110-140 mm/ka) mountains. It is possible that the apparent decoupling in behavior between these two ranges is of tectonic origin or results from strong morphological events following the end of the last glacial period. Nevertheless, this study is one of the first to document ^{36}Cl-computed denudation rates for carbonate rocks across a wide array of altitudes and variable mean annual temperatures and precipitations. Calculated denudation rates appear to be strongly impacted by changes in surface processes dynamics induced by climatic variability at the scale of the Holocene. On the other hand, the regional distribution of denudation rates suggests a low sensitivity to climatic spatial gradients over the range of conditions investigated here.

9) Acknowledgments

This study was supported by the ECCOREV Research Federation, INSU-CNRS and the Cashima Research Project (funded by the CEA Cadarache and ITER Organisation). Franck Thomas benefitted from a PhD scholarship funded by the CEA and the Conseil Regional

PACA. We thank the Parc Naturel Régional du Luberon and the Office National des Forêts and the Plan d'Aups city for facilitating access to our field sites. The ^{36}Cl measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) which is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the "Projets the matiques d'excellence" programme for the "Equipements d'excellence" ASTER-CEREGE action, IRD and CEA. This work is also a contribution to the Labex OT-Med (n ANR- 11-LABX-0061) funded by the French Government "Investissements d'Avenir" programme of the French National Research Agency (ANR) through the A*MIDEX project (n ANR-11-IDEX-0001-02).

D) Article | Contrôle morphologique sur la dynamique d'un massif carbonaté – Cas du Petit Luberon

L'article qui suit a été publié en 2017 dans la revue Terra Nova. Voici ses références :

Thomas, F., Godard, V., Bellier, O., Shabanian, E., Ollivier, V., Benedetti, L., Rizza, M., Espurt, N., Guillou, V., Hollender, F., Molliex, S., ASTER Team, 2017. Morphological controls on the dynamics of carbonate landscapes under a mediterranean climate, Terra Nova, 29, 3, 173-182. http://doi.org/10.1111/ter.12260

Les références citées sont regroupées à la fin du manuscrit de thèse, page 237.

Morphological controls on the dynamics of carbonate landscapes under a mediterranean climate

Franck Thomas[1], Vincent Godard[1], Olivier Bellier[1], Esmaeil Shabanian[1,†], Vincent Ollivier[2], Lucilla Benedetti[1], Magali Rizza[1], Nicolas Espurt, Valéry Guillou[1], Fabrice Hollender[3,4], Stéphane Molliex[5], ASTER Team[1]

[1] Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CDF, CEREGE UM34, 13545 Aix-en-Provence, France

[2] Aix Marseille Université, CNRS, Minist Culture & Com, LAMPEA, Aix-en-Provence, France

[3] CEA, DEN, F-13108 Saint Paul lez Durance, France

[4] Université Grenoble Alpes/CNRS/IRD/IFSTTAR, ISTerre, F-38000 Grenoble, France

[5] Laboratoire Géosciences Océan, UMR CNRS 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Bretagne Occidentale, place N. Copernic, F-29280 Plouzané, France

[*] Corresponding author : thomas@cerege.fr

† Now at: Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Gava Zang - Zanjan, Iran

1) Abstract

The influence of the morphological setting on the denudation of carbonate landscapes and the respective contributions of mechanical and chemical weathering processes are still debated. We have addressed these questions by measuring ^{36}Cl concentrations in 40 samples from the Luberon mountain, SE France, in order to constrain denudation of various landscape elements. We observe a clear contrast between the local denudation rates from the flat summit surface clustered around 30 mm/ka and the basin average denudation rates across the flanks ranging from 100 to 200 mm/ka. This difference highlights the transient evolution of the range whose topography is still adjusting to previous uplift events. Such a pattern also suggests that carbonate dissolution is not the only driver of denudation in this setting, which appears to be significantly controlled by slope-dependent processes.

2) Introduction

Topographic relief evolution over Quaternary timescales is reflecting the combined influences of climatic and tectonic variabilities (e.g. Champagnac et al., 2014) but, in most situations it is difficult to deconvolve the respective contributions of the various forcings. Understanding the dynamics of the Earth's surface requires the assessment of the rates of evolution of the different landscape features, such as plateau surfaces, hillslopes or ridges. Such quantification allows to detect the existence of transient conditions associated with relief growth or decay which can be related to variations in the tectonic or climatic boundary conditions.

The measurements of in-situ cosmogenic nuclides concentrations, notably ^{10}Be in quartz-rich substrates, have provided valuable insights on the rates and modes of continental relief evolution over the 1-100 ka time window, and in particular on the steady or transient state of topography. For example, Meyer et al. (2010) have compared spatially-averaged denudation rates of river catchments with local estimates on ridges in the Black Forest, Germany. They show a crest lowering rate significantly lower than denudation at the landscape scale, which can be considered as a manifestation of relief growth. Along the Western Ghats of Peninsular India, Mandal et al. (2014) observed a similar discrepancy between interfluves and catchment-averaged denudation, which they interpret as the manifestation of local disequilibrium in relief evolution at short-wavelength.

Most of these studies have focused on areas dominated by quartz rich bedrock, due to the routine use of in-situ ^{10}Be to determine denudation rates. In contrast, only a few studies have used ^{36}Cl to investigate the denudation in carbonate-dominated landscapes (Stone et al., 1994;

Matsushi et al., 2010; Xu et al., 2013). Recent work by Ryb et al (2014a,b, 2015) in Israel have pushed forward the use of ^{36}Cl to derive an integrated understanding of the dynamics of Mediterranean landscapes. For example, they highlight the importance of climatic gradients in controlling the dominant modes of surface weathering. In a carbonate range of Provence, southeastern France, Godard et al. (2016) have used similar approaches to derive a model of hillslope evolution, showing the existence of an important threshold for weathering processes promoting relief growth in a carbonate mountain range.

These studies, however, have either focused on the very local scale of individual hillslopes or on the regional scale of a climatic gradient, and there is currently a significant knowledge gap at the intermediate scale of a single range. More specifically, the importance of slope-independent processes such as carbonate congruent dissolution complicates the a-priori appraisal of the relationships between morphology and denudation rates. For instance, in ranges characterized by varying hillslope gradients, it is difficult to assess whether such spatial variations are controlling the denudation pattern or if dissolution is going to impose spatially homogeneous surface lowering.

Here we used cosmogenic ^{36}Cl measurements to quantify the rates of evolution of different landscape elements in a carbonate range of South-Eastern France. We focused on the Petit Luberon, where 40 carbonate rock samples were collected, both on the flat summit surface, to estimate local lowering, and at the outlets of catchments draining both flanks to compute basin-average denudation rates. Our main objective was to test if denudation, in this carbonate landscape, is homogeneous at the scale of the range or, at least in part, controlled by topographic gradients.

3) Geological and geomorphological setting

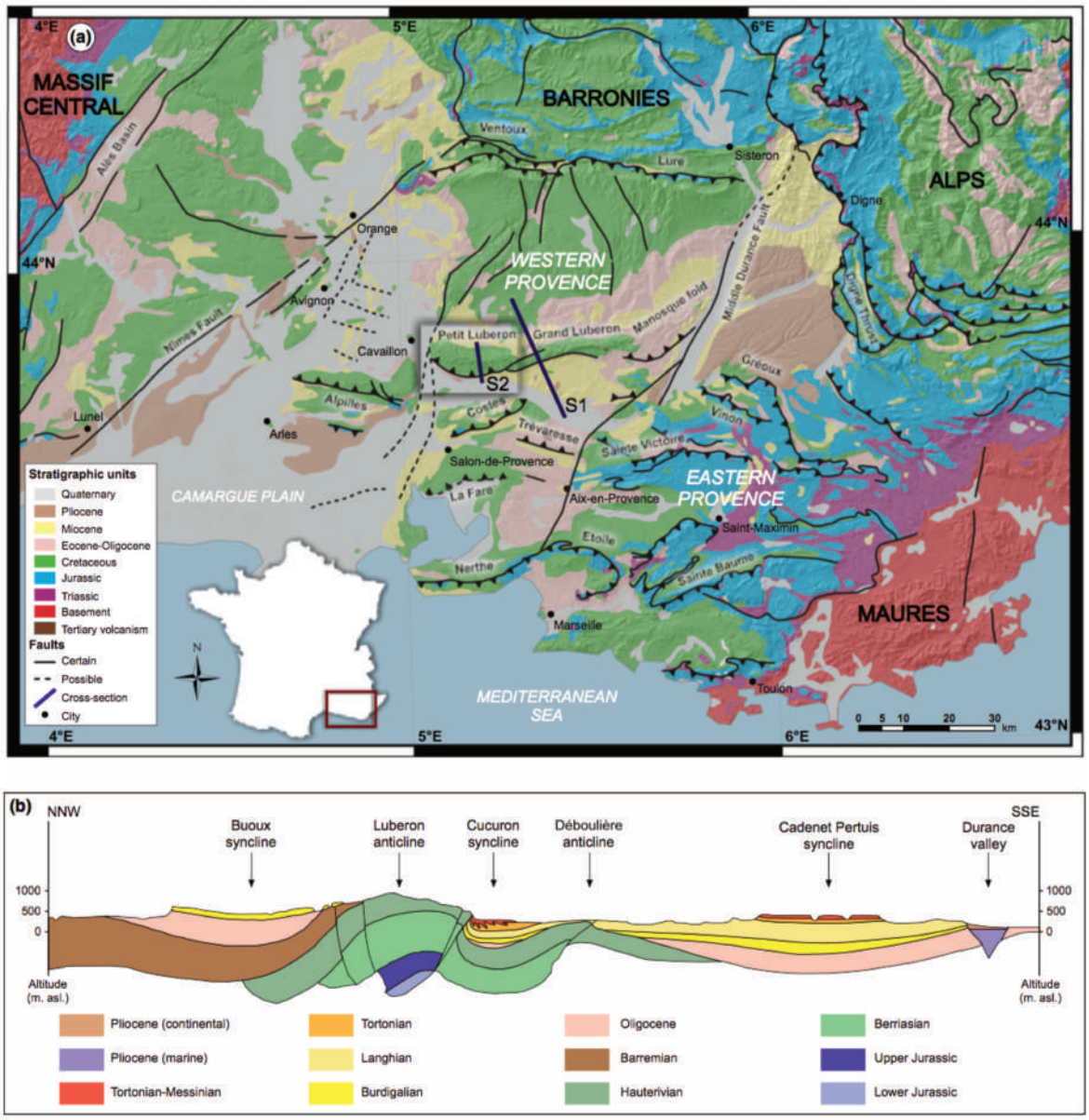


Figure 40 - A: Geological map of South-Eastern France (modified from Molliex et al., 2011) showing the principal faults and ranges in Provence. The square indicates the location of the Petit Luberon.B: Geological section S through the Grand Luberon mountain (modified from Clauzon et al., 2011).

The landscape of Provence in SE France is dominated by East-West trending carbonate ranges (Figure 40) associated with major structures that were reactivated as normal faults during the Oligocene (Roure et al., 1992) and as reverse or strike-slip faults during the Alpine Miocene compressive phase (Champion et al., 2000; Baroux et al., 2001; Chardon and Bellier, 2003; Molliex et al., 2011). The latter deformation phase resulted in the uplift and rejuvenation of pre-existing landscapes (Bestani et al., 2016). Various studies (Chardon et al., 2005; Chardon

and Bellier, 2003; Nocquet, 2012) indicate that the post-Miocene rate of deformation in Provence is very slow.

In the Luberon range, Clauzon et al. (2011) recognized the imprint of two Miocene tectonic phases. In the early Miocene, a first phase induced additional shortening across the Eocene anticline of the Petit Luberon (Langhien, ~14 Ma), while a second Tortonian phase (~12 Ma) mainly affected the Grand Luberon. After the Miocene, deformation was mostly transferred to the south. The investigation of pollen sequences in the foreland of the Luberon range confirms the occurrence of a major uplift event between the Serravalian (12-13Ma) and the Tortonian, followed by ~600 m of surface lowering of the crest (Fauquette et al., 2015). The current Luberon mountain consists of two main ranges: the Grand Luberon and Petit Luberon, from east to west, with maximum elevations of 1125 and 726 m asl. respectively (Figure 40). The Petit Luberon summit surface is flat and locally reaches a width of 500 meters. It is underlain by lower Cretaceous bioclastic carbonates, which are also present across the northern flank, whereas the southern flank is dominated by an Hauterivian series with alternating marl and limestone beds.

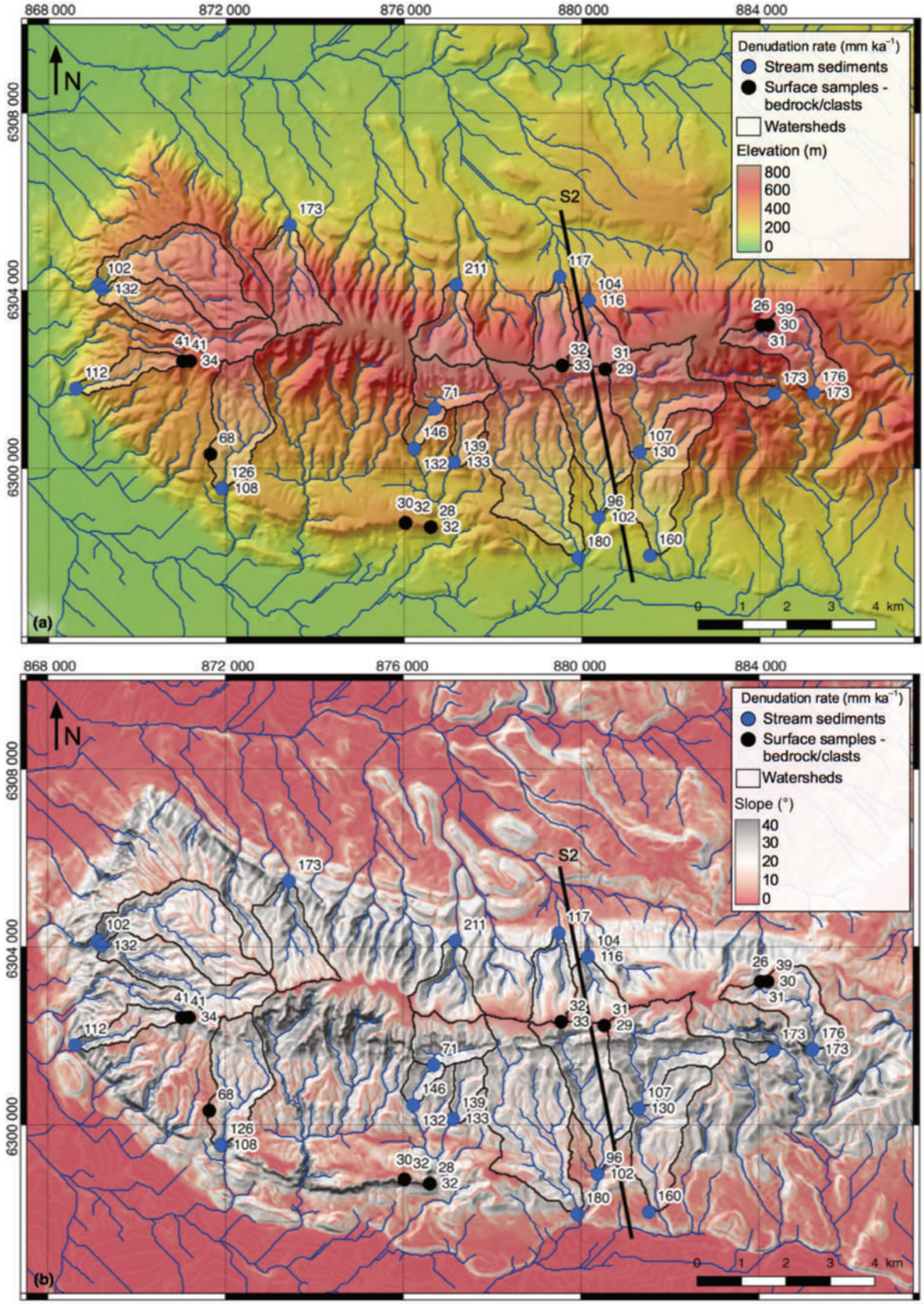


Figure 41 - A: Topographic map of the Petit Luberon with sampling locations and denudation rates (in mm/ka). See Figure 40 for location. Light blue shading indicates the watersheds

corresponding to stream sediments. Black line indicates the location of the topographic and geologic section from Figure 40A. B: Slope map of the Petit Luberon highlighting the flat summit surface of the range.

The progressive incision of small valleys and gullies into the relatively flat summit surfaces (Figure 41A and Figure 41B) suggests a transient evolution, which is confirmed by local hillslopes dynamics (Godard et al., 2016), but needs to be tested with denudation data at the scale of the range. The location, extent and homogeneous mean annual precipitations (MAP) of ~700 mm of the Petit Luberon insure that there is no strong climatic, tectonic or lithological variability over the studied area, which is an ideal setting for the investigation of the relationships between denudation and geomorphic parameters.

4) Methods and results

We used ^{36}Cl concentrations to quantify denudation at 24 sites on the Petit Luberon. ^{36}Cl accumulates in near surface carbonates mostly because of the interactions of Ca with secondary cosmic rays, and has been used to document exposure or denudation history of limestone bedrock (e.g. Stone et al. 1994; Ryb et al. 2014a,b; Godard et al., 2016). Samples preparation and chlorine extraction was done using the protocol described in Schlagenhauf et al. (2010) and measurements of the chlorine isotopic ratios were performed at the French AMS National Facility, ASTER, located in CEREGE. Denudation rates have been calculated from ^{36}Cl concentrations under a steady state assumption (Ryb, 2014a,b) using the approach described by Schimmelpfennig et al. (2009). See Table 2 for further details on the analytical results and parameters used for the derivation of denudation rates.

Sample ID	Location	Type	Latitude	Longitude	Altitude	[Ca]	[Cl]	[^{36}Cl]	Denudation
			°N	°E	m	%	ppm	105 atom/g	mm/ka
Crest samples									
MAY01C-A	Secondary	Clasts	43.7809	5.1318	366	0.405	47.07	8.27 ± 2.92	65.3 ± 23.9
PLCR-01A	Main	Clasts	43.8038	5.2871	653	0.382	1.42	14.31 ± 0.68	31.3 ± 3.5
PLCR-01B	Main	Bedrock	43.8038	5.2871	653	0.353	2.62	15.89 ± 0.97	26.5 ± 3.1
PLCR-02A	Main	Clasts	43.8035	5.2888	644	0.390	2.18	11.92 ± 0.69	39.6 ± 4.6
PLCR-02B	Main	Bedrock	43.8035	5.2888	644	0.387	2.18	14.84 ± 0.82	30.1 ± 3.4
PLCR-03A	Main	Clasts	43.7965	5.2310	660	0.385	2.14	14.04 ± 0.79	32.6 ± 3.7
PLCR-03B	Main	Bedrock	43.7965	5.2310	660	0.384	2.50	13.67 ± 0.87	33.7 ± 4.0
PLCR-08A	Main	Clasts	43.7960	5.2426	659	0.379	1.16	15.01 ± 0.68	29.5 ± 3.2
PLCR-08B	Main	Bedrock	43.7960	5.2426	659	0.380	1.69	14.56 ± 0.73	30.8 ± 3.4
PHA01C-A	Secondary	Clasts	43.7663	5.1856	384	0.384	2.56	12.16 ± 0.75	31.7 ± 3.7
PHA01C-B	Secondary	Bedrock	43.7663	5.1856	384	0.426	1.37	13.36 ± 0.66	29.2 ± 3.3
PHA02C-A	Secondary	Clasts	43.7650	5.1931	374	0.418	4.43	13.98 ± 1.06	27.6 ± 3.5
PHA02C-B	Secondary	Bedrock	43.7650	5.1931	374	0.391	4.04	12.20 ± 0.88	31.8 ± 3.9
VID03C-A	Westernmost	Clasts	43.8002	5.1250	548	0.383	5.48	10.93 ± 0.94	41.7 ± 5.5
VID03C-B	Westernmost	Bedrock	43.8002	5.1250	548	0.409	7.30	11.70 ± 1.18	39.8 ± 5.7
VID04C-A	Westernmost	Clasts	43.8004	5.1270	561	0.407	10.44	13.77 ± 1.79	33.5 ± 5.5
Flanks samples									
BRO1B-G	South	Gravel	43.7949	5.0952	127	0.412	7.93	3.84 ± 0.67	125.8 ± 25.3
ORM01B-G	South	Gravel	43.7889	5.1947	342	0.440	2.20	7.09 ± 0.49	72.5 ± 8.8
ORM02B-G	South	Gravel	43.7813	5.1889	274	0.398	21.70	4.07 ± 1.26	139.2 ± 45.2
ORM02B-S	South	Sand	43.7813	5.1889	274	0.414	18.24	3.66 ± 0.94	154.5 ± 42.7
ORM03B-G	South	Gravel	43.7781	5.1999	265	0.427	23.23	4.22 ± 1.40	126.9 ± 43.8
ORM03B-S	South	Sand	43.7781	5.1999	265	0.407	19.04	3.96 ± 1.14	131.9 ± 40.1
PLBS-1G	North	Gravel	43.8103	5.2390	343	0.381	4.22	4.53 ± 0.61	115.1 ± 19.4
PLBS-1S	North	Sand	43.8103	5.2390	343	0.387	5.25	5.23 ± 0.78	99.6 ± 18.0
PLBS-2S	North	Sand	43.8151	5.2308	266	0.378	4.16	4.53 ± 0.58	111.4 ± 18.0
PLBS-3G	North	Gravel	43.8137	5.2024	288	0.364	6.91	2.64 ± 0.50	205.3 ± 44.2
PLBS-4G	North	Gravel	43.8268	5.1560	191	0.377	5.85	3.11 ± 0.52	170.4 ± 33.3
PLS-E1	South	Sand	43.7579	5.2542	187	0.379	14.35	3.77 ± 1.02	136.4 ± 39.3
PLS-E2	South	Sand	43.7584	5.2341	150	0.375	15.16	3.23 ± 0.90	154.2 ± 45.4
REC01B-S	South	Sand	43.7904	5.2898	401	0.418	17.23	3.31 ± 0.92	170.5 ± 50.4
REC02B-G	South	Gravel	43.7899	5.3010	343	0.386	19.70	3.23 ± 0.94	179.5 ± 55.1
REC02B-S	South	Sand	43.7899	5.3010	343	0.417	22.05	3.19 ± 1.07	186.9 ± 65.7
ROQ01B-G	South	Gravel	43.7741	5.1351	149	0.403	8.19	4.06 ± 0.73	118.9 ± 24.6

ROQ01B-S	South	Sand	43.7741	5.1351	149	0.401	7.51	3.47 ± 0.60	140.1 ± 27.9
TAP01B-G	South	Gravel	43.7794	5.2523	282	0.406	19.43	4.88 ± 1.52	114.0 ± 37.2
TAP01B-S	South	Sand	43.7794	5.2523	282	0.412	13.80	3.95 ± 1.08	139.3 ± 40.7
TAP02B-G	South	Gravel	43.7656	5.2405	182	0.403	18.54	4.91 ± 1.51	105.2 ± 34.0
TAP02B-S	South	Sand	43.7656	5.2405	182	0.402	17.47	4.66 ± 1.40	110.7 ± 35.1
VID01B-S	North	Sand	43.8160	5.1024	129	0.406	6.22	4.10 ± 0.64	125.8 ± 23.3
VID02B-S	North	Sand	43.8152	5.1034	147	0.402	7.89	3.30 ± 0.59	159.4 ± 32.7

Table 2 - Analytical results for the samples processed in this study. The samples were crushed, sieved, and chlorine was chemically extracted using AgCl. Natural Chlorine (hereafter Cl_{nat}) and ^{36}Cl concentrations were then determined via isotope dilution accelerator mass spectrometry based on the measured $^{35}Cl/^{37}Cl$ and $^{36}Cl/^{35}Cl$ ratio measurements performed at the French national accelerator mass spectrometry (AMS) facility Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques (ASTER) (CEREGE, Aix-en-Provence, France). The ^{36}Cl concentrations were normalized to a ^{36}Cl standard prepared by K. Nishiizumi: KNSTD1600, with a nominal $^{36}Cl/^{35}Cl$ value of $2.11 \pm 0.06 \times 10^{-12}$ [Sharma et al., 1990; Fifield et al., 1990]. The decay constant of $2.303 \pm 0.016 \times 10^{-6}$ yr^{-1} used corresponds to a ^{36}Cl half-life ($T_{1/2}$) of 3.014×10^5 years. The analytical uncertainties include counting statistics, machine stability, and blank correction. The measured ^{36}Cl amounts range from ~10^7 to ~6×10^7 atoms, 2 order of magnitude higher than that measured in the blanks (10^5 atoms of ^{36}Cl). The measured amount of Cl_{nat} in the samples is 10 times higher than the amount measured in the blanks. Cl_{nat} concentrations are on average 10 ppm, with one sample reaching up to 47 ppm. The different production pathways of ^{36}Cl are as follows: spallation of target elements (78%), slow negative muons capture (19%) and thermal and epithermal neutron capture (3%). [Schimmelpfennig et al., 2011]. The ^{36}Cl production rate from spallation of calcium has been calibrated in Sicily by Schimmelpfennig et al. [2011]. Because the Luberon area is located almost at the same latitude and elevation as this calibration site, we used the calibrated production rate of 42.2 ± 4.8 atoms/g/yr. Scaling with respect to latitude and elevation was performed considering constant geomagnetic field intensity and using the Stone (2000) scheme. Sand and gravel samples corresponds to the 0.5-2 mm and 2-30 mm size ranges, respectively.

We collected two types of carbonate samples: 16 bedrock or amalgamated clasts from the flat summit surface, and 24 stream sediments from small catchments, draining the northern and southern flanks of the range. The main goal was to document the distribution of denudation across the range and to assess the magnitude of the differences in denudation rates between the preserved surface and the dissected flanks. On the crest, when possible, both bedrock and amalgamated clasts were sampled at a same site in order to evaluate the effect of regolith dynamics on erosion rates. For stream sediment samples, when possible, both sand and gravels have been sampled at a single location in order to test the influence of sediment size on the basin-averaged denudation rates (Carretier et al., 2015). In addition, basin parameters such as

mean altitude, mean slope and relief were calculated in order to estimate their respective influence on denudation. Normalized steepness indexes (k_{sn}) were calculated for each basin (Kirby and Whipple, 2012) using a slope-area regression and a reference concavity of 0.45.

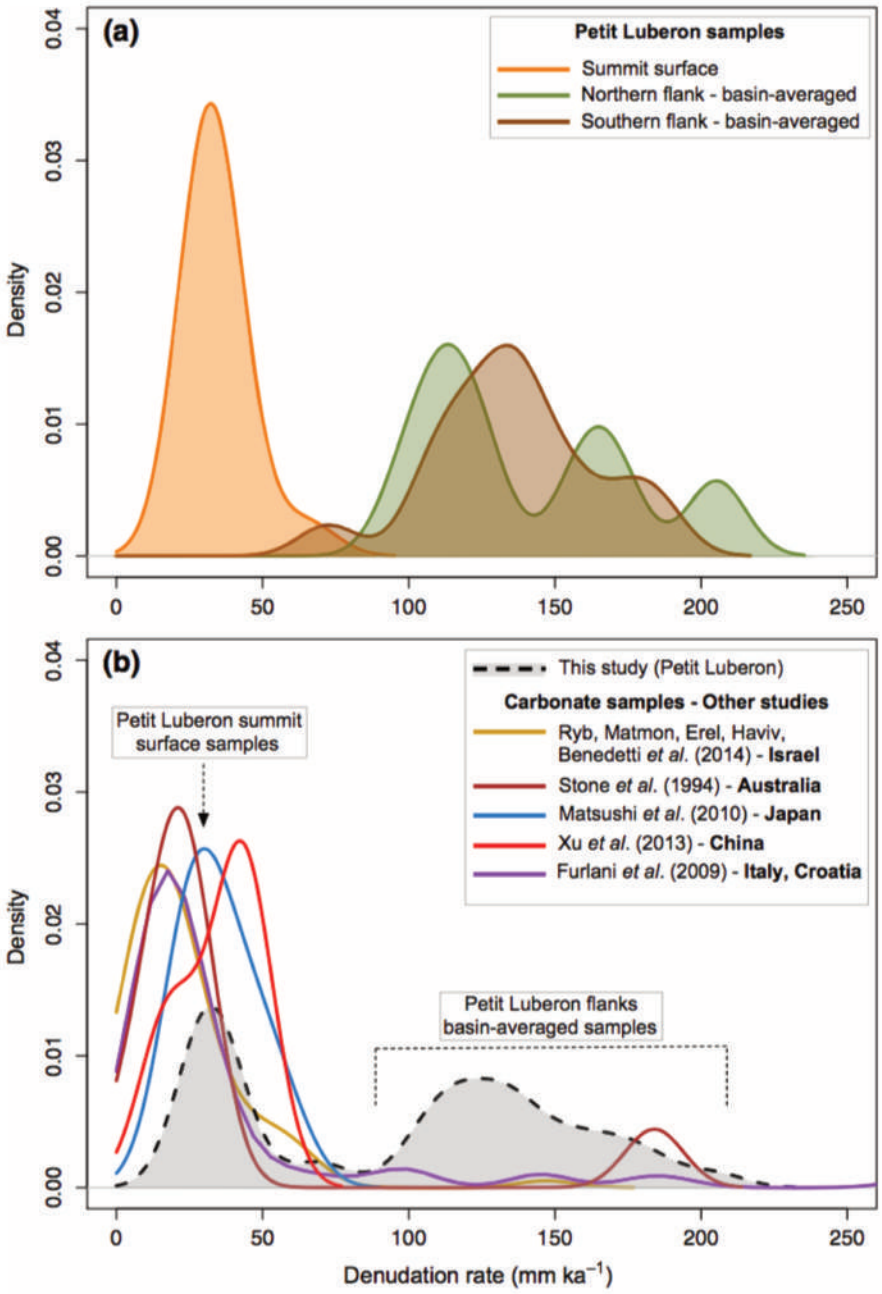


Figure 42 - A: Distribution of denudation rates on the Petit Luberon and in other carbonate landscapes (kernel density function). A: Distribution of denudation rates on the Petit Luberon depending on the sampling location (crest, northern flank and southern flank). B: Comparison of denudation rates in the Petit Luberon with results from previous similar studies in carbonate landscapes.

Measured denudation rates range from 26.5 to 205.3 mm/ka (see Table 2). The lowest rates are observed in the bedrock and amalgamated clasts from the large, flat summit surface, which cluster around 30 mm/ka. One surface sample (MAY01C-A) consisting of carbonate clasts presents a denudation rate of 68 mm/ka but was collected on a secondary surface at a lower elevation. Denudation is one order of magnitude faster on the flanks than on the summit as stream sediment samples yield rates in the 100-200 mm/ka range (Figure 42). The distribution of denudation between the two sides of the range is variable. Denudation rates cluster around 100-120 and 150-180 mm/ka across the northern flank, whereas they are distributed between 100 and 190 mm/ka in the southern flank.

5) Discussion

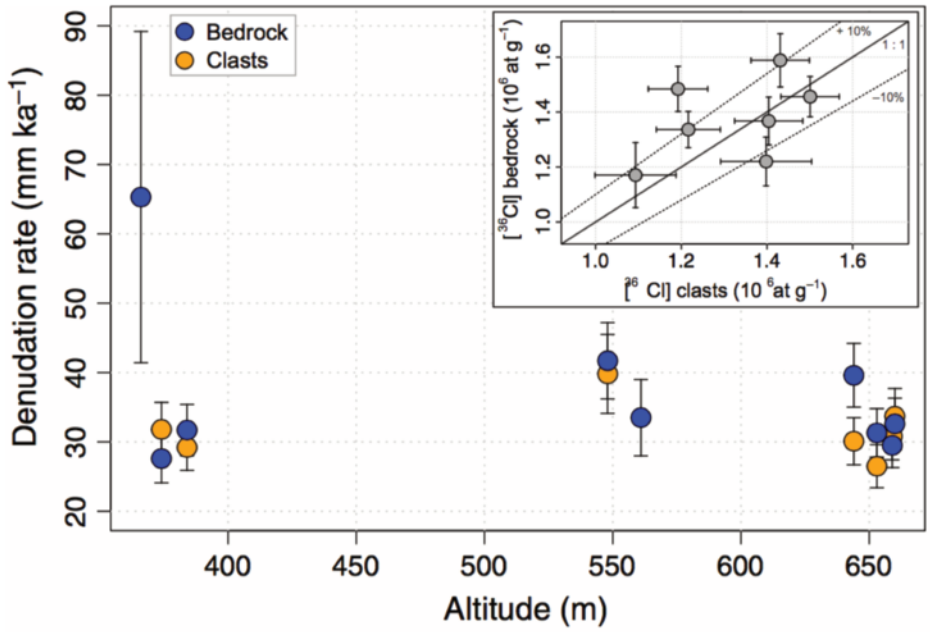


Figure 43 - Denudation rates for surface samples (bedrock or clasts) in the Petit Luberon as a function of the elevation of the sampling site. The inset shows the ^{36}Cl concentrations in clasts and bedrock samples.

Measured ^{36}Cl concentrations of bedrock and clast samples from the crest present similar values (Figure 43), which suggests that these clasts are not the remnants of a thicker eroded regolith layer (Godard et al., 2016). For some watershed outlets on the Petit Luberon flanks, both sand and gravels have been analyzed and no clear systematic influence of grain size on the measured denudation rates was observed (Figure 44).

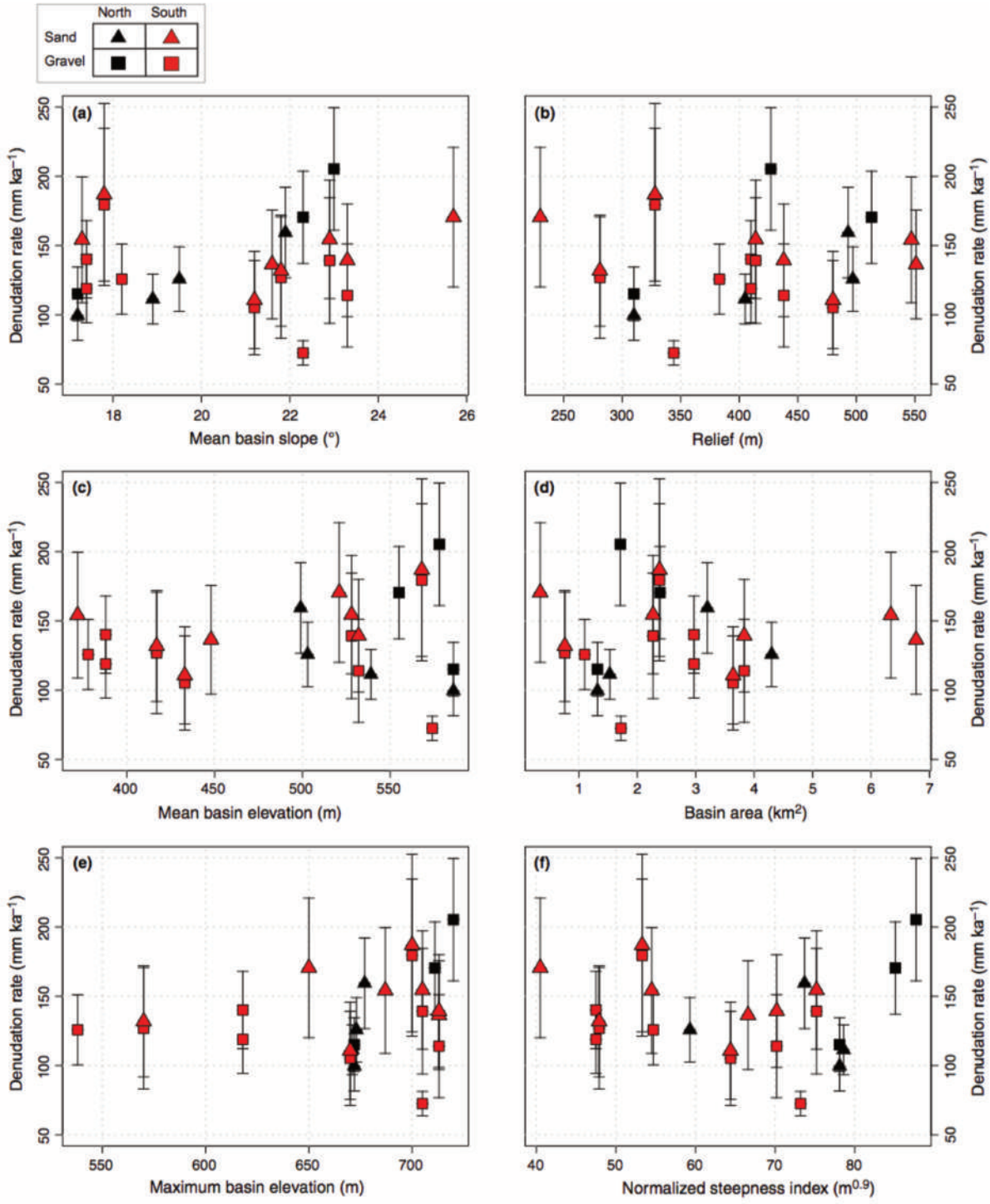


Figure 44 - Catchment-averaged denudation rates in the Petit Luberon flanks as a function of various morphological parameters. Symbol color indicates the location of the catchment (southern or northern flank) and symbol shape indicates the grain size of the sample (sand or gravel).

Denudation rates from the summit surface are consistent with other millennial denudation rates from cosmogenic nuclides or annual direct erosion measurements in carbonate landscapes

(Figure 42). Ryb et al. (2014a) obtained slightly lower values in the Mediterranean to semi-arid regions of Israel, where precipitation is significantly lower than in our study area. Matsushi et al. (2010) obtained rates in the 20-60 mm/ka range in a karstic domain in Japan where mean annual precipitation (MAP) is 1000 to 2000 mm. Xu et al. (2013) found similar denudation rates in the Guizhou karst, China (MAP 900-1300 mm). Both previous studies obtained denudation rates with similar ranges as our dataset in the Luberon where MAP is 700 mm, which highlights the importance of water availability and chemical dissolution in controlling carbonate weathering, as proposed by Ryb et al. (2014a).

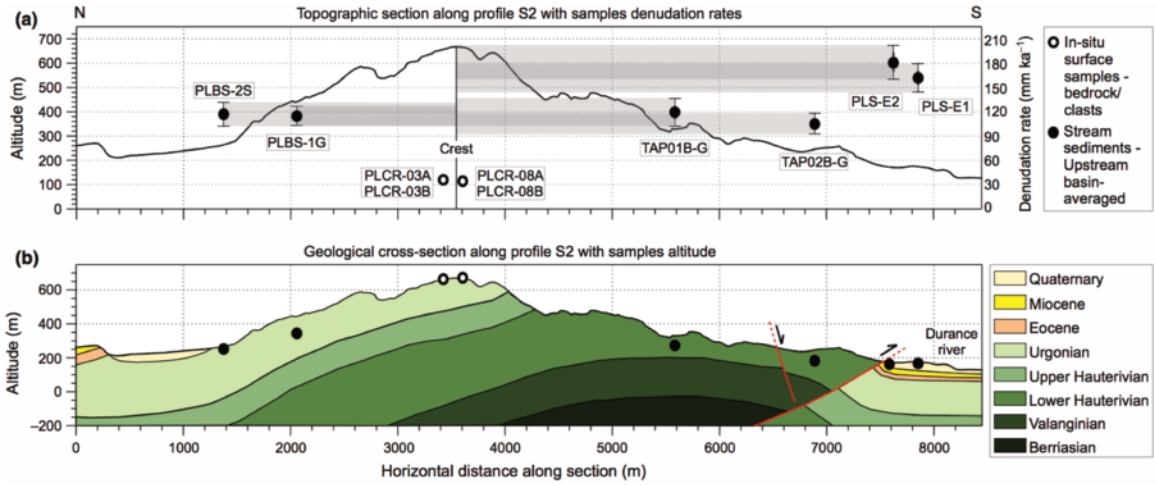


Figure 45 - A: North South topographic profile (see Figure 41 for location) through the central part of the Petit Luberon with measured denudation rates. B: Geological cross section across the Petit Luberon anticline. The northern flank is characterized by homogeneously northward dipping strata and a single lithology whereas the geological context of the southern flank is more complex.

Average basin denudation rates display comparable ranges between the northern (100-120 mm/ka and 150-180 mm/ka) and southern flank (100-190 mm/ka). Despite the fact that the topography is asymmetric and the northern flank is significantly shorter than the southern one, the average slope values for the studied catchments located on both flanks are also similar (from 18° to 26°). The bedrock geology of the flanks is very contrasted. On the northern flank, the strata dip between 20° and 40° to the North (BRGM 1/50000 geological map), whereas on the southern flank, the distribution of dip angles is more variable, with a dip towards the north (15-25°) just south of the main crest of the range and a dip to the south on the southernmost part, forming an anticlinal fold whose axis is located South of the summit (Figure 45). Additionally, a clear lithologic contrast exists between the two flanks, with a more erodible marl and limestone series (Hauterivian) on the southern flank and a massive carbonate sequence (Urgonian) in the North. These contrasts in bedrock geology are not reflected in terms of

differential denudation between the two flanks, and probably play a minor role in the recent geomorphological evolution of the range.

We compared basin-wide denudation rates with the main basin morphological parameters (Figure 44). The flanks are separated in order to show the possible influence of differences in the geological and morphological setting between the two sides of the range. No obvious trend between denudation rates and the various tested parameters can be inferred on the southern flank of the range. In particular, mean basin slope and mean altitude have apparently no influence on basin denudation. In contrast, denudation rates of the northern flank display a clearer positive relationship with slope, relief, and normalized steepness index. We suggest that the difference of behavior between the flanks could be a result of the contrast in morphology and geology (Figure 45). The complex structure and spatial variability in the southern flank might blur the relationships between morphology and denudation, whereas the more homogeneous northern flank allows the expression of a clearer morphological control.

We interpret the very strong contrast in denudation between the summit surface and the flanks as a consequence of a transient state of the range (Figure 45A). This evolution corresponds to the progressive narrowing and dismantling of the summit surface by regressive erosion from the flanks. Such high denudation on the flanks and the fact that the range is not homogeneously lowering highlights the importance of slope-dependent processes in the evolution of these carbonate landscapes. Progressive dissolution might be the dominant denudation process across the flat summit surface, but physical weathering is likely to contribute significantly to the evolution of the steep flanks of the range, at least in the range of climatic conditions we are investigating here (Ryb et al., 2014a).

This topographic disequilibrium could be inherited from an earlier uplift and relief rejuvenation event. While climatic fluctuations over the Late Cenozoic have certainly modulated weathering processes in these carbonate landscapes, the extrapolation of our results from the summit surface over the last 10 Ma would imply a total denudation of several hundred meters. Interestingly, Fauquette et al. (2015) report the occurrence of high elevation pollens in Serravalian sediments from the foreland of the Grand Luberon, suggesting comparable decrease in elevation in that part of the range since the last recorded major tectonic event.

Beyond the specific case of the Luberon mountain range, our findings have important implications for the geomorphological evolution of carbonate landscapes under Mediterranean climate. The end-member case of large karstic carbonate plateaus, devoid of the common ridges and valleys signature of many landscapes (Perron et al., 2009), highlights the importance of congruent dissolution as a geomorphic agent over long-wavelengths. On the other hand, in ranges such as the Luberon, it appears that denudation processes are also sensitive to topographic gradients and lead to the development of distinct ridges and valleys dissecting the flank of the range. Ryb et al. (2014a,b) also report various degrees of carbonate landscape

sensitivity to slope-dependent processes. The reason for the shift between one type of behavior to another might depend on a combination of parameters. Under the type of Mediterranean climate we investigate, where water availability is not a limiting factor, bedrock properties could control the amount of overland flow and the emergence of a hillslope-channel transition.

6) Conclusions

We collected a dense dataset documenting carbonate denudation across a single range, consistent with similar studies on denudation in carbonate domains. Our study is one of the first to observe a strong denudation gradient clearly correlated with morphology in this kind of environments. It suggests that, in this Mediterranean setting, carbonate landscapes are not undergoing homogeneous lowering driven by chemical weathering but rather that their denudation is significantly controlled by topographic gradients.

7) Acknowledgments

This study was supported by the ECCOREV research federation, INSU-CNRS and the Cashima Research Project (funded by the CEA Cadarache and ITER Organisation). Franck Thomas benefited from a PhD scholarship funded by the CEA and the Conseil Regional PACA. We thank the Parc Naturel Régional du Luberon and the Office National des Forêts for facilitating access to our field sites. The ^{36}Cl measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) which is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the "Projets thématiques d'excellence" program for the "Equipements d'excellence" ASTER-CEREGE action, IRD and CEA. This work is also a contribution to the Labex OT-Med (n ANR-11-LABX-0061) funded by the French Government «Investissements d'Avenir» program of the French National Research Agency (ANR) through the A*MIDEX project (n ANR-11-IDEX-0001-02).

E) De la dénudation asymétrique du chaînon de Ventoux-Lure à la compréhension de la géodynamique des paysages provençaux

Dans le présent volet de ce travail de thèse, nous avons implémenté la méthode consistant à mesurer la concentration en isotopes cosmogéniques ^{36}Cl dans des échantillons de roches carbonatées afin de calculer l'âge d'exposition de surfaces rocheuses ou, dans notre cas, d'estimer des taux de dénudation. Le but était d'apporter des éléments de réponses à diverses problématiques concernant l'érosion des massifs carbonatés. Nous nous sommes focalisés sur deux projets principaux pour ce travail de recherche.

Le premier projet a consisté à collecter des échantillons de roches carbonatées sur les parties sommitales de plusieurs massifs provençaux (plateau ou crête). Nous avons échantillonné onze massifs, collectant ainsi 64 échantillons à des altitudes variant de 200 à 1900 mètres au-dessus du niveau de la mer. Nous avons ensuite discuté des influences respectives de la morphologie locale, de la tectonique et des variations climatiques sur les taux de dénudation calculés. Nous observons notamment des taux de dénudation généralement compris entre 20 et 60 mm/ka, des valeurs consistantes avec les taux de dénudation reportés par d'autres études dans des milieux avec un climat comparable (e.g. Ryb et al., 2014a,b). Seule la montagne de Lure montre des taux de dénudation compris entre 110 et 140 mm/ka, illustrant ainsi un comportement différent des autres massifs ; cela peut s'expliquer par l'influence climatique des Alpes et l'influence morphologique de la fonte du glacier Durancien à la fin de la dernière période glaciaire. Le second projet se focalise sur un unique massif, d'altitude relativement faible, le Petit Luberon. Une quarantaine d'échantillons de bedrock ou de clastes ont été collectés sur sa crête, qui s'apparente à un plateau culminant à 650 mètres au-dessus du niveau de la mer, ainsi que sur ses flancs. La finalité de cette démarche était de d'estimer des taux de dénudation ponctuels sur la crête du massif, mais aussi des taux de dénudation moyennés sur les bassins versants des flancs nord et sud. Nous avons observé une dénudation se situant autour de 30-40 mm/ka sur la crête alors que la dénudation moyennée sur les flancs se place dans la gamme 100-200 mm/ka, c'est-à-dire trois à cinq fois plus importante. Par ailleurs, nous notons que la dénudation est légèrement plus importante sur le flanc nord du massif que sur le flanc sud, ce qui pourrait s'expliquer par la pente moyenne plus élevée au nord. Nous en concluons que l'altération mécanique et le transport solide ont une forte répercussion dans la dénudation des flancs sur les massifs carbonatés dans un climat méditerranéen, ce qui contrebalance ainsi l'influence de la dissolution chimique dans ce type de contextes.

Une des observations majeures de cette étude est la différence fondamentale qui existe entre le Ventoux et la montagne de Lure en ce qui concerne l'évolution de leur surface sommitale au cours du temps. Plusieurs hypothèses ont été évoquées dans la partie II)C) afin d'expliquer ce décalage, en l'occurrence les possibles influences de la morphologie locale au site

d'échantillonnage et du climat. En effet, le Ventoux, situé en bordure de la vallée du Rhône, et la montagne de Lure, située en bordure des Alpes du Sud, forment un système est-ouest d'environ 70 kilomètres de long. Du fait de sa localisation, le Ventoux pourrait être sous l'influence d'un climat plus ensoleillé, venteux et sec que la montagne de Lure, qui elle se trouve sous influence alpine avec des précipitations mieux distribuées tout au long de l'année et moins de vent. Nous avons de plus considéré l'hypothèse tectonique afin d'expliquer l'asymétrie des processus de dénudation de cette structure. En effet, les deux massifs sont séparés par le bassin d'effondrement de Sault, une zone de transfert d'origine oligocène, créant potentiellement un découplage dans l'évolution tectonique des deux massifs. Dans cette configuration, la montagne de Lure serait plus directement affectée par les déformations alpines que le Ventoux. D'une manière générale, la Provence est une région soumise à des déformations tectoniques très lentes. Cependant, plusieurs séismes historiques ont été documentés dans la région (par exemple dans la région de Manosque en 1509 et 1708, et à Lambesc en 1909). La lenteur des déformations en Provence, associées à des précipitations méditerranéennes qui ont tendance à effacer les traces de déformation en surface sur le long-terme, expliquent le besoin d'implémenter une nouvelle méthodologie pluridisciplinaire pour mieux comprendre les déformations sismogènes dans la région, ce qui est l'objet du second volet de ce travail de thèse, dans la partie III).

III) Etude des déformations sismogéniques en Provence, apports de la topographie haute-résolution, de la géophysique, de la géochronologie et de la paléosismologie

Après avoir documenter l'érosion que connaît la Provence, qui est un des deux facteurs majeurs influençant l'évolution de la surface terrestre avec la tectonique, nous tentons d'apporter de nouvelles perspectives sur la tectonique quaternaire en Provence dans cette seconde partie de la thèse. Située dans le Sud-Est de la France, cette région est sujette à une déformation tectonique lente, avec des vitesses de déplacement estimées par exemple à moins de 0,1 mm/an sur le système de faille de la Moyenne Durance (SFMD) (Cushing et al., 2008). Cela se traduit par une activité tectonique éparse dans le temps, une sismicité instrumentale anecdotique (< M_w=3) et une sismicité historique avec quelques événements de magnitude M_w<6 documentés en Provence, comme par exemple dans la vallée de la Moyenne Durance à proximité de Manosque. En particulier, deux séismes atteignant une intensité de VIII ont eu lieu en 1509 puis en 1708 (e.g. Cushing et al., 2008), probablement provoqués par le SFMD. Plus récemment, un séisme majeur s'est produit en 1909 (Figure 14) dans la région de Lambesc (e.g. Chardon and Bellier, 2003). Son intensité est estimée à VIII-IX et sa magnitude à M_w=5.7 (catalogue FCAT-17) ou M_w=6 (Baroux et al., 2003), ce qui en fait le séisme le plus puissant enregistré en France métropolitaine encore à ce jour. Il a notamment causé la mort de plus de 40 personnes, prouvant ainsi le potentiel sismogénique de la Provence et la nécessité de mieux comprendre le fonctionnement des failles tectoniques de la région.

Cependant, la déformation tectonique très lente que connaît la région rend l'étude des failles plus compliquée, car les indices de déformation normalement visibles en surface pour les séismes les plus importants sont initialement ténus, puis rapidement effacés par une érosion importante. Les mouvements sont trop lents pour être décelés par la géodésie spatiale (Nocquet, 2012) et la sismicité instrumentale est bien trop éparse pour avoir une vision claire de l'aléa sismique en Provence. C'est pourquoi nous proposons dans ce travail d'appliquer une approche multi-disciplinaire, combinant le topographie haute-résolution, la tomographie électrique, la paléosismologie, la granulométrie, ainsi que les datations OSL et ^{14}C, afin de mieux contraindre la déformation quaternaire en Provence à une échelle locale.

A) Comportement sismogénique des failles et cycle sismique

1) Le cycle sismique et comportement des failles

La bonne compréhension et gestion de l'aléa et du risque sismique dépendent de la localisation et de la prédiction des futurs séismes, une problématique qui repose essentiellement sur la compréhension du cycle sismique des failles tectoniques. En effet, le mouvement des plaques tectoniques a tendance à faire s'accumuler des contraintes sur des plans de faille pré-existant dans la croûte terrestre, causant sa déformation élastique. Il s'agit de la période inter-sismique. Ces contraintes sont subitement relâchées lors de la rupture par un séisme (période co-sismique), entrainant alors une onde de choc qui va se répandre dans le sous-sol et potentiellement causer des dommages en surface (Figure 46).

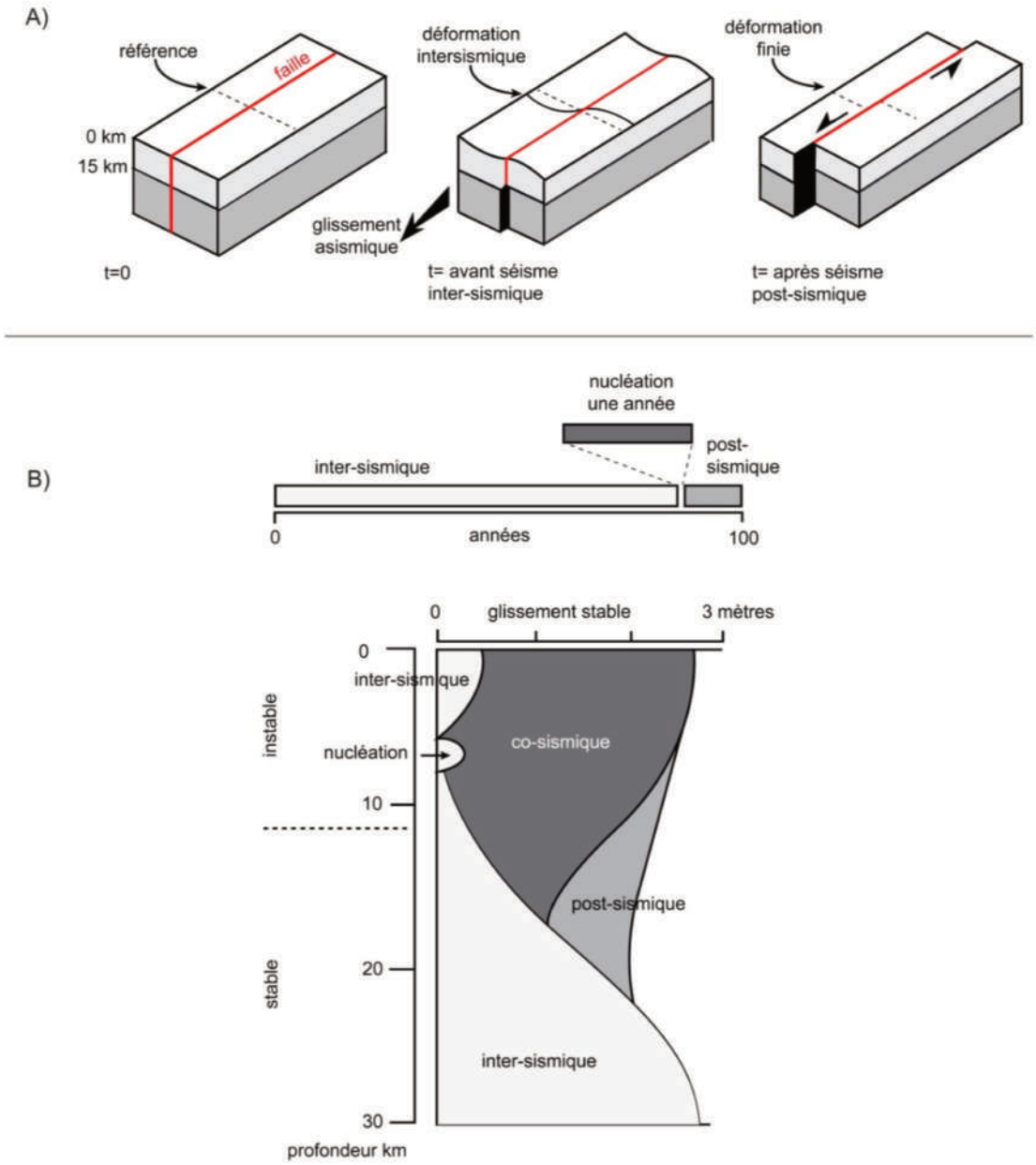


Figure 46 – A) Modèle de rebond élastique de la croûte terrestre pour une faille décrochante sénestre selon Reid (1910). B) Répartition schématique des différents types de glissement en fonction de la profondeur lors du cycle sismique d'une faille décrochante (d'après Tse et Rice, 1986).

Les déplacements crustaux court-terme enregistrés par les sismomètres et imagés par la géodésie spatiale ont permis de mettre en évidence une période post-sismique, qui a lieu directement après un séisme, et se caractérise par des répliques, même si la période post-sismique peut parfois présenter un glissement asismique. Cette période peut durer quelques jours, voire plusieurs semaines, et conduit à un glissement asismique et à des déformations

visqueuses dans la croûte (Savage et Prescott, 1978). Certaines études envisagent même une période pré-sismique, juste avant le déclenchement d'un séisme, qui serait caractérisée par des séquences de mouvements (Scholz, 1998). Cependant, décrire le cycle sismique complet d'une faille donnée reste compliqué, d'autant plus lorsque la faille en question est lente. En effet, les données que l'on possède généralement remontent à 100-1000 ans (géodésie, sismicité instrumentale et historique). Or, le temps de récurrence entre 2 séismes peut atteindre plusieurs milliers d'années pour certaines failles tectoniques. Le cycle sismique peut être décrit par plusieurs modèles (Figure 47), mais sans une bonne résolution de l'occurrence des séismes au cours du temps sur une zone donnée, il reste difficile de proposer des modèles locaux pour la prévision des futurs séismes.

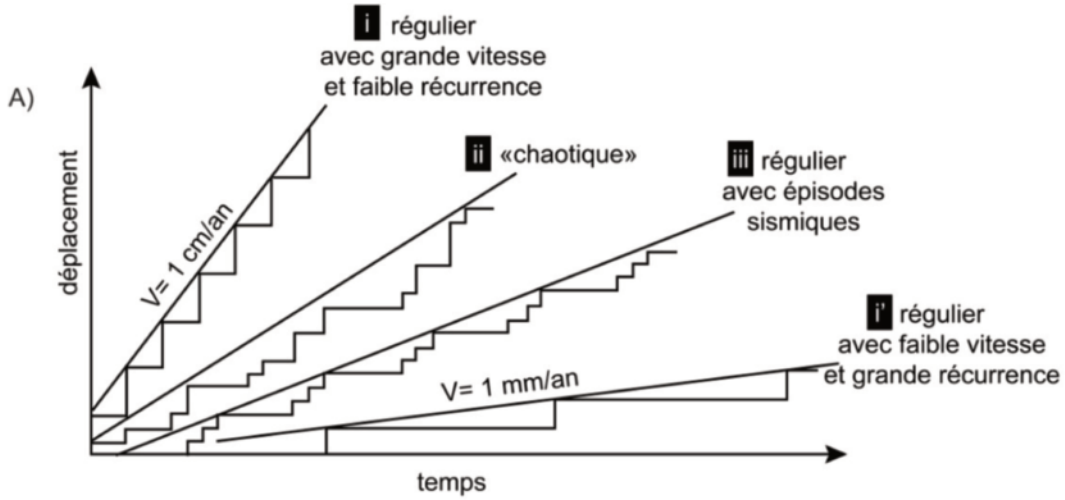


Figure 47 – Illustration de plusieurs modèles de cycles sismiques, présentés dans un graphe montrant le déplacement sur le plan de faille en fonction du temps (issu de Séismes et Risques Sismiques, ed. Dunod).

En outre, plusieurs modèles expliquent la façon dont une faille peut se comporter et la façon dont les mouvements s'accumulent le long du plan de faille (Figure 48).

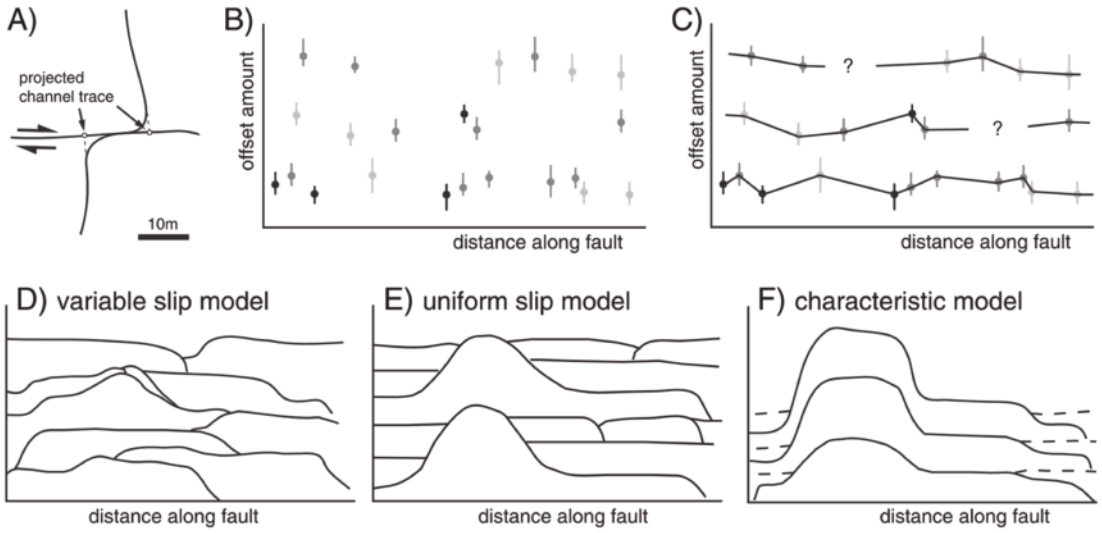


Figure 48 – Illustration du comportement d'une faille (d'après Zielke et al., 2015). A) Mesure simple du décalage d'un unique marqueur de mouvement tectonique, ici un ruisseau décalé le long d'une faille décrochante. B) De nombreux marqueurs de déplacement peuvent être identifiés le long d'une faille et reportés dans un graphe. C) Ces marqueurs peuvent ensuite être associés à un événement spécifique, permettant ainsi d'estimer le déplacement co-sismique pour plusieurs séismes au cours du temps. D-F) Plusieurs modèles conceptuels d'accumulation de glissement le long d'une faille (Schwartz et Coppersmith, 1984). D) Le modèle de glissement variable suppose un déplacement aléatoire résultant de séismes ayant lieu à des moments et endroits différents. E) Le modèle de glissement uniforme suppose des séismes ayant lieu de façon répétitive, mais avec des segments ne rompant pas toujours ensemble. Le décalage co-sismique peut varier en un point donné de la faille d'un séisme à l'autre, avec cependant un décalage cumulé long terme qui est quasi-identique sur tous les segments. Ce modèle considère que les sections de failles ne rompant pas lors des gros événements ont des ruptures plus faibles mais plus régulières. F) Le modèle caractéristique montre des décalages co-sismiques qui varient le long de la faille mais ces décalages seront similaires d'un séisme à l'autre, conduisant à des distributions de glissement identiques.

2) Apport de la morphotectonique et de l'imagerie satellitaire dans l'étude des mouvements de failles

Ce travail de thèse se base sur une approche pluridisciplinaire pour apporter de nouveaux éléments concernant la tectonique quaternaire en Provence. Le point de départ de cette approche pour un site d'étude donné est la « morphotectonique », qui consiste en l'observation, puis la cartographie de l'impact de la tectonique sur le paysage, et ce à partir de l'expression en surface des mouvements affectant la morphologie. Le principe est que lors d'un séisme, les mouvements qui se produisent en profondeur sur le plan de faille vont se propager vers la

surface et avoir une répercussion visible dans le paysage. L'ampleur et la visibilité de ces perturbations en surface dépend de plusieurs paramètres, comme la magnitude du séisme, le rapport entre les déplacement verticaux et horizontaux sur le plan de faille, la topographie initiale et l'érosion. La répétition des événements sismiques sur une faille crée une accumulation des déformations et des déplacements en surface, ce qui résulte en des artefacts topographiques de part et d'autre d'un segment de faille, notamment en ce qui concerne le réseau hydrographique. En effet, une rivière, un ruisseau ou un talweg qui recoupe une faille ayant une composante de mouvement horizontale pourra accumuler un décalage et de la déformation avec le temps (Zielke et al., 2015) (Figure 49). Un des enjeux des études tectoniques est de réussir à dater ces décalages, afin d'en déduire des vitesses moyennes de déplacement.

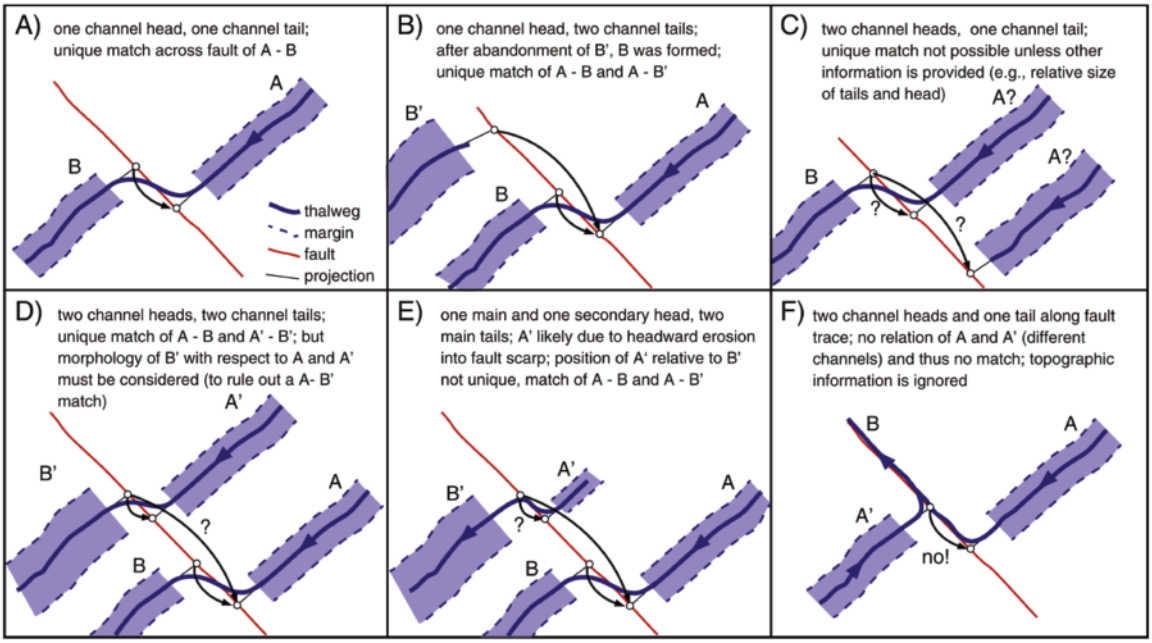


Figure 49 - Représentation schématique des relations habituellement observées entre des chenaux déplacés horizontalement de part et d'autre d'une trace de faille en surface (d'après Zielke et al., 2015).

La méthode décrite par Zielke et al. (2015) pour mesurer des décalages causés en surface par une faille à l'aide du réseau hydrographique est efficace dans les études en contexte de déformations modérées ou rapides (Figure 49). Mais son application devient bien plus complexe dans un contexte de déformations lentes, voire très lentes. Dans tous les cas, il est nécessaire de différencier les artefacts d'origine tectonique de ceux d'origine lithologique, comme les escarpements liés à de l'érosion différentielle, voire anthropique, dans une région densément peuplée comme la Provence.

La morphotectonique s'appuie sur différentes techniques permettant l'observation à grande échelle de la surface (voir par exemple Gaudemer et al., 1995 ; Ritz et al., 1995 ; Van der Woerd et al., 2006 ; Pucci et al., 2007 ; Rizza et al., 2011 ; Ren et al., 2015). Classiquement on utilise des images aériennes ou des images satellitaires pour cartographier la trace morphologique de la faille en surface, les terrasses alluviales ou les crêtes décalées (Haibing et al., 2005 ; Pucci et al., 2008). (Figure 50). Ansberque et al. (2016) ont par exemple identifié 6 segments principaux, ainsi que des marqueurs morphologiques décalés sur la faille de Longriqu en Chine grâce à des images Pléiades haute résolution. Le développement de l'imagerie satellitaire a apporté de nouvelles perspectives et possibilités dans l'étude des déformations de marqueurs géomorphologiques. Enfin, l'imagerie haute-résolution LiDAR a bouleversé la morphotectonique et la façon dont la surface terrestre est étudiée (Zielke et al., 2010 ; Zielke et Arrowsmith, 2012 ; Nissen et al., 2014).

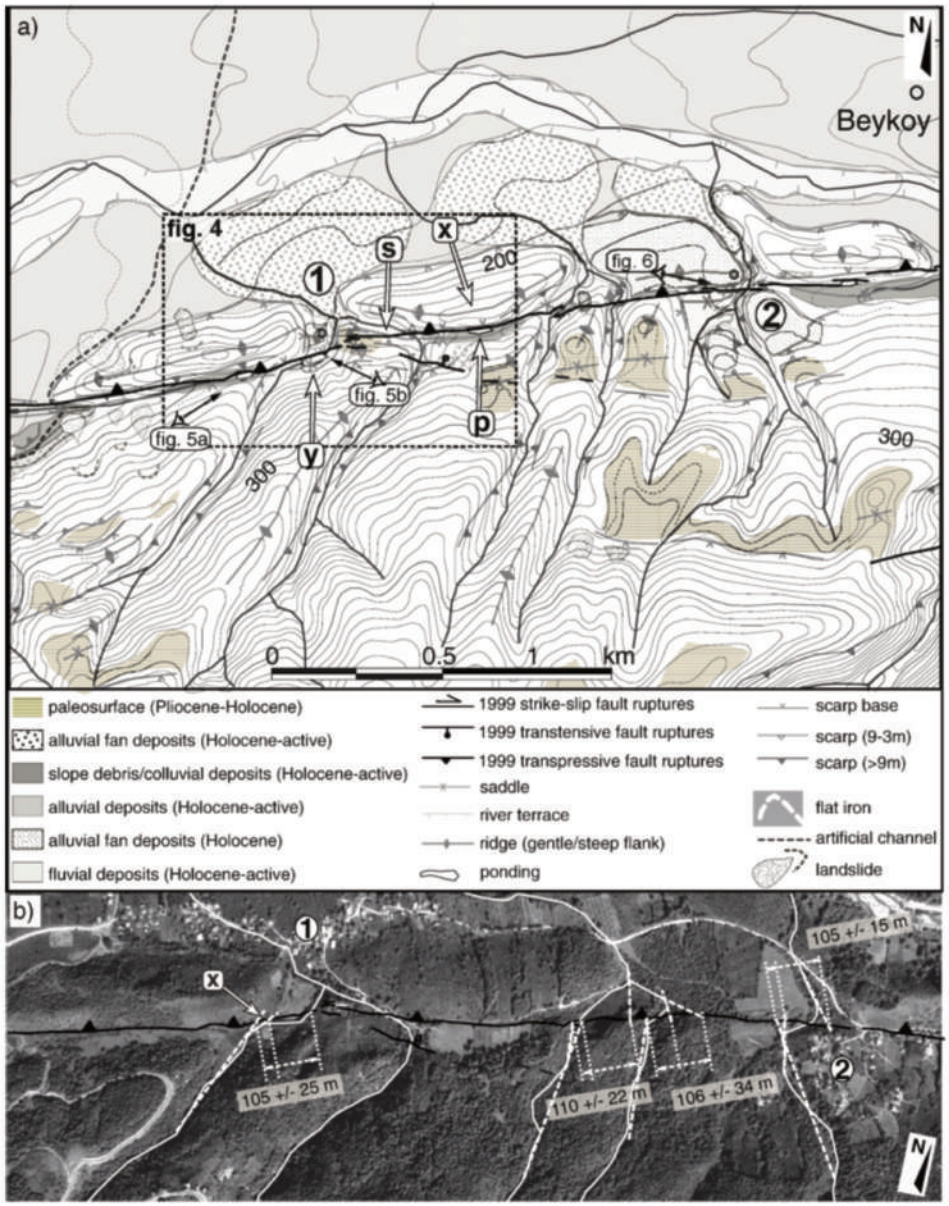


Figure 50 – a) Carte géomorphologique simplifiée du segment de faille de Düzce sur la faille Nord-Anatolienne (d'après Pucci et al., 2008). B) Mesure de la déflection des ruisseaux à partir d'une photo aérienne.

B) Implémentation d'une méthodologie multi-disciplinaire pour étudier les failles lentes en Provence

La morphotectonique est l'approche préliminaire dans toute étude de déformations causées par une faille ou un système de failles donné. Cependant, dans certains contextes, cette méthode est limitée par des facteurs environnementaux ainsi que par la vitesse des déformations

tectoniques. Dans ce cas, la morphotectonique seule ne suffit pas pour avoir une vision claire des déformations enregistrées par la surface. Il devient alors nécessaire d'y associer d'autres techniques, afin de mieux comprendre les processus de déformation, d'estimer les vitesses de déplacement, les magnitudes des futurs séismes et la durée du cycle sismique. Dans cette partie, nous discutons d'abord des limites associées aux contextes de faibles vitesses de déformation et de forte érosion, telles que l'érosion des reliefs et l'influence anthropique, puis nous détaillons les différentes méthodes implémentées au cours de ce travail afin d'apporter de nouveaux éléments sur les déformations en Provence. Ces méthodes incluent l'imagerie haute résolution LiDAR, la tomographie électrique, la paléosismologie, la granulométrie et la datation grâce au ^{14}C et à la luminescence optique (OSL). Les principes de base, ainsi que les applications de chacune de ces méthodes, en particulier dans le cas de l'étude des failles et de la tectonique en milieu de déformations lentes, sont détaillés dans les paragraphes suivants.

1) Difficulté d'étudier la tectonique en contexte de forte érosion et de déformations tectoniques lentes

L'observation et la cartographie des marqueurs morphologiques en surface sont essentiels dans les études des déformations causées par des failles tectoniques. Ainsi, dans les environnements où les mouvements tectoniques sont rapides, cette méthode est largement utilisée, comme par exemple sur la faille de San Andreas (Wallace, 1990), sur la faille de Huyaian (Ren et al., 2015) ou encore sur la faille de Longriqu en Chine (Ansberque et al., 2016). Au contraire, plus les déformations tectoniques sont lentes et espacées dans le temps, plus la morphotectonique devient complexe à mettre en œuvre, principalement car la tectonique n'est pas le seul élément influant sur la dynamique des paysages.

En effet, les précipitations, les cycles gel-dégel ou encore le transport de particules et de sédiments par le réseau hydrographique ou le vent, peuvent effacer l'expression en surface des mouvements tectoniques (Kirby et Whipple, 2001 ; Cushing et al., 2008 ; Bauve et al., 2012). L'intensité de ces processus dépend de l'abondance des précipitations (environ 600-700 mm/an en Provence) et de leur distribution au cours de l'année. En effet, un orage accompagné de fortes précipitations peut avoir un impact plus fort à l'échelle d'un bassin versant que la même quantité de précipitations réparties sur une période de temps plus longue (Hartshorn et al., 2002). Par ailleurs, les processus de formation de sol ont tendance à effacer, ou du moins à atténuer, les ruptures topographiques créées par l'activité tectonique. Le facteur érosion est d'autant plus important lorsque l'on travaille dans des zones où les déformations tectoniques sont lentes et espacées dans le temps, et donc où la cartographie et les analyses morphotectoniques deviennent complexes (Figure 51).

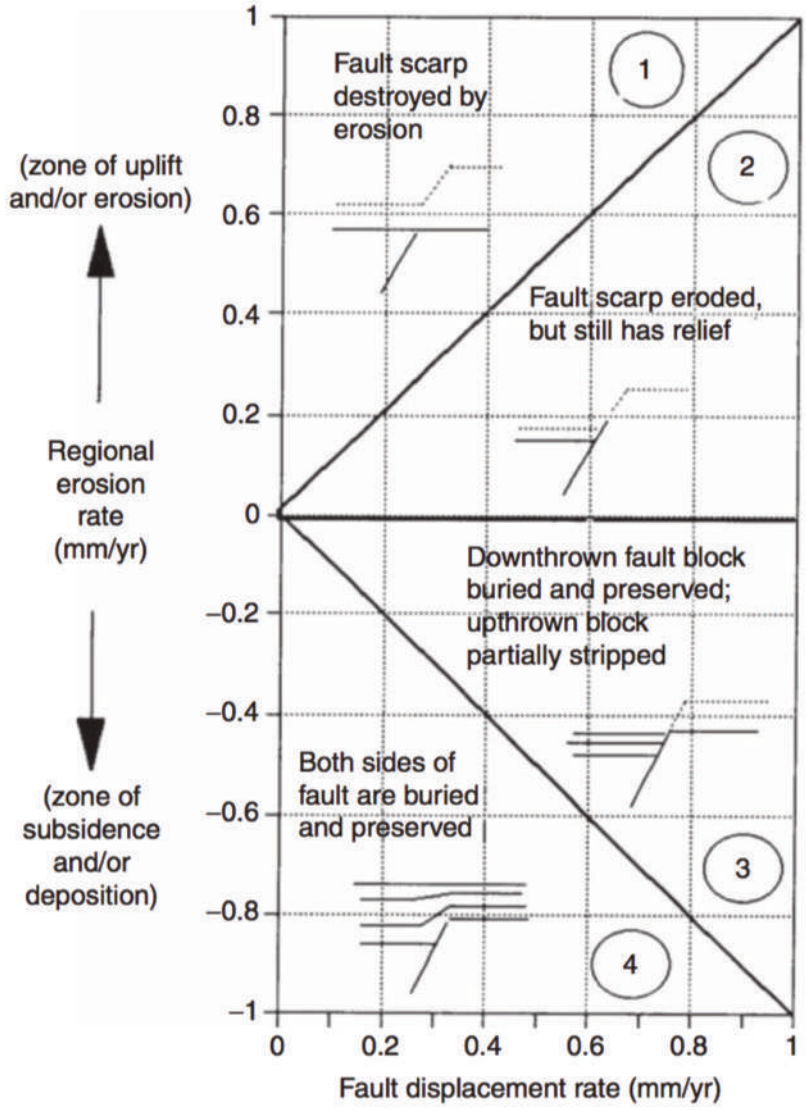


Figure 51 – Illustration schématique de la préservation ou de l'abrasion des escarpements de faille en fonction de l'érosion et de la vitesse des failles tectoniques (McCalpin et co-auteurs dans le livre Paleoseismology).

De plus, l'influence anthropique dans les zones à forte densité de population est un autre facteur limitant de l'approche morphotectonique. Dans les zones à forte densité de population, l'activité anthropique parfois pluri-millenaire a tendance à remodeler le paysage par la construction de bâtiments ou de voies de communication. Une végétation plus ou moins dense constitue un problème supplémentaire dans l'étude de la surface terrestre. En effet l'observation depuis des images satellitaires ou sur le terrain des escarpements de failles ou bien des rivières décalées peut être limitée par une couverture végétale trop développée.

Ces divers facteurs compliquent ce travail et doivent être pris en compte dans toute approche morphotectonique, et en particulier en Provence où l'érosion est importante (20-60 mm/ka, comme cela a été vu dans la deuxième partie de ce manuscrit) et le mouvement des failles lent, de l'ordre de 0.05 mm/an (voir Cushing et al., 2008), ce qui mène à la destruction des escarpements en surface (voir Figure 51).

2) Topographie haute résolution - LiDAR

Historiquement, la topographie en France était étudiée à l'aide du Modèle Numérique de Terrain (MNT) issu de la BD ALTI de l'IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière). Ce MNT, d'une résolution de 250, 75 puis 25 mètres par pixel, provient de la numérisation de cartes et de restitution photogrammétrique. Très utiles pour des études à grande échelle, ces MNT montrent toutefois leurs limites pour des études de précision à plus petite échelle. Récemment, le développement de nouvelles techniques, telle que l'acquisition LiDAR aéroportée de données topographiques, a fortement amélioré l'étude détaillée de la morphologie grâce à leur précision largement améliorée pouvant atteindre le mètre, voire moins (30 cm par exemple dans cette étude) (voir par exemple les études de Bevis et al., 2005 ; Quigley et al., 2010 ; Arrowsmith et Zielke, 2012 ; Glennie et al., 2013 ; Meigs et al., 2013 ; Moulin et al., 2014 ; Marliyani et al., 2016). Cette nouvelle technique permet notamment de pallier à certaines limitations évoquées en partie III)B)1) concernant l'approche morphotectonique, comme par exemple le fait de pouvoir enlever le couvert végétal lors du post-traitement du signal.

Dans le cadre de ce travail de thèse, des données topographiques haute-résolution ont été acquises sur trois zones présélectionnées pour leur potentiel intérêt dans l'étude de la tectonique fini-quaternaire en Provence. Plus de détails concernant ces données se trouvent en partie III)E). Dans les paragraphes suivants est détaillé le principe d'acquisition de données LiDAR.

a) Principe de la méthode

La méthode LiDAR a commencé à être développée dans les années 1960 et son utilisation pour la cartographie de terrain a débuté dans les années 1970. Cependant cette utilisation était initialement limitée par les difficultés liées au géo-référencement des données. Ce problème a pu être résolu grâce à l'amélioration des données GPS (Ackerman, 1999). Pour acquérir des données LiDAR, une pulsation laser optique est émise à un instant donné, mesuré précisément, puis est envoyée vers un récepteur (une surface solide comme le sol, un immeuble ou un arbre), afin de déterminer sa distance au récepteur. La pulsation est alors réfléchie vers l'émetteur, et

en utilisant la constante de la vitesse de la lumière il est alors possible de déterminer la distance entre l'émetteur et le récepteur. La position exacte de l'émetteur à tout moment est donc nécessaire afin de reconstruire un nuage de points correspondant à une surface.

b) Acquisition des données et applications du LiDAR

Il existe deux modes d'acquisition de données topographiques LiDAR : l'acquisition terrestre ou aéroportée (Figure 52). La première est plus contraignante puisqu'elle ne permet la cartographie que d'une zone limitée, étant donné que le module d'acquisition est immobile. De son côté, l'acquisition aéroportée, généralement embarquée à bord d'un aéronef ou bien d'un drone, permet de cartographier une zone plus grande, mais avec potentiellement moins de détails. Des bases GPS au sol sont essentielles pour le géoréférencement des données. Pour nos acquisitions, deux bases fixes ont été installées au CEREGE et au CEA de Cadarache, et deux autres bases mobiles additionnelles ont été utilisées. Leur géoréférencement précis a été effectué grâce à des clous IGN répertoriés en ligne. Le vol peut être effectué de jour comme de nuit, mais il est important qu'il n'y ait pas de couverture nuageuse. Généralement, l'avion suit plusieurs bandes parallèles afin de couvrir entièrement une zone, et un recoupement entre chaque bande de 30 à 50% est nécessaire. Dans le cas du LiDAR aérien, la résolution des données est inversement proportionnelle à l'altitude de vol choisie au préalable, à la vitesse de l'avion, ainsi qu'au nombre de pulsations par seconde émises. L'altitude de l'avion est fixée au préalable en fonction des caractéristiques environnementales de la zone à cartographier, ainsi que de la résolution souhaitée. Les systèmes actuels sont capables de collecter jusqu'à 20 pulsations par mètre carré. Ces points ne sont pas forcément distribués de façon uniforme. Cela dépend en effet des obstacles rencontrés par le laser, comme par exemple la végétation ou des structures anthropiques. Afin de pénétrer la végétation, il devient donc nécessaire de générer un nuage de points plus dense, au risque d'augmenter la taille des jeux de données et donc le temps de traitement.

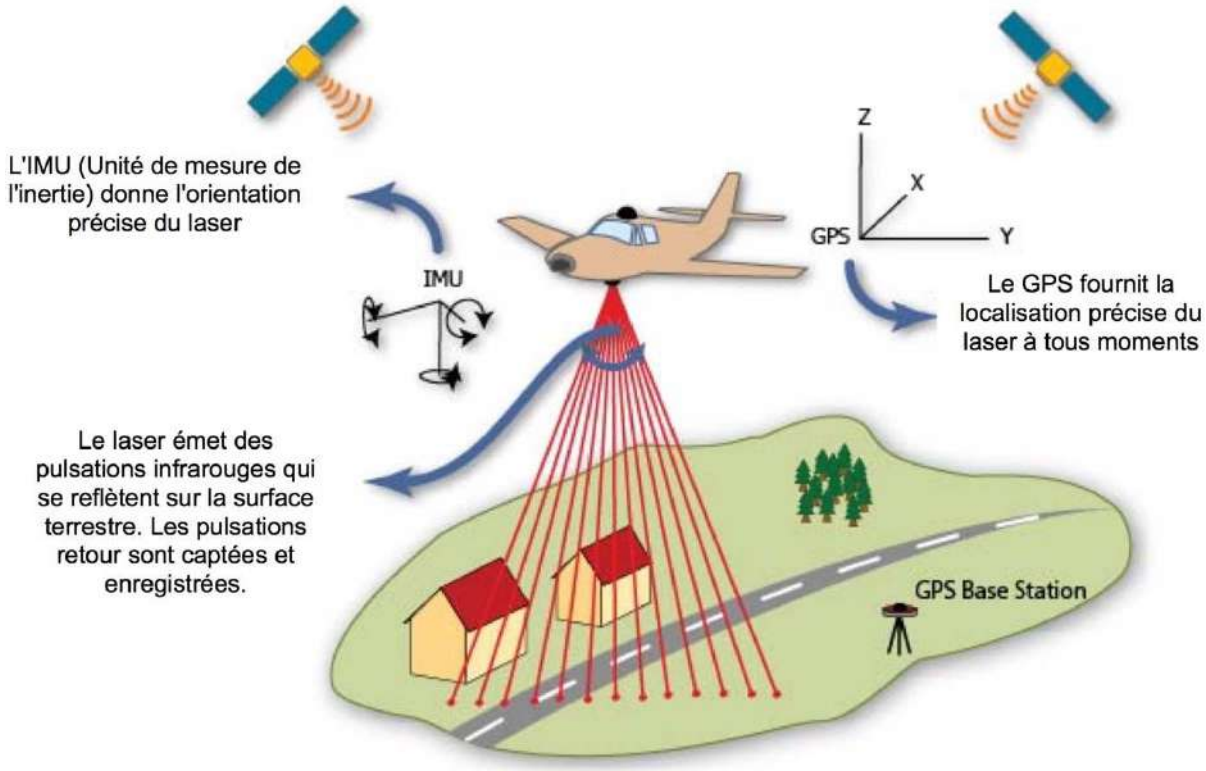


Figure 52 – Illustration du principe de fonctionnement du LiDAR (modifiée à partir d'une image provenant du site web http://gmv.cast.uark.edu)

Les données LiDAR constituent un outil révolutionnaire dans l'étude des paysages du fait de la haute résolution des données (métrique à sub-métrique), ce qui permet de mettre en évidence de nombreux éléments topographiques qui n'étaient pas visibles auparavant sur les données de résolutions plus faibles (Figure 53**)**.

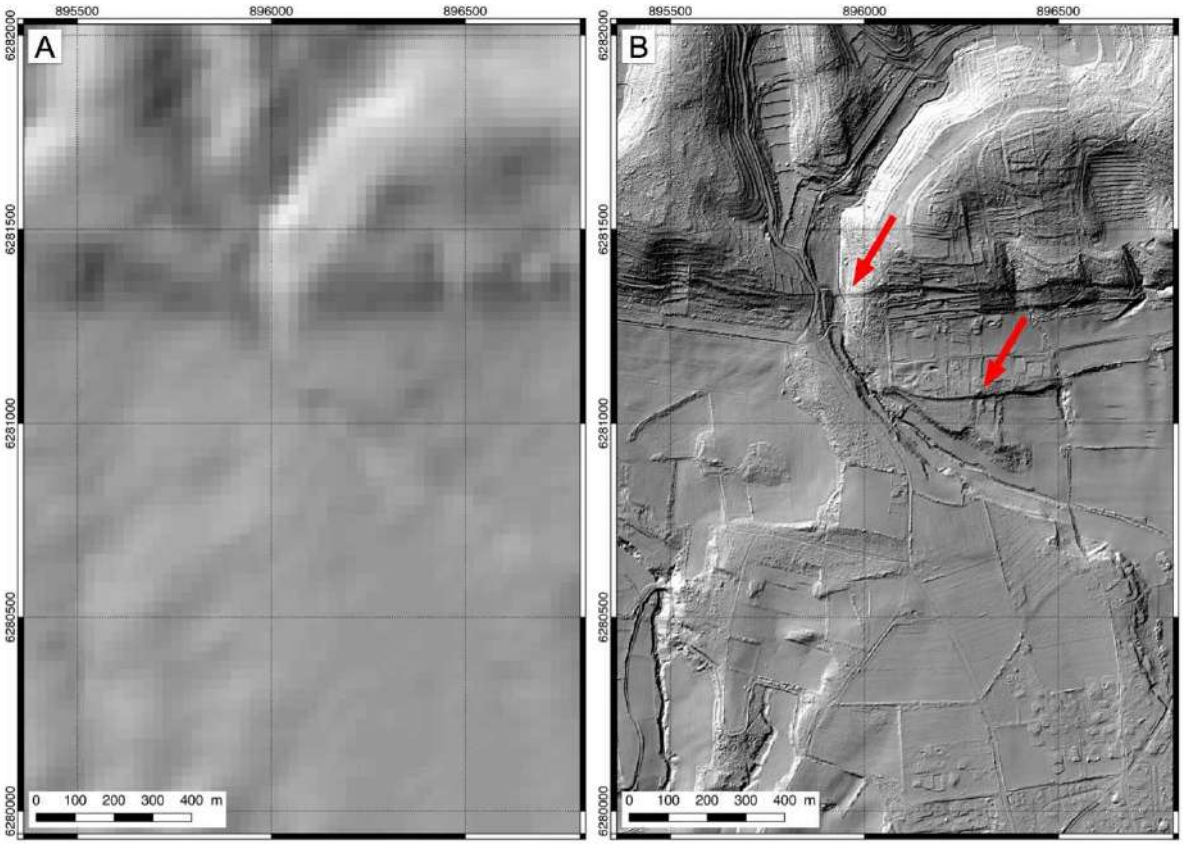


Figure 53 – Illustration de la différence entre des données topographiques ayant une résolution de 25 mètres par pixel (A) et des données LiDAR ayant une résolution de 1 mètre par pixel sur la même emprise (B). La zone représentée ici est située au nord de Puyricard et montre des escarpements liés à la faille de la Trévaresse (indiqués par les flèches rouges) ainsi qu'un cône alluvial, plus difficile à discerner sans données LiDAR (A).

En plus de la haute résolution, la technologie LiDAR offre la faculté d'atténuer, voire d'effacer, la végétation et les structures d'origine anthropique, ce qui permet de révéler des morphologies indétectables autrement, par exemple des escarpements de failles ou des cônes alluviaux (Figure 54).

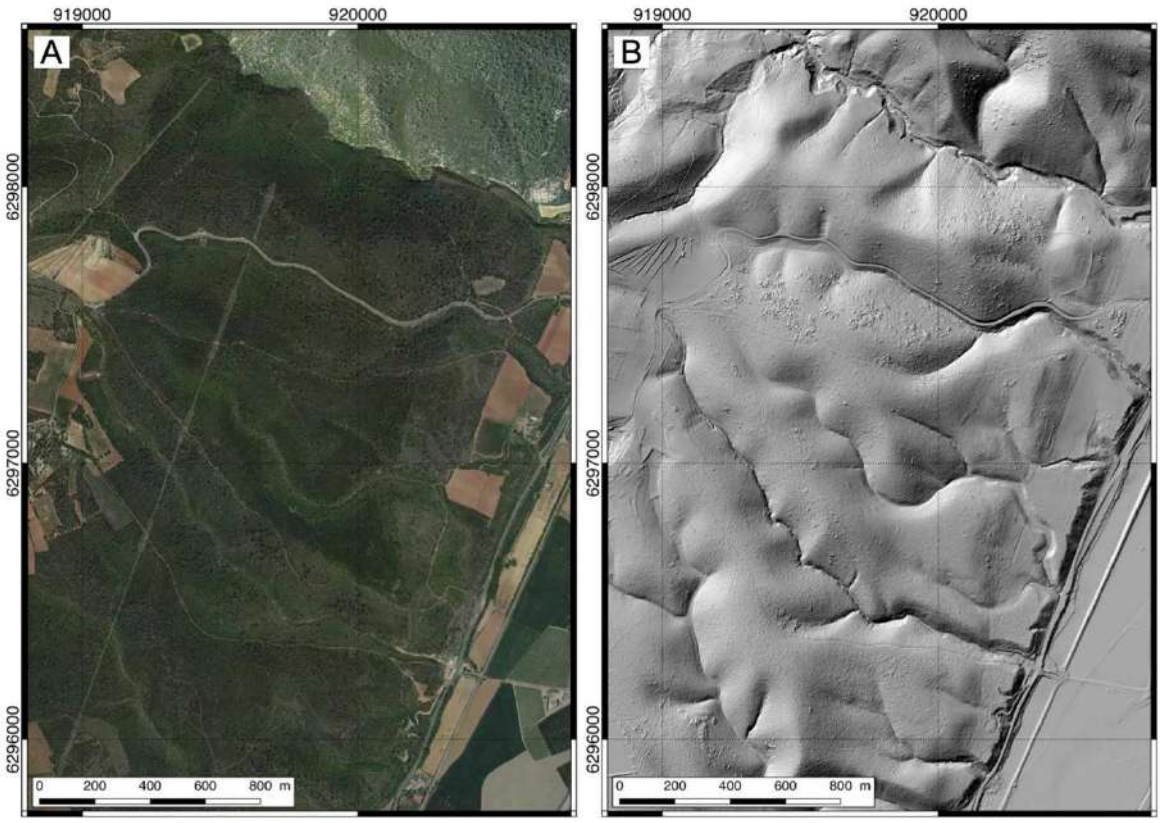


Figure 54 – Illustration de la capacité à « enlever » la végétation grâce à la technologie LiDAR, ici en bordure ouest de la moyenne Durance, à l'est de Beaumont de Pertuis.

Cette technique génère des données numériques sous forme de nuage de points pouvant atteindre de larges volumes et nécessitant ainsi une grande puissance de calcul informatique pour être traitées, notamment pour retirer les points considérés comme ne faisant pas partie de la surface naturelle terrestre (végétation, immeubles, etc.).

c) Apport de l'imagerie haute-résolution dans les études géomorphologiques

L'émergence de la technologie LiDAR a complètement transformé notre compréhension de l'influence tectonique sur la morphologie de la surface terrestre (Meigs et al., 2013 ; Glennie et al., 2013). La forte augmentation de la résolution des MNT, dorénavant sub-métrique, permet d'observer des décalages de failles, des structures de failles, de la déformation et plus généralement des propriétés des paysages à un niveau de détails inédit, ce qui prouve la capacité de la surface à enregistrer de la déformation parfois complexe.

Cette technique a d'abord été testée pour l'étude de la tectonique active dans des contextes de déformation rapide. La première étude en faisant usage concerna la rupture du séisme du 16 octobre 1999 à Hector Mine en Californie (Hudnut et al., 2002). Par la suite, au fur et à mesure

que l'acquisition de données LiDAR est devenue de plus en plus courante, d'autres études se sont focalisées sur des failles rapides. Elles ont permis la découverte et la cartographie de nouvelles failles inconnues jusqu'alors (Haugerud et al., 2003 ; Johnson et al., 2004) ou bien l'amélioration des connaissances sur des failles connues de longue date, telles que la faille de San Andreas en Californie ou la faille alpine de Nouvelle Zélande, toutes deux décrochantes, visibles sur les MNT LIDAR grâce à leur expression topographique en surface (Barth et al., 2012 ; Langridge et al., 2014). Non seulement les auteurs ont pu obtenir une cartographie plus détaillée des segments de failles déjà connus dans ces zones mais des dizaines de segments et de plis supplémentaires ont pu être identifiés. Gold et al. (2013) ont utilisé l'imagerie LiDAR en combinaison avec la sismique réflexion en Californie afin d'évaluer les déformations quaternaires associées à la faille de Grizzly Valley. Les auteurs mettent ainsi à jour des déformations superficielles récentes, y compris un linéament topographique marqué par une crête d'un mètre de hauteur composée de lobes discontinus, visibles grâce à ces données très haute résolution (0.25 m).

De plus, l'acquisition LiDAR peut servir à l'étude des processus de surface et au développement de modèles qui tentent d'expliquer l'évolution des paysages (Glennie et al., 2013). La topographie haute résolution permet la comparaison directe des lois utilisées dans la construction de ces modèles avec les conditions morphologiques actuelles, et permet de tester la capacité des modèles à prédire l'évolution des paysages. Cette méthode a été testée et validée grâce à diverses études, notamment sur l'impact des processus biologiques sur la topographie (Dietrich et Perron, 2006), sur le lien entre le relief et les taux d'érosion, sur les paramètres de transport et la longueur des pentes (Roering et al., 2007) ou encore sur l'enregistrement des déformations des paysages par le réseau hydrographique (Hilley et Arrowsmith, 2008).

Dans cette étude, nous tentons de transposer cette technique à des paysages se déformant à des vitesses très faibles. Nous utilisons des données topographiques haute résolution pour tenter d'apporter des éléments nouveaux sur la dynamique tectonique en Provence, qui sont détaillés dans les paragraphes suivants.

3) Tomographie électrique

La topographie haute résolution LiDAR permet de visualiser la surface terrestre en détails mais ne donne aucune information sur le sous-sol car le laser est réfléchi par toute surface solide. Une fois qu'une zone d'intérêt pour l'étude de la déformation récente est identifiée, il peut être intéressant d'imager les premiers mètres sous la surface afin de localiser de potentielles zones de contrastes lithologiques. Pour ce faire, nous avons utilisé la tomographie

électrique, une méthode basée sur la conductivité des matériaux dont les principes et méthodes d'acquisition sont détaillées dans les sous-paragraphes ci-dessous.

a) Principe de la méthode

La tomographie électrique consiste à injecter un courant électrique dans le sous-sol via deux électrodes plantées à la surface et à mesurer le potentiel électrique entre ces deux électrodes (Figure 55).

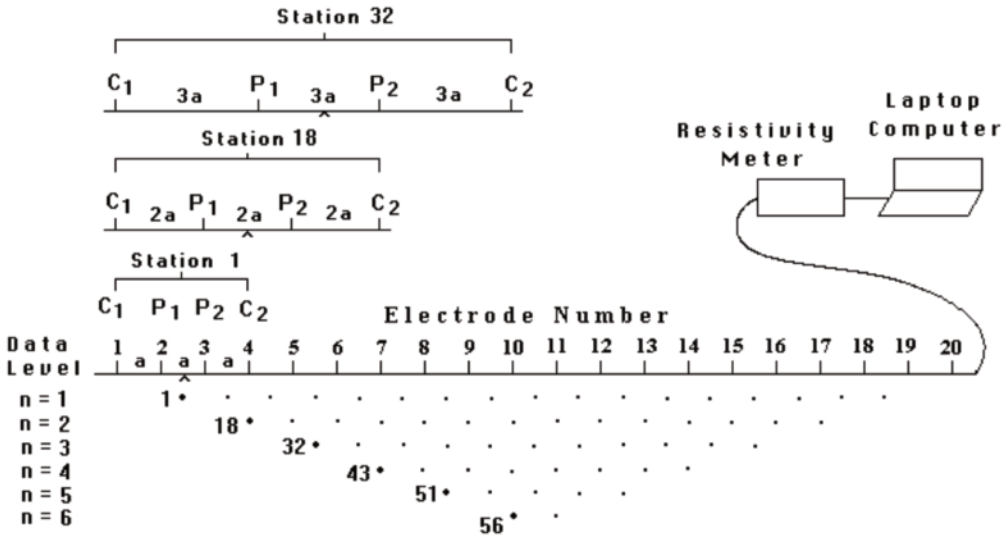


Figure 55 – Arrangement des électrodes pour l'acquisition d'un profil électrique 2D et séquence de mesures pour construire une pseudosection (d'après Loke, 2002).

On en déduit la conductivité électrique apparente des couches géologiques à partir de la mesure du potentiel électrique sur la base de loi d'Ohm (voir équation 1 ci-dessous). La résistivité électrique apparente ρ d'un matériau est donc fonction de l'intensité I du courant, de la différence de potentiel ΔV entre deux points de mesure et d'un facteur K qui dépend des caractéristiques géométriques du dispositif d'acquisition.

$$(1)\ \rho = \mathbf{K} \times \frac{\Delta \mathbf{V}}{\mathbf{I}} \quad \textbf{avec } \boldsymbol{K} = \boldsymbol{2\pi} \times \left[\frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{r11}} - \frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{r12}} - \frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{r21}} + \frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{r22}}\right]$$

Les distances r11, r12, r21 et r22 correspondent aux espacements entre les électrodes 1 et 2 (Loke et Barker, 1996).

b) Acquisition et traitement des données

Différents dispositifs d'électrodes peuvent être utilisés en fonction des structures que l'on désire imager : le dispositif Wenner est plutôt efficace pour imager des structures horizontales et offre le meilleur rapport signal/bruit, les dispositifs pôle-pôle, dipôle-dipôle, pôle-dipôle sont plutôt efficaces pour imager des structures verticales et permettent une acquisition un peu plus profonde (surtout pour le pôle-pôle). Le dispositif Schlumberger présente des caractéristiques intermédiaires (Griffiths et Barker, 1993).

Il convient ensuite de déterminer quelle sera la longueur du profil électrique, ce qui influera sur la profondeur atteinte ainsi que la résolution. En effet, afin d'injecter dans le sol un courant électrique, nous avons utilisé un nombre fixe de 64 électrodes. Plus l'espace entre les électrodes est grand, plus le courant va atteindre des couches géologiques localisées en profondeur (environ 8 à 10 fois l'espacement entre les électrodes pour un dispositif Wenner (Astier, 1971)). Le matériel ABEM utilisé au CEREGE (Figure 56) permet une distance maximale entre électrodes de 20 mètres, soit une longueur de 1260 mètres, qui peut éventuellement être allongée par un protocole d'acquisition en « roll-over », c'est-à-dire le déplacement d'un quart ou de la moitié du dispositif à l'une ou l'autre des extrémités du profil initial.



Figure 56 – Dispositif d'acquisition des données électriques sur le terrain et bobines de câbles.

L'unique contrainte est de garder un profil rectiligne afin d'éviter les artefacts liés à des résistivités apparentes (Figure 57). Pour ce travail, nous avons généré des profils électriques avec un espacement entre chaque électrode d'un mètre ou de deux mètres, correspondant respectivement à des profils d'une longueur de 63 et de 127 mètres et à une pénétration de l'ordre de 9 et 18 mètres respectivement. La configuration sur le terrain ne se prêtait pas à des longueurs de profils plus importantes.

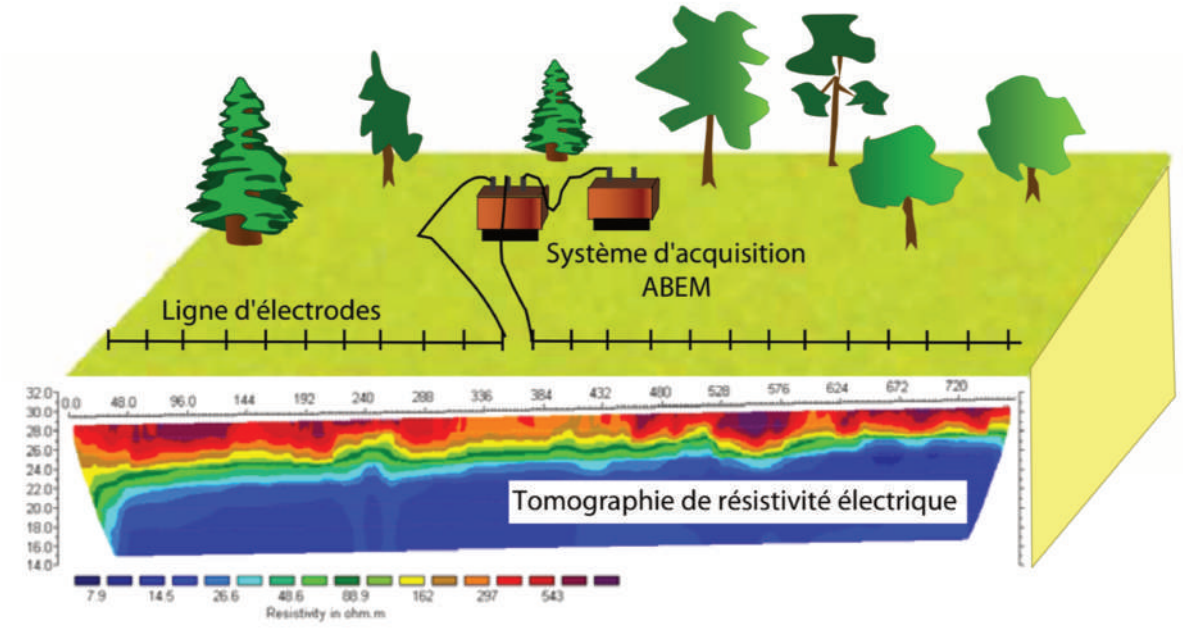


Figure 57 – Exemple de dispositif de mesures de tomographie électrique. Sur la ligne d'acquisition, deux électrodes permettent l'injection du courant électrique, tandis qu'au minimum deux autres électrodes mesurent la différence de potentiel électrique. L'image obtenue après inversion correspond à une tomographie de résistivité électrique (image d'après Naudet, 2004).

La première étape dans le traitement des données consiste à construire des pseudo-sections, obtenues en reportant la valeur de la résistivité apparente mesurée au centre du dispositif à une profondeur qui dépend de la distance entre chaque électrode. Afin obtenir une image montrant les variations de résistivité réelle, il faut faire une inversion sur les pseudo-sections. Cette inversion est basée sur un processus itératif qui a pour but de réduire l'écart (ajustement par la méthode des moindres carrés) entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section calculée

à partir d'un modèle de résistivité électrique. Le modèle est corrigé à chaque itération afin de minimiser la différence entre les 2 pseudo-sections. La différence entre pseudo-section mesurée et calculée est appelée RMS (Root Mean Square). Cette séquence est répétée jusqu'à obtenir une RMS comprise entre 2 et 5%. La dernière étape de traitement consiste à ajouter la topographie du terrain mesurée pour chaque électrode le long du profil.

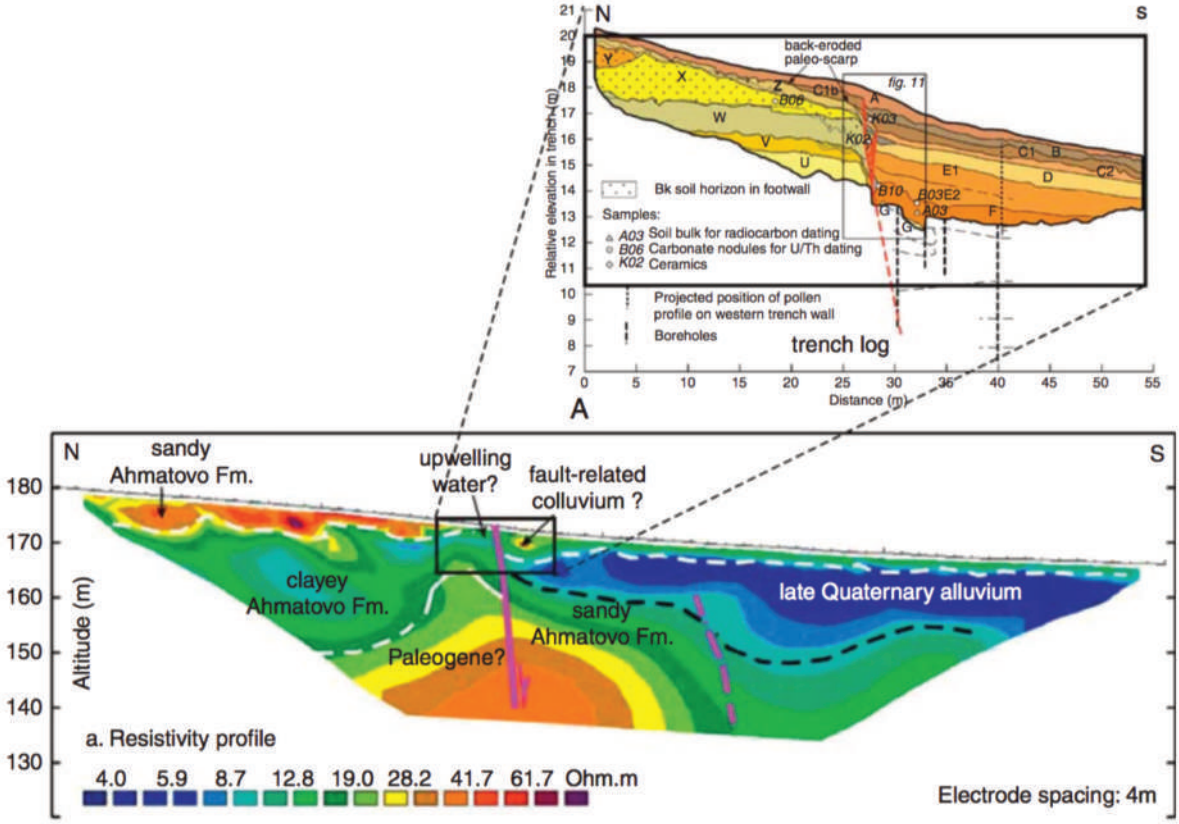


Figure 58 – Profil électrique et log paléosismologique sur la faille normale de Chirpan, Bulgarie (d'après Vanneste et al., 2006).

L'interprétation géologique de telles données géophysiques peut s'avérer compliquée car les données finales 2D sont moyennées sur un volume. Toutefois cette méthode a déjà été implémentée en paléosismologie. L'idée est alors de générer un profil électrique avant l'ouverture d'une tranchée, afin de confronter les observations réelles avec les données de résistivité électrique (Figure 58). Les limites que nous avons rencontrées sont que de faibles contrastes de résistivité entre les couches géologiques rendent les données plus incertaines, et plusieurs couches d'une nature différente peuvent apparaître de manière similaire sur un profil

électrique. Cependant, dans notre zone d'étude, les variations de lithologie et de résistivité sont suffisamment importantes pour que cette méthode apporte une information pertinente.

Tous les profils présentés au cours de ce travail de thèse ont été acquis avec le système ABEM- Lund Imaging System (SAS4000 + ES1064) ainsi que le protocole de Schlumberger-Wenner utilisés au SiGEO au CEREGE. La localisation des électrodes et les corrections topographiques ont été réalisées grâce à un GPS Trimble. Les inversions ont été faites grâce au logiciel RES2DINV (Loke et Barker, 1996).

c) Apport de la tomographie électrique en géosciences

La tomographie électrique est utilisée en sciences de la Terre car elle permet d'observer des contrastes de résistivité dans le sous-sol, qui peuvent être ensuite corrélés et interprétés par rapport à la géologie locale. Vanneste et al. (2006) ont pu lier des observations néotectoniques dans une tranchée de paléosismologie sur la faille de Chirpan en Bulgarie avec des mesures géophysiques (Figure 58), démontrant ainsi l'applicabilité de cette méthode dans les études de déformations tectoniques. Terrizano et al. (2012) ont obtenu des mesures de résistivité électrique sur des structures néotectoniques du piémont des Andes Centrales en Argentine afin d'étudier le lien entre ces structures et la tectonique locale. Ils ont ainsi pu déceler de la déformation tectonique en profondeur liée à des failles inverses sub-verticales, invisibles dans les dépôts Holocène en surface (Figure 59). Grützner et al. (2015) ont aussi appliqué cette méthodologie à la faille de Rurrand en Allemagne, qui connaît des déformations très lentes. Leurs profils électriques ont permis de retrouver la zone de faille en profondeur.

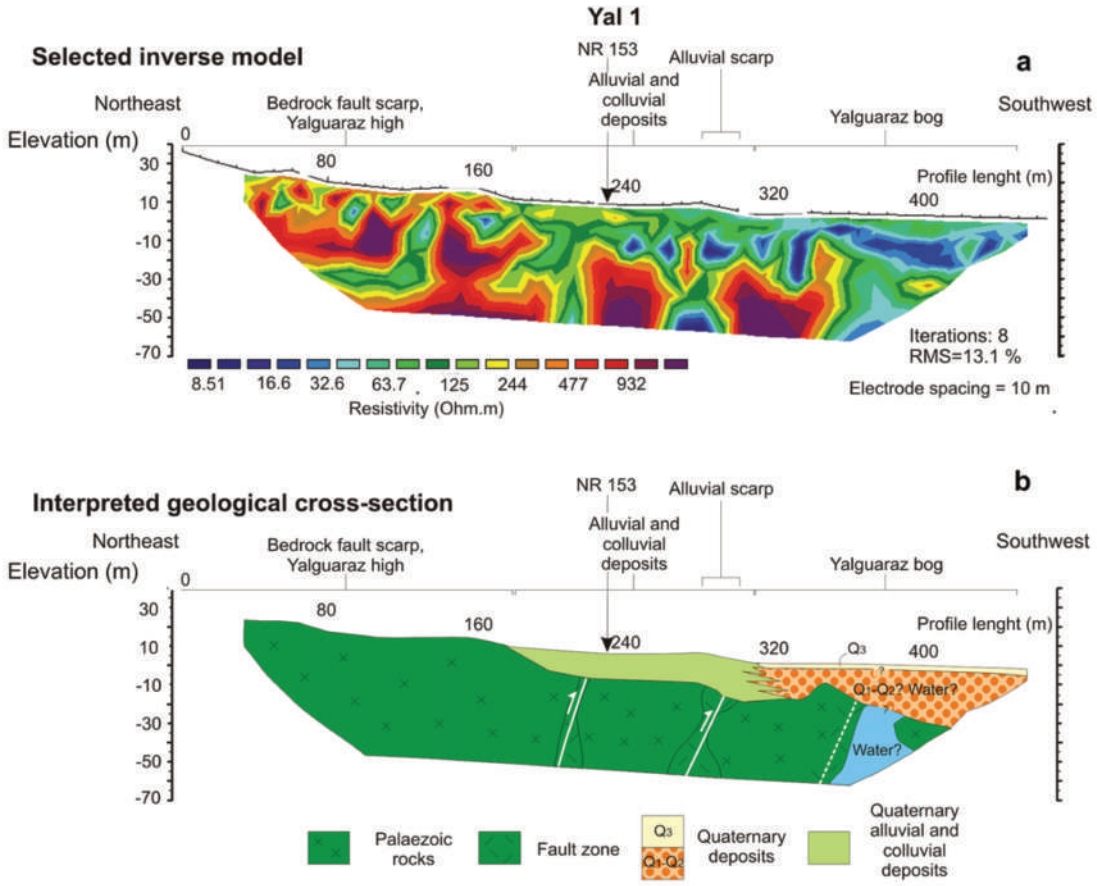


Figure 59 – (a) Profil électrique et (b) interprétation géologique sur un cône alluvial en Argentine (d'après Terrizano et al., 2012).

4) Paléosismologie et tranchées de paléosismicité

a) Principe de la méthode

La paléosismologie consiste à étudier la sismicité Quaternaire grâce à l'implémentation de diverses techniques, notamment les tranchées de paléosismicité, qui correspondent à des tranchées ouvertes plus ou moins perpendiculairement à la trace d'une faille en surface (parfois parallèlement à la trace de faille). Le but de cette méthode est d'observer directement la géométrie des couches géologique des premiers mètres sous la surface, afin de mieux comprendre la façon dont les sédiments récents se sont déposés et ont incisé les couches les plus anciennes, et aussi de déceler des signes de déformations récentes (Figure 60 et Figure 61). Des décalages centimétriques à pluri-décimétriques peuvent généralement être liés à de la déformation co-sismique et donc à un événement sismique, tandis que des stries, des galets

cisaillés ou encore des graviers/galets réorientés sont généralement les témoins de déformation au sens large et ne peuvent pas être associés directement à un séisme.

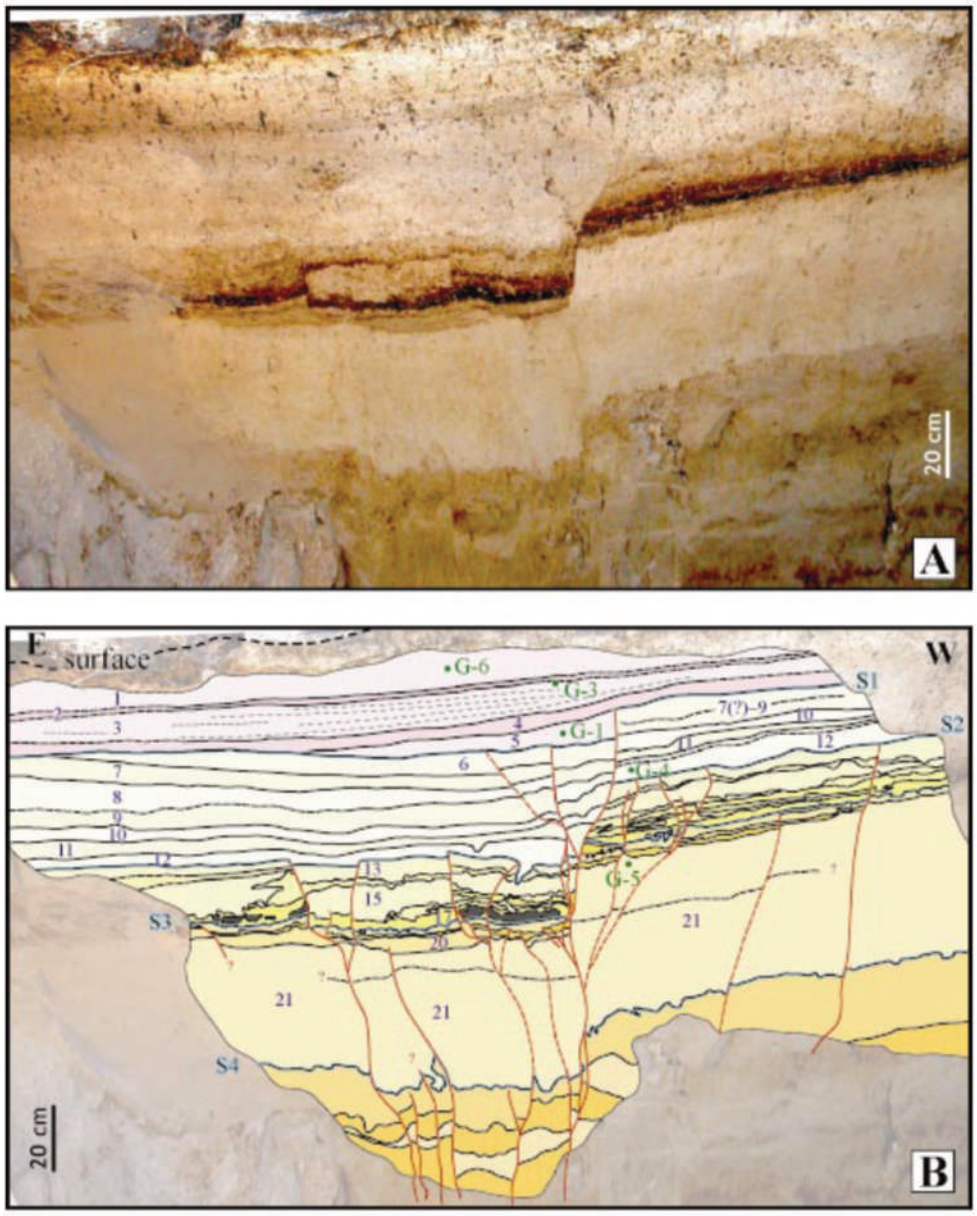


Figure 60 – Photographie prise dans une tranchée de paléosismicité montrant de la déformation par faille normale sur la faille du Levant au Liban (A) et l'interprétation qui en a été faite sur un log paléosismologique (B) (d'après Daëron et al., 2005).

Différents types de failles vont permettre différentes observations sur les parois d'une tranchée. En effet, de par la nature d'une tranchée, généralement creusée plus ou moins perpendiculairement à la trace supposée du segment de faille en surface, il est plus simple d'y observer des mouvements verticaux c'est-à-dire normaux (voir par exemple Figure 60 et Daëron et al., 2005) ou inverses (e.g. Figure 61 ou par exemple Hossler et al., 2016).

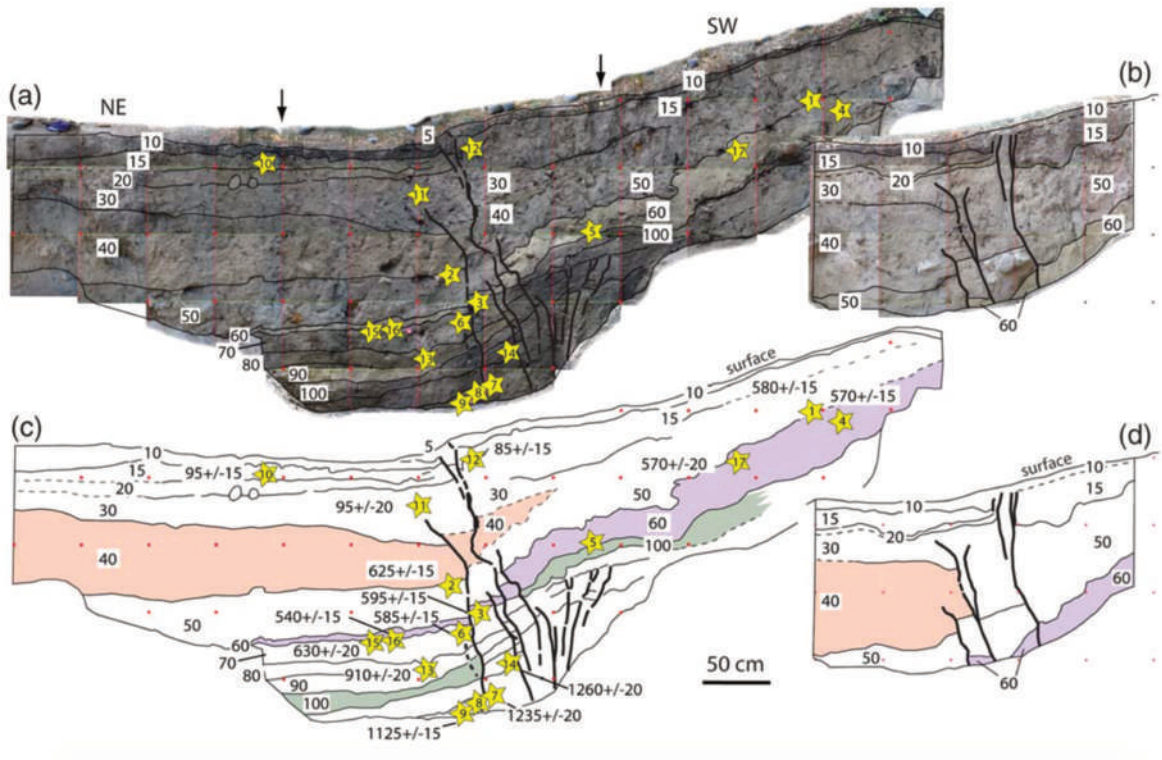


Figure 61 – Photographie (a et b) et log paléosismologique associé (c et d) de la faille de San Jacinto centrale en Californie (d'après Salisbury et al., 2017). Les auteurs y décrivent notamment des déformations inverses.

Parfois des plans de failles sont visibles dans du matériel riche en galets par l'intermédiaire de galets orientés (Figure 62).

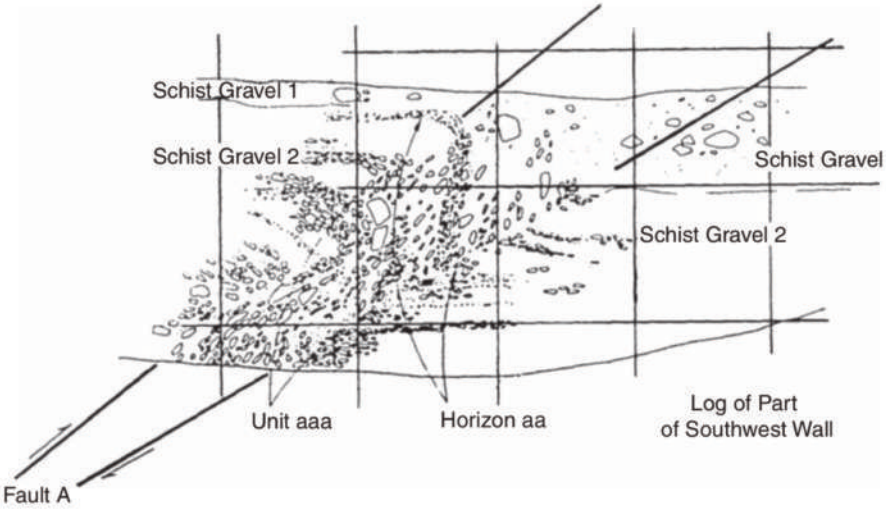


Figure 62 – Log paléosismologique illustrant la ré-orientation de galets sur une zone de près d'un mètre de large dans un contexte compressif (d'après Beanland et al., 1986).

Il est aussi possible d'étudier de la déformation causée par des failles principalement décrochantes grâce aux tranchées de paléosismicté, comme par exemple la faille de San Andreas en Californie (McGill et al., 2002). Dans ce cas de figure, la déformation se caractérise latéralement sur le mur d'une tranchée par des structures en fleur (Figure 63).

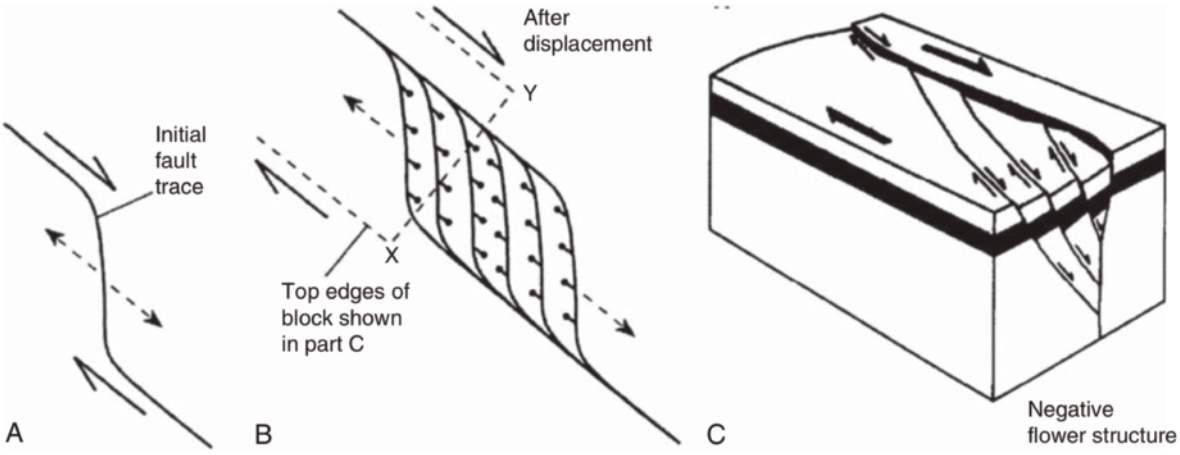


Figure 63 –Représentation schématique de la formation d'un complexe extensif en surface (A et B) et du bloc diagramme en profondeur correspondant (C) (d'après Twiss et Moores, 1992).

b) Ouverture d'une tranchée, préparation et logging

Une fois que le site d'ouverture d'une tranchée est déterminé, il est nécessaire d'en vérifier la faisabilité avec les autorités compétentes. En particulier, la présence de conduites d'eau ou de gaz ou encore de structures souterraines peut empêcher le creusement d'une tranchée. Dans le cadre de cette thèse, il a été décidé d'ouvrir une tranchée paléosismologique à Vinon-sur-Verdon en Provence, SE de la France. Dans le cas de petites tranchées, il est possible de se servir uniquement de pelles, mais dans notre cas, une pelle mécanique avec un bras long de plusieurs mètres de longueur a été utilisée car la tranchée avait une longueur planifiée d'environ 30 mètres pour une profondeur de plus de 4 mètres (Figure 64A et B).

Une fois la tranchée ouverte, il convient de logger en détails les formations géologiques ainsi que les potentielles fractures sur chaque paroi sur du papier millimétré, permettant une précision centimétrique. Afin de référencer spatialement le logging, une grille, appelée carroyage, est installée à l'aide de clous et de fil sur chacune des parois (Figure 64C). Dans notre cas, un quadrillage de 1 mètre par 1 mètre a été posé.



Figure 64 – A) Ouverture de la tranchée de Vinon-sur-Verdon à l'aide d'une pelle mécanique. B) Tranchée après ouverture, sans carroyage. C) Vue à l'intérieur de la tranchée une fois le carroyage installé.

De façon similaire, chaque échantillon de charbon ou OSL collecté dans une tranchée est reporté avec précision sur le log.

c) Datation ^{14}C

La datation par le carbone 14 est une méthode de datation radiométrique basée sur la mesure de la concentration en isotopes ^{14}C dans la matière organique d'échantillons dont on veut mesurer l'âge absolu. L'âge mesuré correspond au temps écoulé depuis la mort de l'organisme (Figure 65). Le ^{14}C résulte du bombardement neutronique d'atomes d'azote 14 (^{14}N) dans la haute atmosphère. La proportion de ^{14}C radioactif contenu dans l'atmosphère ($1.17.10^{-10}$%) est d'un ordre de grandeur plus faible que celle des isotopes stables ^{12}C (98.9%) et ^{13}C (1.1%). Les organismes vivants assimilent le carbone sous différentes formes, comme par exemple le CO_2 pour les plantes. Lorsque les organismes sont encore vivants, leur rapport $^{14}C/^{12}C$ est à l'équilibre avec celui de l'atmosphère ($1.3.10^{-12}$). Une fois l'organisme mort, le ^{14}C se désintègre en ^{14}N, ce qui mène à une baisse progressive du rapport $^{14}C/^{12}C$, la demi-vie du ^{14}C étant de 5730 ± 40 ans pour une constante de désintégration λ égale à $1.21x10^{-4}$ an^{-1}. Ce rapport peut être mesuré soit par la mesure de l'activité radioactive d'un échantillon soit par un spectromètre de masse, permettant ainsi l'estimation du temps écoulé depuis la mort de l'organisme (voir Taylor, 1997 pour un panorama complet sur la méthode). Ces différentes propriétés du ^{14}C font en sorte que les échantillons de plus de 40000 ans ne peuvent être datés car la concentration en ^{14}C est alors trop faible pour être mesurée par les techniques disponibles actuellement, ce qui limite l'usage de cet isotope du carbone au calcul d'âges relativement récents.

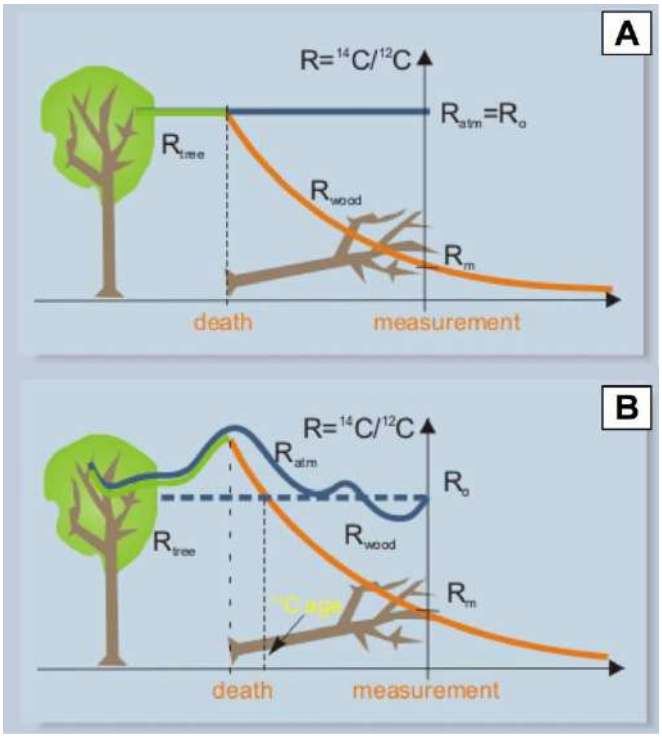


Figure 65 – Principe de la datation au carbone 14. A) Évolution au cours du temps du ratio $^{14}C/^{12}C$ d'un organisme après sa mort (le ratio étant à l'équilibre avec l'atmosphère du vivant de l'organisme). B) Évolution temporelle du ratio en tenant compte des variations de concentrations en ^{14}C dans l'atmosphère au cours du temps (source : site web du laboratoire de Poznan, sollicité pour les mesures effectuées pour ce travail).

Le rapport $^{14}C/^{12}C$ dans l'atmosphère n'a cependant pas été uniforme et constant au cours du temps, mais a connu des variations dues notamment à l'intensité variable du rayonnement cosmique et du champ magnétique terrestre (Mazaud et al., 1991), ou bien à cause de l'activité humaine (essai des bombes H, bombardement de Hiroshima et Nagasaki, accident nucléaire de Tchernobyl, etc.). De ce fait, les âges calculés grâce à cette méthode sont calibrés à l'aide d'une courbe de calibration régulièrement mise à jour (Reimer et al., 2013). Par exemple, la méthode $^{234}U/^{230}Th$ a été appliquée à des coraux afin d'améliorer la courbe de calibration pour les âges supérieurs à 10000 ans (Fairbanks et al., 2005).

Au cours de ce travail, 50 échantillons ont été collectés sur les deux parois de la tranchée de Vinon-sur-Verdon. Une analyse anthracologique a été effectuée au préalable sur les vingt échantillons ayant été sélectionnés et envoyés pour datation au laboratoire de Poznan, Pologne. Des détails supplémentaires sont disponibles en partie III)C) page 151.

La limitation de la méthode carbone 14 sur l'âge maximum que l'on peut mesurer dans un échantillon pose cependant un problème dans notre cas d'étude. En effet, pour nos travaux paléosismologiques, il était nécessaire de pouvoir dater des sédiments plus vieux que 40000

ans. Pour ce faire, nous avons utilisé la datation par luminescence optique (Optically Stimulated Luminescence – OSL), dont les principes sont détaillés dans le paragraphe suivant.

d) Datations OSL

La datation OSL (Optically Stimulated Luminescence, ou luminescence stimulée optiquement) est une technique développée depuis les années 1980 (Huntley et al., 1985 ; Rhodes, 2011 ; Galbraith et Roberts, 2012) qui connait un essor récent en géomorphologie et en morphotectonique. Elle est basée sur le fait que les minéraux peuvent absorber et garder de l'énergie. Le signal de luminescence est produit par des cristaux non parfaits, contenant des défauts de structures ainsi que des impuretés, constituant alors des pièges électroniques ou encore « traps », qui sont source d'attractions d'électrons libres. Dans l'environnement, l'énergie absorbée par un minéral provient des radiations émises par les radio-isotopes contenus dans le matériel de la croûte terrestre. Ces radio-isotopes ont été créés après bombardement des matériaux par les rayons cosmiques. Ces atomes bombardés vont alors relâcher des électrons libres qui vont s'accumuler dans les pièges électroniques (Figure 66).

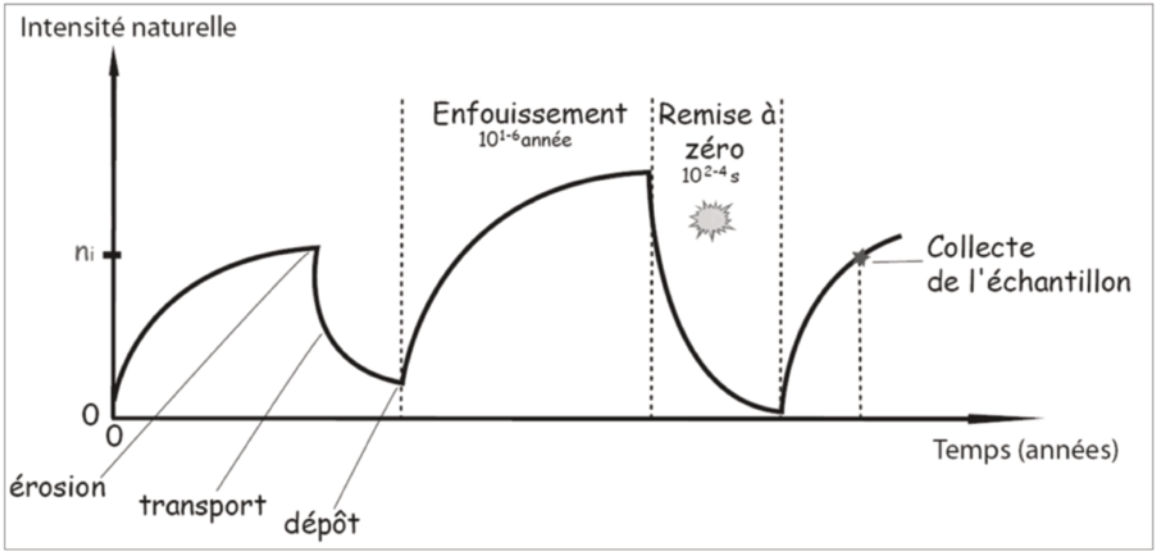


Figure 66 – Principe des variations d'énergie stockée au niveau d'un sédiment dans un milieu naturel au cours du temps. Cette intensité est remise à zéro (blanchiment) lorsque le matériel est soumis à la lumière naturelle (Soleil) après transport, puis augmente au cours du temps après dépôt et enfouissement complet. Cette intensité peut ne pas être totalement remise à zéro lors du transport avant dépôt du matériel (cas de gauche). On parle alors de matériel mal blanchi.

Le temps de piégeage dépend de l'intensité des rayonnements, de la température du matériel et du nombre de pièges dans un minéral donné. Dans la nature, quand un minéral est exposé à la lumière du Soleil ou chauffé à haute température (environ 500°C), une partie ou toute l'énergie stockée dans les pièges électroniques va être relâchée : on dit alors que le matériel a été « blanchi » (Figure 66). L'ensemble des photons relâchés constituera une dose environnementale ou dose équivalente D_e (*equivalent dose*). Le taux de radiation absorbé par le minéral, également appelé dose annuelle D_r (*dose rate*), est proportionnel à la concentration des radio-isotopes dans le matériel échantillonné et de l'intensité des rayonnements cosmiques sur le site. L'estimation des doses équivalentes et des doses annuelles des échantillons collectés permet de déterminer l'âge d'enfouissement d'un sédiment en faisant le simple rapport de la dose équivalente (D_e) sur la dose annuelle (D_r).

En laboratoire, le phénomène de luminescence est généré en exposant un échantillon à une stimulation optique ayant une longueur d'onde spécifique. L'intensité de la mesure dépendra principalement du nombre de pièges électroniques remplis et de la nature du matériel. Il faut noter qu'en moyenne, seul un minéral sur cinq contient assez de défauts électroniques permettant une mesure par luminescence. En géologie, les minéraux les plus couramment utilisés pour une analyse par luminescence stimulée optiquement sont le quartz, le feldspath, le mica ou encore le gypse.

La luminescence donne de bons résultats pour dater des sédiments quaternaires, et son intégration dans les travaux de morphotectonique est actuellement en plein essor. En effet, des travaux récents ont montré la pertinence de la luminescence, notamment en paléosismologie, avec une incertitude sur l'estimation de l'âge des marqueurs souvent inférieure à 20 % (e.g. Fattahi et al., 2006 ; Nissen et al., 2009 ; Castillo et al., 2014 ; Landgraf et al., 2016). Cette technique de datation permet également de contraindre l'âge des paléo-séismes, lorsqu'aucun matériel pour une analyse ^{14}C n'est présent dans une tranchée de paléosismologie (e.g. Porat et al., 2001).

Étant donnée la nature des mesures effectuées, les échantillons datés au cours de ce travail ont été collectés à l'aide de tubes métalliques enfoncés à l'aide d'un marteau dans les parois de notre tranchée T3 à Vinon-sur-Verdon (voir partie suivante). Ainsi, ils ont évité toute exposition à la lumière du jour pendant l'échantillonnage, ce qui est fondamental pour éviter le blanchiment des échantillons. Nous avons collecté trois échantillons OSL qui ont été envoyé à l'USGS de Denver, USA pour datation.

C) Article | Approche multi-disciplinaire pour l'étude de la tectonique en milieu de déformation lente – Exemple de la faille de Maragrate, Provence

L'article qui suit va été soumis prochainement pour publication.

Les figures de cet article sont intégrées dans le texte tandis que les tableaux sont regroupés après le texte. Les références citées sont regroupées à la fin du manuscrit de thèse, page 237.

Multi-disciplinary approach to study late Quaternary deformations in a slow-deforming area – Insight from Provence, France

Franck Thomas[1], Magali Rizza[1], Olivier Bellier[1], Jérémy Billant[1], Philippe Dussouillez[1], Jules Fleury[1], Fabrice Hollender[2,3], Philippe Combes[4], Doriane Delanghe[1], Vincent Ollivier[5], Shanon Mahan[6], Vincent Godard[1], Brigitte Talon[7]

1. Aix-Marseille Univ., CNRS, IRD, Coll. De France, CEREGE, Aix-en-Provence, France
2. CEA, DEN, Saint Paul lez Durance, France
3. Université Grenoble Alpes/CNRS/IRD/IFSTTAR, ISTerre, Grenoble, France
4. Geoter SAS Groupe Fugro, 3 rue Jean-Monnet, 34830 Clapiers, France
5. Aix Marseille Univ., CNRS, Minist Culture & Com, LAMPEA, Aix-en-Provence, France
6. U.S. Geological Survey, MS 974, Denver Federal Center, Denver CO USA 80225-5046
7. Aix-Marseille Univ., CNRS, IMBE UMR 7263, Aix-en-Provence, France

[*] Corresponding author: thomas@cerege.fr

Keywords: slow deformation, paleoseismology, LiDAR, electric tomography, granulometry, ^{14}C dating, OSL dating

1) Abstract

The Provence, a region located in the south-east of France, has experienced moderate to strong seismic activity during the last centuries, such as the Lambesc earthquake of 1909 or the 1509 and 1708 Manosque earthquakes. However, the faults in the area undergo very slow slip rates, which does not allow to study deformation with geodetic techniques. These types of historical events in Provence have long recurrence intervals, and rapid erosion in the area has a tendency to erase surface markers of such deformation, making it more complex to study its impact. In an attempt to overcome these constraints, a multi-disciplinary approach has been implemented to improve the understanding of the deformation processes in this context. A LiDAR campaign was undertaken to generate high-resolution images that allow a detailed observation of the current morphology. A campaign of electrical resistivity profiles was conducted in parallel with the aim of opening a paleoseismological trench in Vinon-sur-Verdon, where an abnormal contact between Miocene clays and Pliocene conglomerates was identified on the road side. These investigations revealed the abnormal fault contact at depth, surmounted and sealed by numerous recent Quaternary periglacial and channel units. In addition, granulometric analysis were performed on various units from the trench and exposed calm to energetic deposition environments. Finally, ^{14}C and OSL dating allowed the chronological reconstruction of sediment deposition and erosion cycles as well as the dating of the last identified deformation in the study area, which occurred between approximately 20 ka and at least 195.9 ± 30.8 ka. These results suggest that a multidisciplinary approach is relevant in order to collect information about deformations in very slow slipping areas.

2) Introduction

In slowly deforming intra-continental areas, active fault slip rates can be very low (<<1 mm/year), leading to long recurrence intervals for strong earthquakes (M_w>6), reaching up to several hundreds or even thousands of years. In such contexts, deformation is usually too restrained to be quantified by geodetic data, which suggests that a much longer time span is necessary to observe tectonic deformation (Nocquet, 2012; Fuhrman et al., 2014). Our study area is located in the South-Eastern France Provence basin which is a foreland basin to both the Pyrenean and Alpine orogens, bordered to the South by the Mediterranean Sea. The Provence has been the focus of various structural, geomorphological, seismological and paleoseismological studies since the late 19th century (Bertrand, 1899; Corroy et al., 1964; Clauzon, 1984; Barroux et al., 2001; Chardon and Bellier, 2003; Chardon et al., 2005; Cushing

et al., 2008). Structural studies have used gravity variation measurements and seismic sections to obtain a good mapping of the main faults of Provence and the extent of its sedimentary basin (Terrier et al., 2008; Le Pichon et al., 2010; Espurt et al., 2012; Guyonnet-Benaize et al., 2015; Bestani et al., 2016). It is currently undergoing very slow tectonic deformations caused by the African-European plates convergence and the collapse or isostatic rebound of the Alps (Champion et al., 2000; Baroux et al., 2001; Cushing et al., 2008; Nocquet, 2012). Instrumental seismicity is both weak and sparse in Provence while moderate to strong historical earthquakes are generally spaced in time by more than two centuries (i.e. 1509 and 1708 in Manosque, in the Durance valley 70 km North of Marseille and in 1909 in Lambesc, 20 km North-West of Aix-en-Provence). To investigate on current and past behavior of active faults in slow deformation contexts, and more specifically in Provence, it is essential to implement a multi-disciplinary methodology including proxies relating to different time and spatial scales. For example, historical and instrumental earthquakes provide valuable insight on the location of earthquakes epicenters in a specific area. However, linking intensities of historical earthquakes to a specific active fault is often challenging and depends on the preservation of the historic information and the conservation of fault scarps in the landscape. On an intermediate time scale, paleoseismology fills the gap between late Holocene surface observations and ante-Quaternary geological observations. It is a well-developed method to investigate past tectonics events or deformations in a specific location. It consists in the logging of late Quaternary units on a natural or human-made scarp, whether on the road side, a quarry or in a trench specifically opened for this purpose. Using this technique along with geomorphological mapping, Zeng et al. (2006) managed to recover a well-constrained sequence of the six most recent offsets of the San Andreas fault at the Wallace Creek site, bringing implications for earthquake recurrence models. Similarly, Sapkota et al. (2012) identified the primary surface ruptures corresponding to the great Himalayan earthquakes of 1255 and 1934 by using geomorphological mapping, paleo-seismological logging and carbon dating. Most noteworthy, in contexts of slow continental deformation, it can bring insights into recent tectonic history, such as in the lower Rhine Embayment in Germany (Vanneste et al., 1999; Vanneste and Verbeek, 2001; Meghraoui et al., 2000; Grützner et al., 2016).

Despite an extensive knowledge of the French South-Eastern geology, the nature of seismogenic deformations in Provence leads to the fact that major structures and their subsidiary features in the region remain unclear. In the wake of this statement, we propose an extended multi-proxy approach to tackle the problem of studying recent deformation in the context of intra-continental slow deforming areas. The goal of our field investigations is to study possible deformation that may have occurred during the Late Quaternary history. The first step consists in analyzing its impact on local geomorphology. We focus here on the topography extracted from high resolution LiDAR (Light Detection And Ranging) data to provide precise geomorphological mapping. Then, geophysical investigations were carried out

to image the underground, followed by the opening of several paleoseismological trenches, which enabled direct observation and logging of geological layers. A comprehensive sampling was carried out in the last trench for sedimentologic and age constraints. By combining these different proxys and methodologies, we can bring a valuable deformation appraisal in a location where tectonic activity is otherwise complicated to assess.

3) Geological setting

a) Geology of Provence

The geology of Provence (see Figure 67) consists of late Cretaceous to Paleogene (i.e. Pyrenean) north and south-verging fold-and-thrust belts (Tempier, 1987; Terrier et al., 2008; Espurt et al., 2012; Bestani et al., 2016). In northern Provence, Pyrenean structures were reactivated during the Neogene shortening that led to north- and south-verging thrust faults (Combes, 1984; Villeger and Andrieux, 1987; Chardon and Bellier, 2003). Two NE-trending crustal-scale left-lateral strike-slip fault systems (the Nîmes and Middle Durance fault systems) have significant implications in the differential N-S shortening during Pyrenean and Neogene shortening episodes. They are inherited from Late Paleozoic strike-slip structures (Arthaud and Matte, 1974). The late-Cretaceous to early-Tertiary Pyrenean orogeny re-activated them as strike-slip faults. This orogeny event was also the origin of East-West ramp anticlines distributed from the Mediterranean coast up North to the Ventoux-Lure mountain (e.g. Chardon and Bellier, 2003; Clauzon et al., 2011). These ramp anticlines were later re-activated as normal faults during the Oligocene regional extension, thus leading to several Oligocene sedimentary basins (Roure et al., 1992; Hyppolite et al., 2012). Subsequently, the Miocene Alpine orogeny (resulting from the collision between the Italian peninsula and mainland Europe) lead to Provence becoming the foreland basin for both the Pyrenean and the Alpine mountains (Champion et al., 2000; Baroux et al., 2001; Chardon and Bellier, 2003; Molliex et al., 2011). The latest deformation phase resulted in the uplift and rejuvenation of pre-existing reliefs (Larroque et al., 2009) and is noted as limited (Bestani et al., 2016).

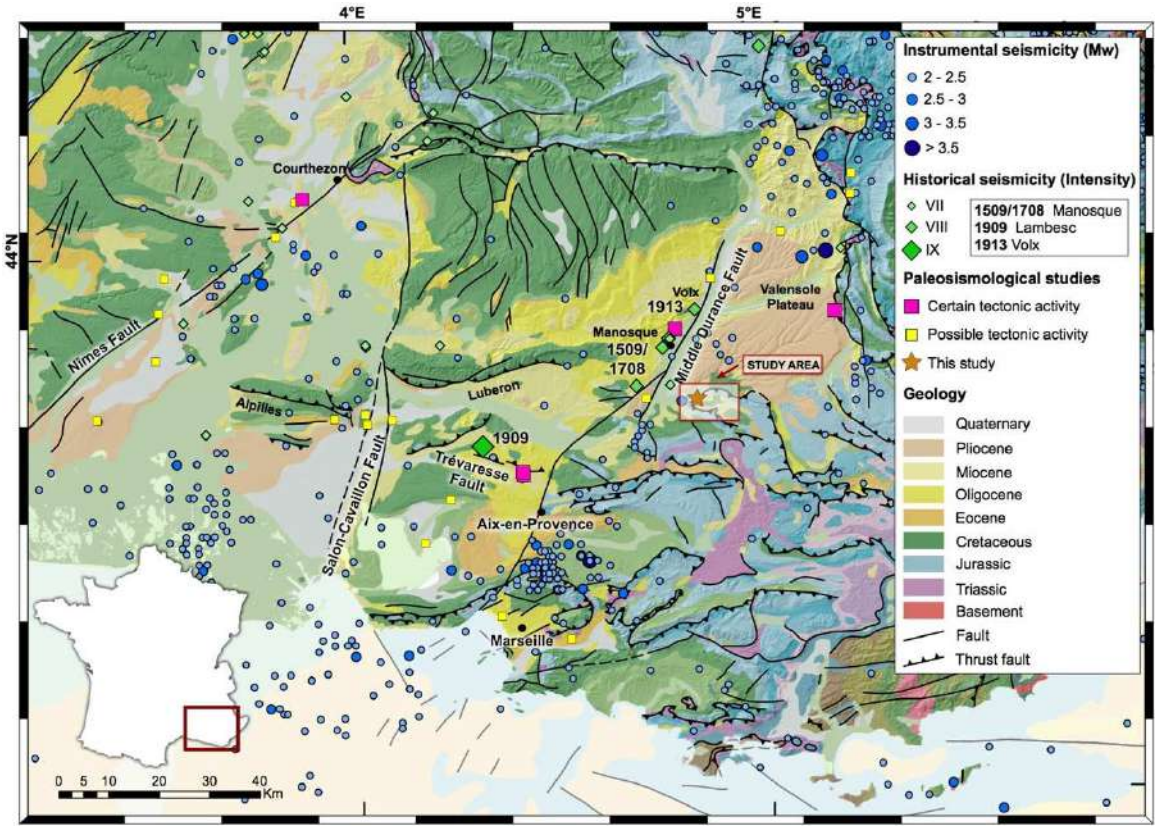


Figure 67 - General geological map of Provence displaying geology, major faults and ranges. Historical (SisFrance) and instrumental (SI-Hex catalogue, data from 1963 to 2009) earthquakes are displayed, as well as the location of various paleoseismological studies (Neopal catalogue).

The Middle Durance Fault System (MDFS), a major NNE-SSW structure, divides Provence in two structural domains (Cushing et al., 2008): to the West lies a thick Mesozoic to Oligocene sedimentary cover (up to 12 km) and to the East the sedimentary cover is much thinner (up to 2 km in thickness) (Le Pichon et al., 2010). South of the Valensole plateau, the Eastern MDFS domain is characterized by a succession of compartmented fold-faults (see Figure 67). Three types of geological structures co-exist in this area: a WNW-trending fold and thrust belt, a NNE-trending strike-slip fault system and North-trending horst and graben systems (Morabito, 1967). In addition, several E-W trending fault structures define the landscape of the area since the late Cretaceous. In particular, the Trévaresse fault (TF) is mapped as two main segments and is related to the growth of a fold developed from the Miocene through to the Pleistocene (Chardon and Bellier, 2003). Baroux et al. (2003) proposed a study of the source parameters from the 1909 Lambesc earthquake that yield an estimated moment magnitude of 6.0. The recent “French seismic CATalogue” (FCAT-17) proposed by Manchuel et al. (2017) provided a moment magnitude of 5.7 for the Lambesc earthquake.

During the Late Miocene Messinian era, a major Mediterranean Sea level drop event, called the Messinian Salinity Crisis, affected Provence. It consisted in a sea-level drop of 1500 meters (e.g. Clauzon, 1982; Gautier *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 1999; Mocochain *et al.*, 2009), deeply affecting the fluvial network due to the variation of the base level and to intense regressive river erosion. This event created deep canyons, which were later filled by marine and continental sediments once the Mediterranean Sea was again connected to the Atlantic Ocean approximately 5.32 Ma ago.

During the Plio-Quaternary, tectonic deformation continued to take place in Provence but at a lower rate. Various studies demonstrate late-Quaternary tectonic activity with large earthquakes (reaching M_w>5.7) (Baroux et al., 2003, Chardon et al., 2005). Balanced cross sections (Champion et al., 2000), offsets of geological markers (Chardon and Bellier, 2003) or geodetic studies (Nocquet, 2012) confirm that tectonic deformation in Provence is very slow with, for example, submillimetric slip rates for the MDFS (Cushing et al., 2008) and on the TF (Chardon and Bellier, 2003; Chardon et al., 2005). Morphological observations along active fault segments are challenging mainly because the Mediterranean climate prevailing over this area induces fast erosion of landforms with denudation rates estimated at around 30 mm/ka (Siame et al., 2004; Molliex et al., 2011; Godard et al., 2016; Thomas et al., 2017). This difference in the rates of tectonic and geomorphic processes has for consequence that tectonic geomorphic markers tend to be rapidly eroded away, making it challenging to perform morphotectonic studies.

b) Active tectonics

The previously mentioned slow tectonic deformation in Provence implies that no single stand-alone method can be used to accurately evaluate deformation at a single location. Jomard et al. (2017) compiled data on many faults in France in order to reconstruct a database of potentially active faults of metropolitan France. Manchuel et al. (2017) worked on moment magnitude M_w on both instrumental (SI-Hex catalogue, Cara et al., 2015) and historical seismicity (data extracted from the SisFrance catalogue, BRGM, EDF, IRSN, 2017) in continental France to create a new seismicity catalogue (FCAT-17). In fact, the absence of moderate and strong earthquakes (M_w > 6) recorded by seismometers during the previous sixty years in Provence, the sub-millimetric GPS velocities associated to very low faulting rates, as well as the rapid surface erosion of potential tectonic geomorphic markers impede mapping and identifications of the active fault segments. In such cases, historic and instrumental seismicity give a first glance into recent tectonic activity of a fault. The addition of paleoseismologic investigation extends the time window for the observation of a structure from the last

millennium to the late Quaternary. In this regard and as described above, Provence has a long-standing record of paleoseismic, historic and instrumental earthquakes: the MDFS and TF are the only faults in the metropolitan France area where seismicity has been documented on these three different time scales.

i. Instrumental seismicity

The seismicity of the study area is presented in Figure 67 with the SI-Hex catalogue used for the instrumental earthquakes (Cara et al., 2015), which documents seismicity from 1963 to 2009. This catalogue was published in 2014 and aimed at bringing together seismic data from the Bureau Central Sismologique Français (BCSF) and the Laboratoire de Détection et de Géophysique (LDG). The most important earthquake referenced in the SI-Hex catalogue in Provence was recorded in February 1984 approximately 15 km to the South-East of Aix-en-Provence and has been estimated at M_w=3.6. The immediate surrounding of the TF (see Figure 67 for faults locations) is characterized by low magnitude earthquakes, with only one event with M_W>2.4 recorded in the SI-Hex catalogue. Similarly, the Salon-Cavaillon fault is surrounded by earthquakes with M_W<2.5. The Nîmes fault has encountered more tectonic activity in the last 50 years with 9 earthquakes in the direct vicinity of the fault with M_W>2.5, the largest one at M_W=3.1 in 1986. We can also observe a cluster of weak seismicity related to mining activities to the South of Aix-en-Provence (Figure 67). The SI-Hex catalogue documents a low seismic activity along the MDFS from 1963 to 2009, with approximately forty events with M_W>1.8 located in the direct vicinity of the system, the highest being M_W=2.8 in 1963. It is noteworthy that earthquakes in Provence with M_W>3 are almost non-existent since the 1960s. We can however cite two seismic events in the MDFS area during the 2010s, both included in the RéNASS (Réseau NAtional de Surveillance Sismique) database: the M_L 2.9 event 3 km from Manosque in 2010 and the M_L 3.3 event 11 km to the north of Manosque in 2012. Using the recorded seismicity along the MFDS, Cushing et al. (2008) computed 27 focal mechanisms, which show a dominant left-lateral strike-slip faulting with a N-trending compression. The authors propose that the MDFS acts as a southward transfer zone of the external Alpine front in Western Provence between the NNW-striking Digne thrust and the south-verging Trevaresse thrust system.

ii. Historical seismicity

In Provence, historical earthquakes have been documented during the past 500 years, the most important ones located mainly near Manosque, a town in the Middle Durance Valley 40

km North-East of Aix-en-Provence, and Lambesc, 20 km to the North-West of Aix-en-Provence. The SisFrance catalogue is the main source of information concerning historical seismicity in France (see Figure 67). Historical earthquakes occurred in this area in 1509 and 1708 (seismic intensities up to VIII, Quenet et al., 2004), and in Volx in 1913 (intensity up to VII-VIII, Cushing et al., 2008) (see location on Figure 67). These events, that occurred at a rather shallow depth, are related with the MDFS and attest that the part of this fault system that affects the sedimentary cover is still currently active and producing earthquakes (Volant et al., 2000; Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008). The Lambesc earthquake on 11th June 1909, with intensities up to IX (VIII-IX after site effects corrections) (Baroux et al., 2003) was associated to the TF with an epicenter located 15 km to the North-West of Aix-en-Provence (see Figure 1) (Chardon and Bellier, 2003).

iii. Previous structural and paleoseismological investigations in Provence

In the past three decades, several studies aiming at better understanding faults behavior have been carried out in Provence. The main idea is to identify faults that have produced earthquakes in the past 50 000 years, estimate maximum magnitude and fault slip rates, extend the seismic catalogue and improve our knowledge on earthquakes recurrence intervals on specific faults in order to improve seismic hazard assessments. Considering the slow velocity of tectonic movement in Provence, these studies need to be multi-disciplinary and mix a variety of methods, such as high-resolution mapping, geophysical investigations and paleoseismology. The Neopal online catalogue lists neotectonic and paleoseismological evidences in France (www.neopal.net), each of them assigned with a corresponding certainty attribute. In Provence, four evidences are listed as "certain" in the Neopal catalogue, two of them located on the Middle Durance fault and the two remaining on the Trévaresse fault (see Figure 67 for location). Trenches studies in Provence mainly concentrated on these two structures, which correspond to the areas with the highest density of historic and instrumental seismicity, but other important faults in the region have been studied as well.

To the West of Provence, the Nîmes fault displays paleoseismic evidence for a surface rupture, which may be associated with a strong earthquake (M_w>6). These observations were made on a subsidiary fault near Courthézon (Pascual, 1978; Combes et al., 1993; Baize et al., 2002), where South-verging reverse faulting was identified in two trenches. In addition, fractured pebbles in contact with the fault, the geometry of the rupture and the presence of Quaternary deposits of both sides of the contact all suggest a single or multiple middle Pleistocene rupture events (Baize et al., 2002).

The Salon-Cavaillon fault located on the Western border of Provence has also been the focus of various studies (Terrier, 1991; Vella and Provansal, 2000). More recently, Molliex et al. (2011) used balanced cross-sections, gravity and seismic reflexion data to realize a detailed structural study of this fault system. Their observations support the fact that this fault is a major structure, which separates the Alpilles from the Luberon range. The authors found that this fault delimits a domain to the West where deformation is accommodated via the rotation of blocks around a vertical axis, whereas to the East, the deformation is accommodated by folding and dip-slip reverse faulting of E-W fold and thrust systems.

Chardon and Bellier (2003) and Chardon et al. (2005) investigated the structure responsible for the 1909 Lambesc earthquake, the largest seismic event of the last century, attributed to the Trévaresse fault re-activation. These studies present multi-disciplinary approaches by combining microtopography, geomorphologic mapping and trenching. A first trench opened across the main fault displays a south-verging reverse fault bringing folded Oligocene units in contact with Miocene layers (Chardon et al., 2005). A second trench was opened across a 1-meter-high scarp, southward of the main Trevaresse fault's scarp, on an alluvial fan resulting from the erosion of the Trevaresse ridge. In this trench, several fault offsets of more than 10 cm are observed, the most recent surface rupture has been associated with the historical 1909 event. Using the offsets and the fault segment length, Chardon et al. (2005) estimate maximum magnitudes M_w of 6.2-6.4 for earthquakes generated by this fault, according to Wells and Coppersmith (1994) empiric laws.

The MDFS has been the center of various structural and paleoseismological studies (Cushing et al., 2008; Guyonnet-Benaize et al., 2015), most notably the La Brillanne and Valveranne indices. At La Brillanne, a reverse fault parallel to the MDFS is visible on the right side of the Durance river, which is compatible with the deformation pattern deduced from regional observations and focal mechanisms (Terrier, 1991; Baize et al., 2002). The authors note that the fault geometry and relief in the area are not compatible with a massive landslide. In Valvéranne, Ghafiri et al. (1995) and Sébrier et al. (1997) described a late Quaternary folded alluvial fan deformed along a N35° axis that authors associated to deformation along a secondary fault, parallel to the MDFS.

4) Study site and the benefits of combining multi-disciplinary approaches

In this paper, we present different methods implemented in order to provide a better assessment of deformation features and ages in a zone where no instrumental or historical

seismicity have been reported, but where an abnormal Miocene/Pliocene contact was observed: the Maragrate area.

a) Geological and evidences of quaternary deformation to the East of the MDFS

As described above, the MDFS separates Provence in two distinct geological domains. To the East of the MDFS, the Digne thrust is a major geological structure resulting from the Alpine orogenesis. By combining fault kinematics in recent rock formations with regional structural analyses, Hyppolite et al. (2012) were able to characterize the recent geodynamics of this slow-deforming area as an oblique strike-slip thrust. Our study site is located in Vinon-sur-Verdon, a municipality 60 km North-East of Marseille, in the French administrative region of Provence-Alpes-Côte d'Azur. The study site is located in Vinon-sur-Verdon, 8 km to the East of the MDFS and in the direct vicinity of the Vinon thrust, a South-dipping reverse fault with a global orientation of N90° (Morabito, 1967; Tempier, 1987) sealed by Miocene units, but it is not located on the thrust itself. Vinon-sur-Verdon is at the toe of the thrust (see Figure 68).

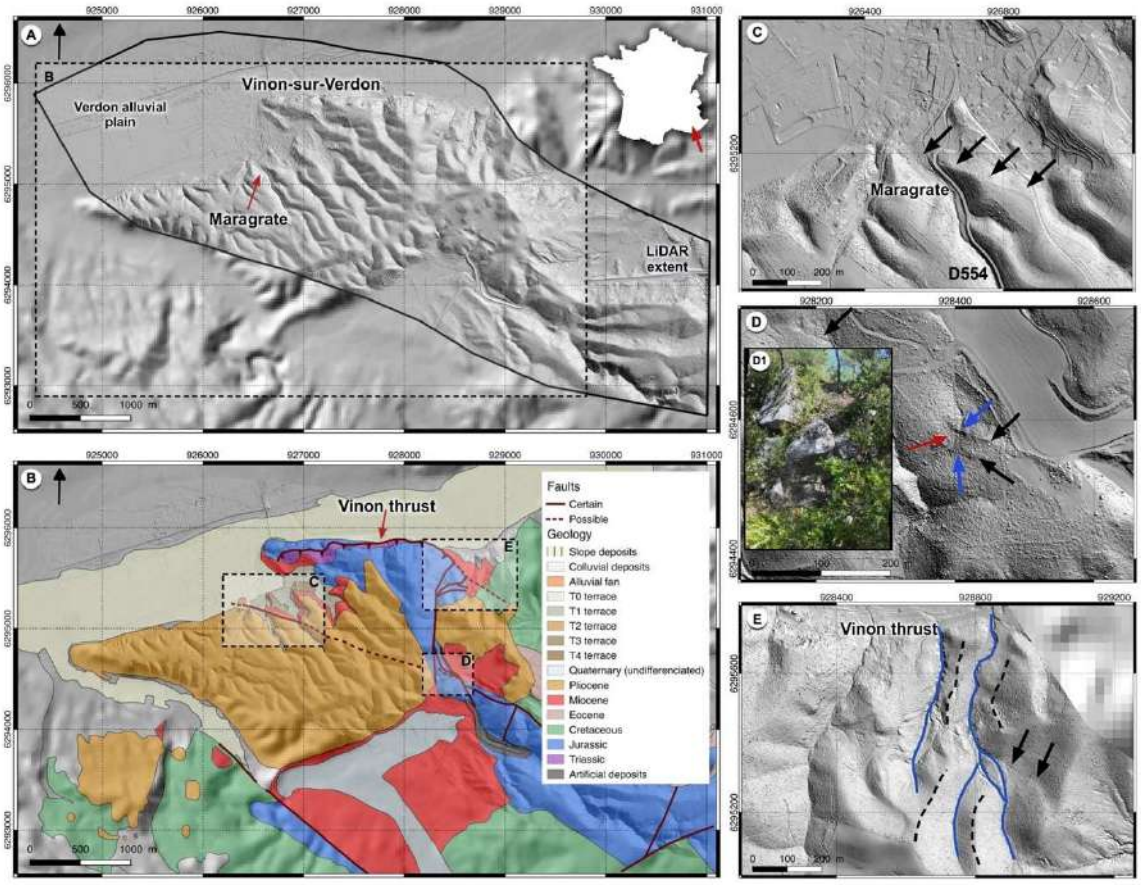


Figure 68 - A) Map displaying the area on which high resolution LiDAR data (30 cm per pixel) was generated for this study. B) Geological map based on the CEA mapping with location of insets C, D and E. C) The Maragrate area, which is the main zone of interest in this study. The N120° orientated contact is visible on the shaded relief map highlighted by black arrows. D) Area situated South-East of Vinon-sur-Verdon, displaying two knickpoints (indicated by blue arrows) associated with morphological scarps (indicated by black arrows). Inset D1 is a picture of one of the knick points identified in this area. E) Area located East of Vinon-sur-Verdon, displaying deeply incised and deviated streams (in blue) as well as offset hillcrests (dashed lines) and potential fault scarps (black arrows).

An abnormal sub-vertical contact between Miocene red clays and Pliocene conglomerates has been observed on the D554 roadside near the center of Vinon-sur-Verdon in the Maragrate valley (Figure 68A for location; Figure 68C). Miocene sandstones, sands and red clays, lying in discordance over Cretaceous units are in abnormal contact with Pliocene conglomerate units (Mercier, 1979, see Figure 69B and Figure 69C). These Pliocene formations are verticalized and are affected by faulting as attested by striated pebbles (Tassy, 2007), compatible with a Plio-Quaternary strike slip movement similar to what was documented on the MDFS (Baroux, 2000). These field observations suggest that deformations may have occurred on this shear zone since the deposition of the Pliocene units 2 million years ago.

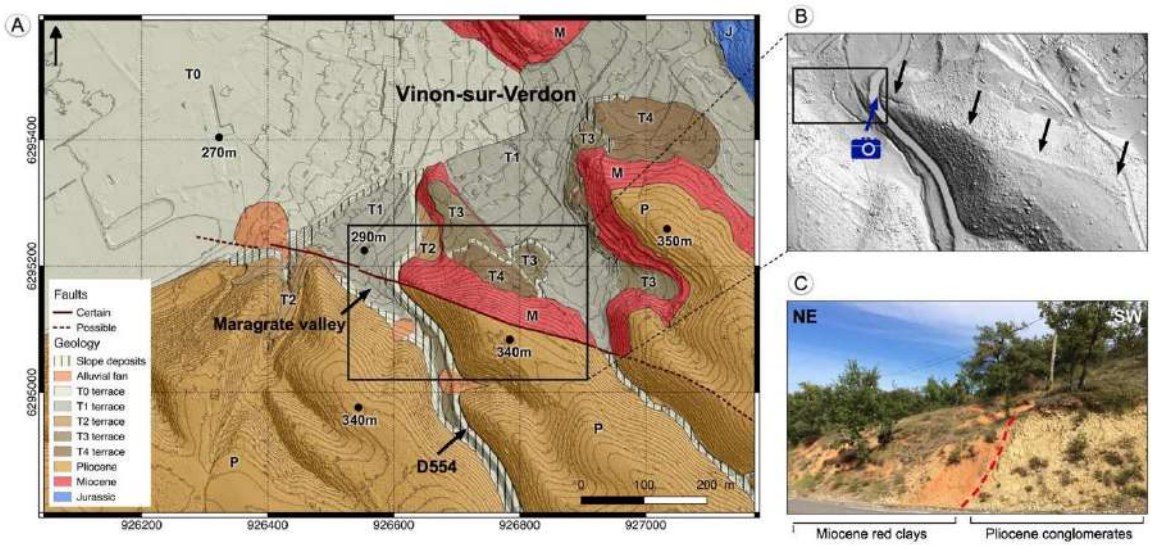


Figure 69 - The Maragrate contact in Vinon-sur-Verdon. A) Geomorphological map of the Maragrate area located near the center of Vinon-sur-Verdon. The contour lines vertical interval is 5 m. B) Shaded relief LiDAR DEM (30 cm resolution) displaying the Maragrate contact. Black arrows indicate the morphological scarp. C) Photograph of the Maragrate contact taken on the roadside (see B inset for picture location) showing the red Miocene clays in abnormal contact with the Pliocene yellow conglomerates.

b) High-resolution topographic data and microtectonic observations

To follow up on the roadside observation, analysis of stratigraphic units and geomorphic anomalies has been performed by using high-resolution topographic data, providing significant morphological signal along strike of the potential extension of the deformation zone. In the recent years, high-resolution topographic elevation models have been extensively used in tectonic and geomorphologic studies (Meigs, 2013; Gold et al., 2013; Cruz Nunes et al., 2015; Zielke et al., 2015). In our study, the data acquisition was performed by an airborne Lidar survey (University of Caen) on the Vinon-sur-Verdon area and along the Vinon thrust (see Figure 68A for LiDAR extent). The area covered has an area of 13.7 km^2 and the resolution of the generated Digital Elevation Model (DEM) is 30 cm/pixel. The advantage of the LiDAR technology is the ability to remove vegetation and human structures, to a certain extent. This is a critical point in our study area because Mediterranean vegetation and human activities impede satellite or field observations. By using high-resolution topographic data, we generated an accurate geomorphologic mapping of alluvial surfaces and tectonic features that we combined with field observations within the study area (see Figure 3).

On the LiDAR DEM, the most interesting morphological features observed in the Vinon-sur-Verdon surroundings are presented in Figure 68. We can follow a morphological scarp for more than 300 meter-long (Maragrate morphological scarp, Figure 68C), reaching up to 1-2 meters height, with a N120° orientation and extending south-eastward of the contact observed along the D554 road. This morphological scarp has no visible extension towards the North on the Verdon alluvial plain (Figure 68A) and towards the South on the Pliocene conglomerates plateau. Its current expression in the morphology probably results from differential erosion between Miocene erosive clays to the North and more indurated conglomerates to the South. This scarp probably extends to the South-East within the Pliocene conglomerates, explaining the lack of scarp features there. However, this behavior is characteristic of slow slip areas with moderate erosion rates where scarp features tend to be destroyed by erosion (Figure 70).

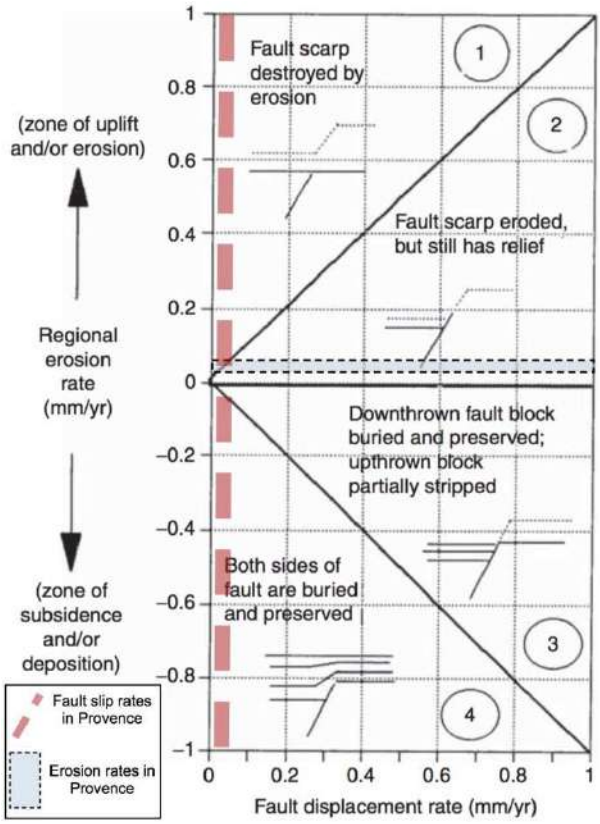


Figure 70 - Schematic representation of a fault scarp behavior depending on local erosion and fault slip rate (modified after McCalpin et al., 2009). Erosion rates in Provence after Godard et al. (2016) and Thomas et al. (submitted) and fault slip rates after Cushing et al. (2008).

However, 1.5 km to the South-East of the Maragrate morphological scarp, two other scarps associated with knick-points (see inset D1 in Figure 68) in massive carbonate units are visible on our high-resolution imagery and where observed on the field (Figure 2D). These features

are in the continuation and present roughly the same N120° orientation than the Maragrate morphological scarp, but may also be associated to the North-South fault segment part of the Vinon thrust (Figure 68B). The deeply incised valleys and offset ridges that are visible on the LiDAR imagery (Figure 68E) may be part of that same system and may also indicate late-Tertiary and Quaternary uplifting in the area. As a result, fault kinematics measurements were performed on Jurassic limestones from the Vinon thrust (Grellet and Combes, 1995). Inversion yields three successive tectonic regimes whose relative ages were constrained using cross-cutting relationship. The former is a compressional tectonic regime characterized by a N35°E trending σ_1 axis (normal to the Vinon thrust trend). It is followed by a transtensional tectonic regime characterized by a N110°E trending $\sigma 3$ axis. The latter is a transpressional tectonic regime characterized by a N115°E trending σ_1 axis. These measurements agree with previously documented Provence's geological history (e.g. Chardon and Bellier, 2003): the late-Cretaceous-Tertiary Pyrenean compression tectonic phase, the Oligocene extension and finally the Miocene Alpine compression. Fault kinematics performed in Miocene to Quaternary deposits in this study (see thereafter) agree with these results.

c) Geophysical investigations

Geophysical investigations have been carried out in the area surrounding the Maragrate morphological scarp (see Figure 71 for location). Using LiDAR data, several locations have been chosen to obtain electric resistivity profiles, in order to better constrain the extent of the Maragrate abnormal contact.

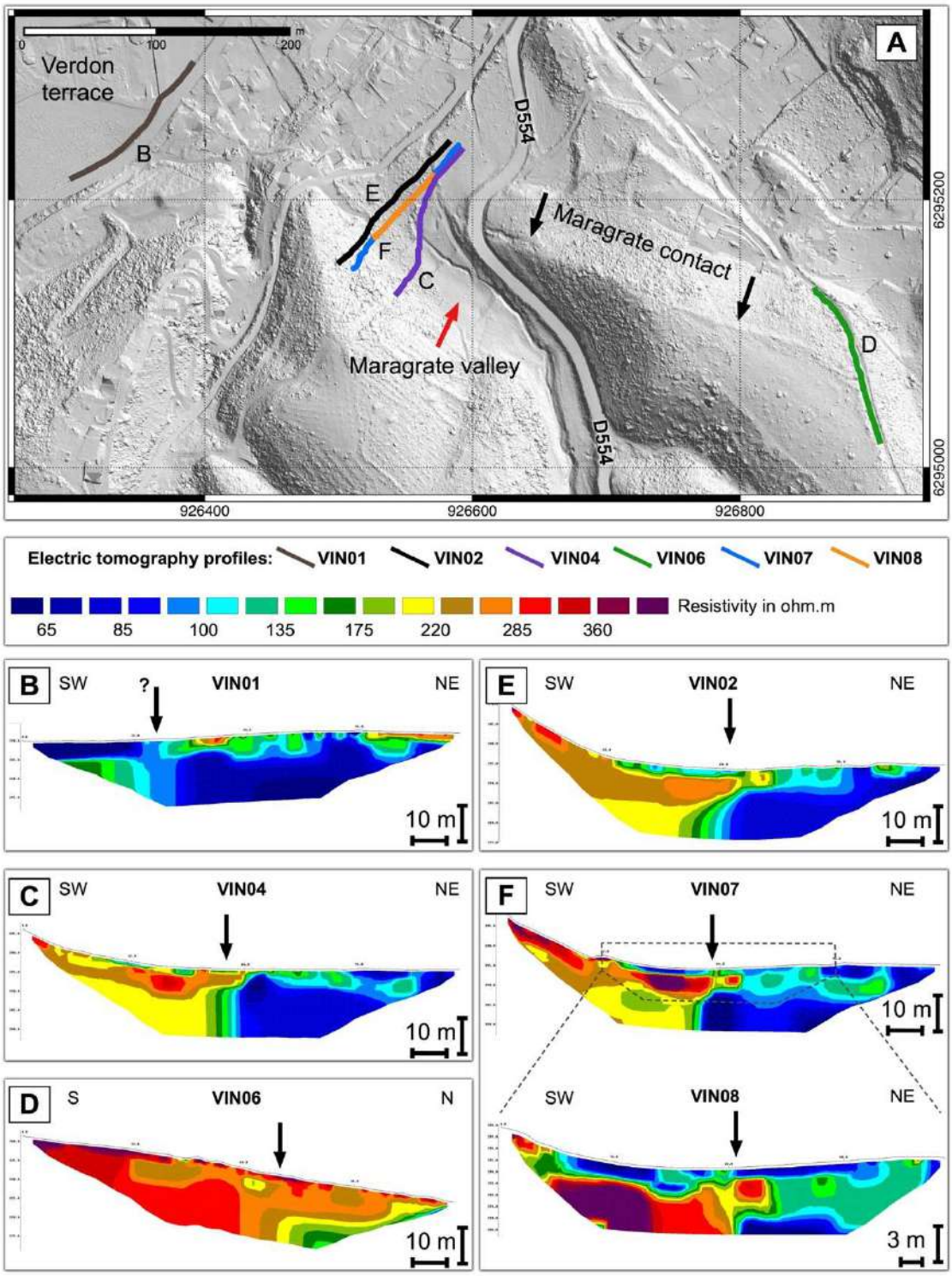


Figure 71 - A) Electric tomography profiles in Vinon-sur-Verdon. Black arrows indicate the morphological scarp of the Maragrate contact. The locations of the six profiles are shown on the LiDAR shaded DEM. Each profile is associated with a letter corresponding to the equivalent inset. VIN01, VIN04, VIN06, VIN02 and VIN07 have an electrode spacing of 2 meters and are 127 meters in length, whereas VIN08 consists of an electrode spacing of one meter, resulting in a 63 meters-long profile.

Electric tomography surveys were carried out for two main purposes: (i) imaging the lateral extension of the Maragrate contact by analyzing underground resistivity, (ii) obtaining a precise mapping of the different alluvial/geological units in the Maragrate valley to better place new paleoseismological investigations. 2D-resistivity tomography was used by employing the ABEM Lund Imaging System (SAS4000 + ES1064) with an array of 64 electrodes using a Schlumberger-Wenner reciprocal layout protocol. Six electric profiles were performed using electrodes spacing of 1 or 2 m, resulting in profile of 64m and six profiles of 128m length. The RES2DINV software (Loke, 2003) was used to compute a 2D subsurface model representing true resistivities. The color scale for resistivity values has been harmonized between each profile for comparison of the various underground formations. In total, 6 electric profiles were produced for this work (see Figure 71). A first profile (VIN01/profile B) was generated to the North West of the Maragrate valley, in the most recent abandoned alluvial plain of the Verdon river along the D952 road. Four additional profiles (VIN02/ profile E, VIN04/ profile C, VIN07/ profile F and VIN08/ profile F) surveyed the Maragrate valley. Finally, one last profile (VIN06/ profile D) was obtained to the South East of the Maragrate morphological scarp, following a path crossing the prolongation of the topographic scarp visible on the LiDAR DEM and described above.

Each electric profile visible on Figure 71 displays a resistivity contrast (lateraly indicated by the black arrows) between lower resistivities to the North/North-East (in the 60-130 ohm.m range) and higher resistivities to the South/South-West (approximately 200-400 ohm.m). VIN01 displays on average lower resistivities than the other profiles located higher topographically, which can be linked with loose and recent alluvial deposits from the Verdon river and possibly higher water and/or clay content in the sediments. VIN06, located South-East of the topographic scarp, displays much higher rock resistivities compared to the other profiles. However, there is a resistivity contrast similar to what is found in the other profiles. In this case, the contact is located below a layer of approximately ten meters high-resistivity sediments. In the Maragrate valley, similarly to VIN01 and VIN06, all four profiles show a clear resistivity contrast, with conductive units to the North-East and resistive units to the South-West, located below varying thicknesses of more resistive layers. This contrast can be interpreted as the prolongation of the red clays and conglomerates contrast (or shear zone) observed along the road side. Red clays correspond to conductive layers whereas conglomerates correspond to resistive layers. VIN04, located closest to the road, has a thin resistive sediment cover of 1 to 5 meters thick, whereas VIN02 and VIN07 display a resistive upper layer of 4 to 5 meters-thick. VIN08 is located on the same spot as VIN07, however it was realized with a 1 meter electrode spacing instead of 2 meters, resulting in a higher resolution, and displays in more details the same section than VIN07. VIN08 shows a 1-meter thick low-resistivity layer

directly below the surface. The main resistivity contrast visible on VIN08 is located at the bottom of the profile. Higher resistivities are visible on the North-Eastern side of VIN08 with a clear high-resistivity patch located just above the main contact, highlighted by red colors and reaching up to 360 ohm.m. To the South-West, at approximately the same depth than the previously mentioned patch, we observe a low-resistivity channel-like zone with resistivity around 70 ohm.m. VIN08 and VIN07 were realized just before the opening of a paleoseismological trench on the exact same location, allowing a direct comparison between electric tomography results and observation of the first few meters of sediments below the surface.

d) Paleoseismic investigations at Maragrate

To further study the nature of past deformations on the Maragrate shear zone, two trenches were excavated in 1995 by Geoter, respectively called T1 and T2 (see Figure 72). In 2016, a new trench T3 was excavated to further study this area.

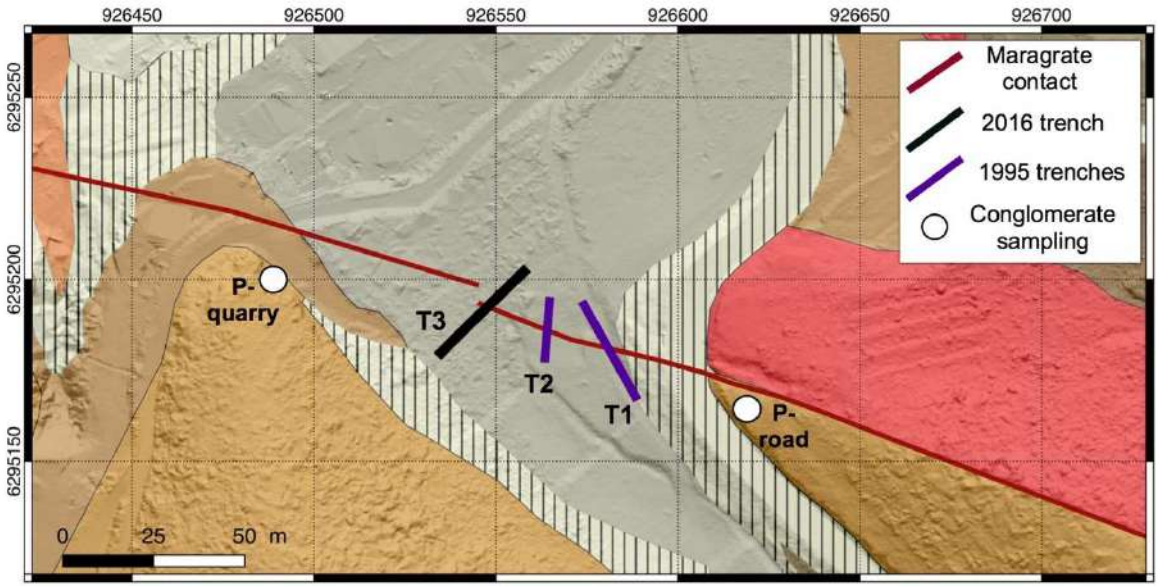


Figure 72 - Map of the Maragrate valley showing the location and extent of the T1, T2 and T3 trenches. Geomorphological mapping information is similar to Figure 69A. The location of two granulometric samples in conglomeratic units are shown.

i. Preliminary trenches

Trenches T1 and T2 are located slightly to the west of the road side and are oriented 150°N and 10°N, respectively. They have been excavated on the Eastern edge of the Maragrate valley, to investigate the lateral extension of the Miocene-Pliocene Maragrate shear zone observed along the road side.

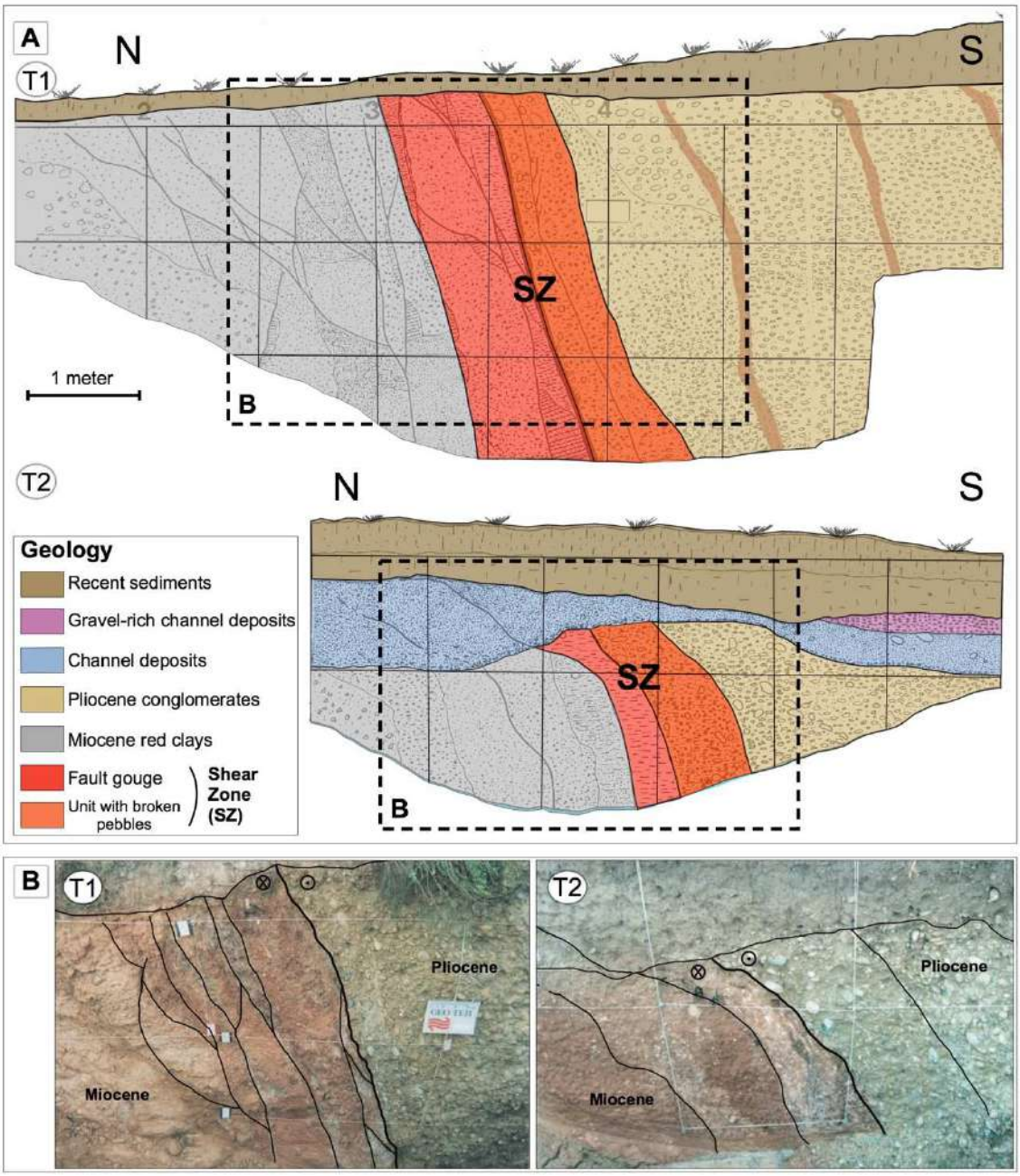


Figure 73 - T1 and T2 paleo-seismological trenches opened in 1995. A) Paleosesimological logs of T1 and T2. Dashed boxes correspond to the pictures on inset B. B) Interpreted pictures of the T1 and T2 trenches displaying various morphological features such as fractures and cracks.

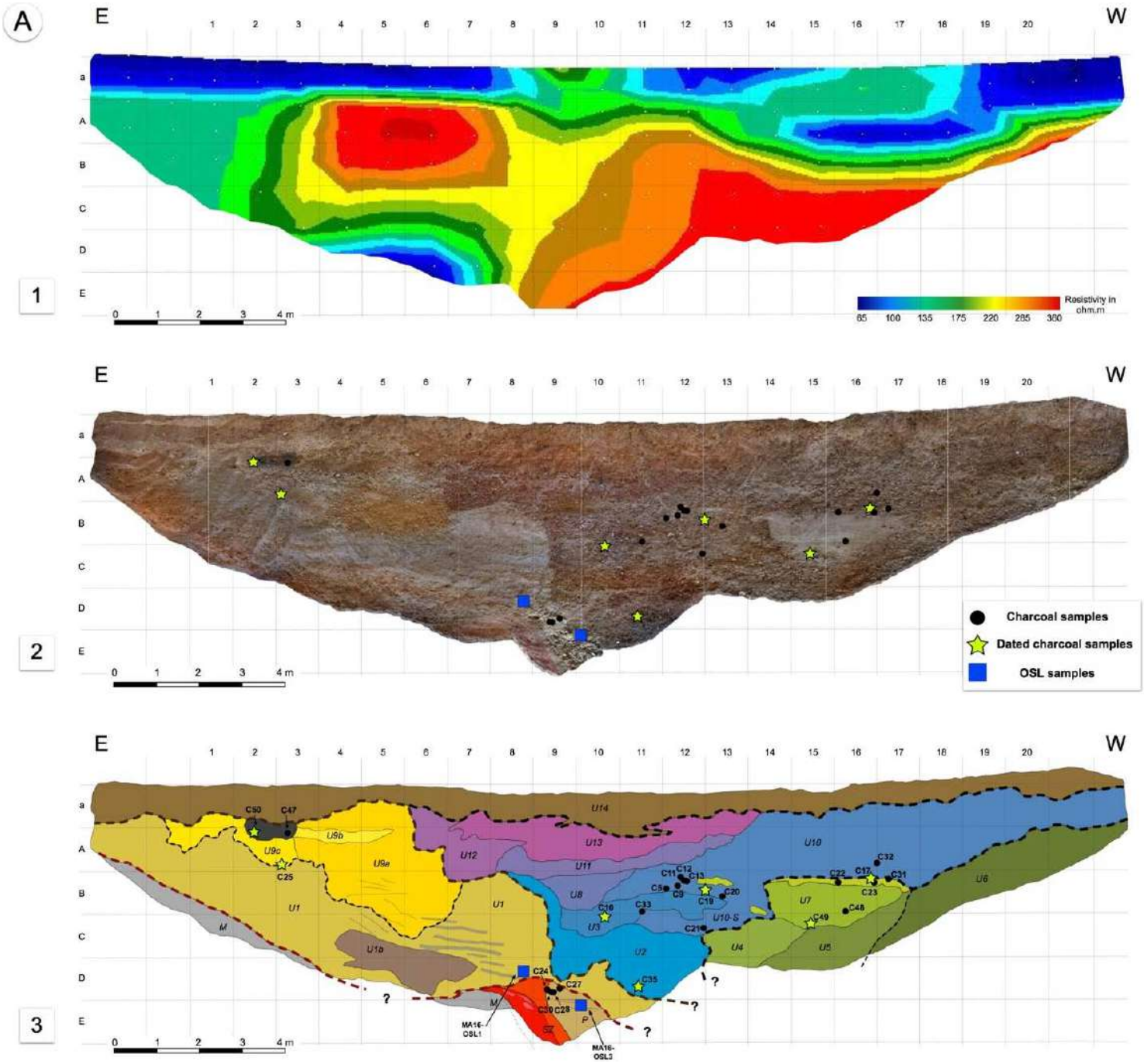
In T1, the stratigraphy exposes a well-expressed 50 cm wide sub-vertical gouge shear zone (SZ), bringing in contact red clays to the North and yellow-beige conglomerates to the South (see Figure 73), similar to the contact observed along the road side. Miocene red clays dip 70° southward at and are affected by numerous faults and fractures across a 4 meter-width zone. A sequence of yellow conglomerate beds (interpreted and mapped as Pliocene units in the local geological map) is observed on the Northern side of T1, dipping 70° southward. Sub-vertical layers of orientated pebbles are visible within the conglomeratic unit (darker yellow stripes on Figure 73), likely related to shear zones in loose sediments. These units are overlaid by an unconformably thin organic-rich layer (~ 30 cm thick) made of a brown soil rich with clay and sand.

The T2 trench displays the same general stratigraphic context. Its location is approximately ten meters to the West and closer to the axis of the present-day Maragrate valley. As observed in T1, red clays layers dip 70° to the South and are affected by secondary faults and fractures over a one meter-width. A 70-cm wide gouge shear zone (SZ) is visible between the red clays and yellow conglomerate units. However, the conglomerates do not display subvertical orientated pebbles layers but broken pebbles. In both trenches T1 and T2, these units are affected by cracks, but there is no evidence of faulting within the Miocene and Pliocene units. The trench exposes a thicker sediment cover seals the red clays and yellow conglomerates. In this unit, we logged several channel layers made up of rounded pebbles of various sizes, reaching a thickness of 80 cm. These channels are overlaid by up to 70 cm of brown soil rich in clay and sand. It is interesting to note that the channel units visible in T2 are not observed within the T1 trench. This is clearly in agreement with the fact that T2 is closer to the valley axis and therefore has a thicker recent sediment infill. On both trenches, no charcoal has been collected, leading to a lack of chronology sequences for the observed deposits. We found in both trenches N120°-140°E trending faults dipping between 89° and 60° southward. Fault kinematics analysis performed in T2 trench revealed a right-lateral kinematics along these faults. One of them displayed also a poorly preserved stria consistent with reverse faulting.

ii. Additional paleoseismic investigations

The red clays/conglomerate stratigraphic contact visible on the road side was found both in T1 and T2. However, a lack of recent overlaying sediments raises the question of the fault re-activation during Quaternary and Holocene periods. Our new geophysical surveys likely suggest that a thicker alluvial cover may be found over this contact towards the axis of the Maragrate valley. This led us to open a third trench (T3) with an orientation of N50° (cf. Figure

74A and Figure 74B). The aim of opening a third trench was to find a sediment filling of several meters in thickness in order to evaluate potential Quaternary cracks and deformation in recent sediments.



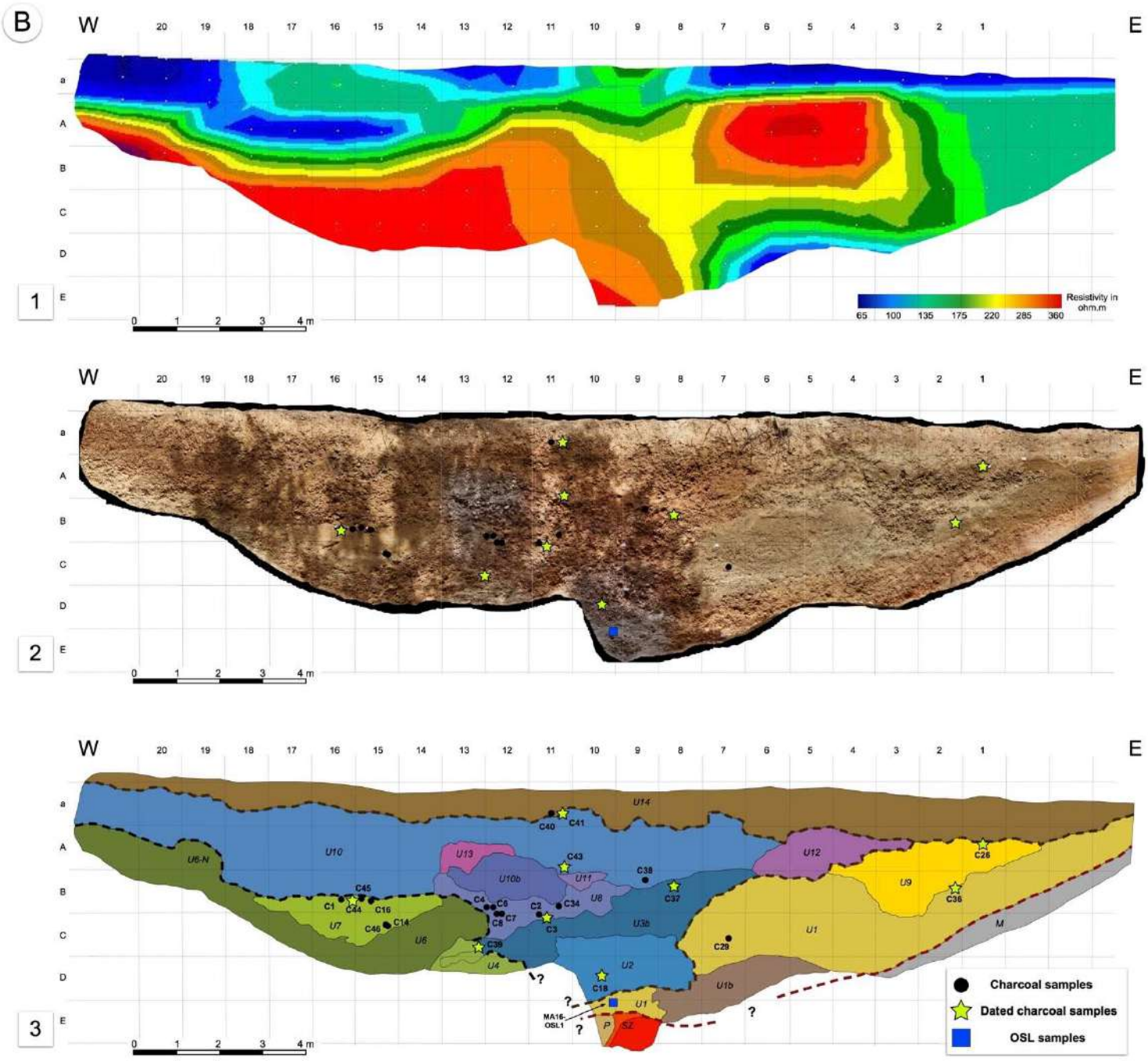


Figure 74 - T3 trench. The trench was opened along a N50° direction. Both walls of the trench are displayed and are called the Northern and Southern walls. Stratigraphic units are described in Table 3. A) Southern wall of the trench. A1: Electric profile VIN08 (see Figure 71) matching the southern wall trench scale. A2: Orthophoto-mosaic reconstituted with the Agisoft Photoscan software (http://www.agisoft.com) using pictures taken inside of the trench. Locations of ^{14}C and OSL samples are displayed. A3: Paleoseismological logging from the southern wall of the trench with ^{14}C and OSL samples locations. B) Northern wall of the trench. B1: Electric profile VIN08 (see Figure 71) matching the northern wall trench scale. B2: Orthophoto-mosaic reconstituted with Agisoft Photoscan using pictures taken inside of the

trench. Locations of ^{14}C and OSL are displayed. B3: Paleoseismological logging from the northern wall of the trench with ^{14}C and OSL samples locations.

Detailed logging of stratigraphic units on the southern wall of T3 demonstrates the continuation of the Maragrate fault through the center of the valley (Figure 74). A brief description of each named unit is given in Table 3. As imaged by our geophysical survey, a much thicker sediment cover seals the shear zone in T3 compared to T1 and T2 (Figure 74). The deepest sediments, located at the bottom of T3 on both walls, consist of three separate units (M, SZ and P) visible for up to 150 cm in height. To the north-east, the M unit is mostly unconsolidated red/orange sediments rich in clay and silts, which we interpret as Miocene units. To the South-West, the P unit consists of yellow/beige conglomerates with rounded pebbles and gravels, similar to what has been observed in T1 and T2 trenches (Figure 73). In between, we observe a purplish fault gouge unit (SZ), rich in clay and silt, showing typical signs of fluid circulation, as well as sheared and angular broken pebbles, which are clear indicators of past deformation (Figure 75). In the fault gouge, we observe typical indicators (C-S criteria) for an inverse fault movement component, with elongated sigmoid-shaped paleo-soils. The contact between the gouge and the conglomeratic unit P is sharp (see Figure 75) and dipping 70° to the south-west. It has to be noticed that we also observed oriented or broken pebbles within the conglomerate unit P (see Figure 75).

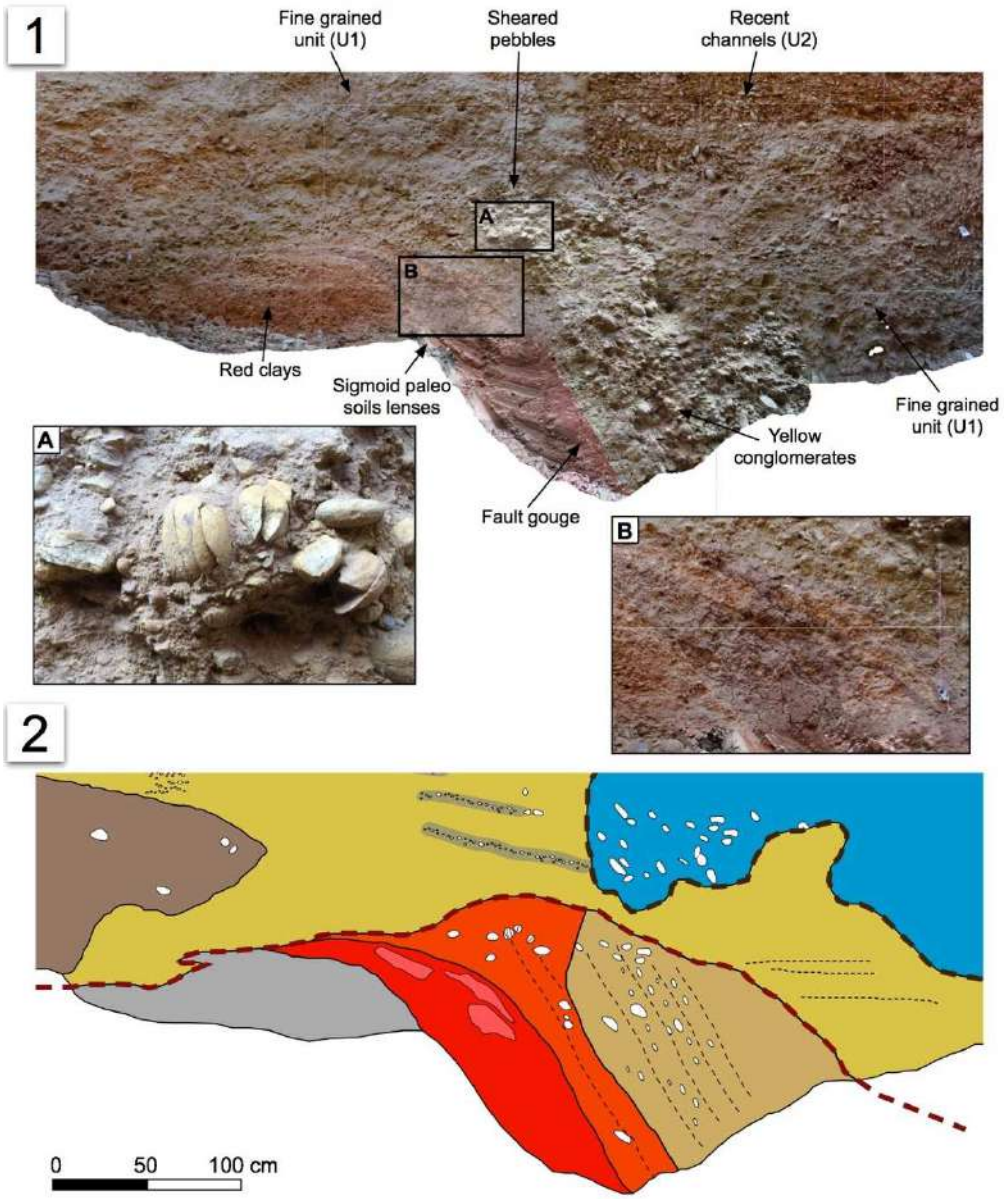


Figure 75 - 1) Zoom on the shear zone on the southern wall of trench T3. In inset A, we can see some sheared pebbles located in the shear zone of the trench. Inset B displays sigmoid lenses of paleo-soil located in the shear zone of T3. 2) Interpretation and paleoseismological logging corresponding to the T3 area displayed in 1).

At the top of this 150-cm-thick shear zone we log an erosive base (EB1), which is later filled by a fine-grained silt unit with thin interbedded red/brown gravel beds dipping slightly towards the South (U1), reaching up to three meters in thickness and showing no recent deformation. We propose that the U1 unit can be correlated with Aeolian deposits from the last glacial period that are well identified in the region. This unit is overlaid by a channel (U9, up to 3 meters thick in its middle portion) with a clear erosional contact at its base (EB2). The U9 unit is composed of yellow rounded pebbles and gravels embedded in a fine-grained silt matrix. This channel

displays orientated pebbles dipping towards the South in its lowermost part. Towards its upper section, U9 is interbedded with a horizontal layer (U9-b, 30 cm thick) consisting of a fine-grained silt lens to the South-West. In this unit, we observe a wooden fire pit, which is logged approximately one meter below the surface. Another erosional surface (EB3) is identified above U9 and U1 in the North-East part of the trench. To the South-West, on both trench walls, we observe several poorly consolidated channel units (U4, U5 and U6) consisting of rounded to angular pebbles and gravels in a sandy and silty matrix. These channels are overlaid by a fine-grained unit (U7, up to 120 cm thick) in which numerous charcoals have been collected. We interpret the last four units as one sequence of sediments, overlaid by the erosional surface EB5. Above the EB3 and EB5 level base, we find several units (U2, U3, U8, U10, U11, U12 and U13) consisting of various interbedded loose channels reaching up to 4 meters thickness. They contain brown/beige gravels and pebbles mixed in a silty and sandy matrix, with rare larger boulders.

Similarly to the southern wall, the northern wall displays the shear zone affecting the yellow conglomerates (P) and red clays (M) as shown by the presence of sheared pebbles. The 50 cm wide purplish gouge zone is also present on the northern wall. Above this contact, we observe the same erosive contact (EB1) and the same stratigraphic sequence of deposition as observed on the southern wall, namely the U1/U9 glacial deposits and channel, the U4/U5/U6/U7 channels to the South-West lying below the EB5 erosional surface and finally the more recent channels (U2, U3, U8, U10, U11, U12 and U13) lying above the EB5 surface and below the most recent erosional surface EB6. In terms of tectonic activity, the U1 fine-grained unit seals the shear zone and presents no sign of recent tectonic deformation, neither in the channels to the East and the more recent channels above the contact.

In order to test the coherence of our geophysical investigations detailed above, direct resistivity measurements were carried in the T3 trench walls for some of the lower units (see Table 3 for more details). The resistivity values obtained are in general agreement with the electric profiles described above. For example, the U9 channel has an electric resistivity measured at 829 ohm.m while it corresponds to a high-resistivity patch on the VIN08 profile. Similarly, the U7 unit has a resistivity of 80 ohm.m and corresponds to a low-resistivity patch on VIN08, thus validating our geophysical measurements and allowing a good correlation between observations resulting from these two methods.

e) Granulometric investigations

Granulometric measurements were performed to obtain the mass repartition of the trench units based on grain size. 17 samples were collected in the various units of the trench (see Figure

76 for location on the T3 southern wall) and 2 additional samples were collected within the Pliocene conglomerates outcrops in the direct vicinity of the trench site (see Figure 72 for location). One sample was picked up on the roadside South-East of the trench and a second one in an abandoned quarry directly West of the trenching site.

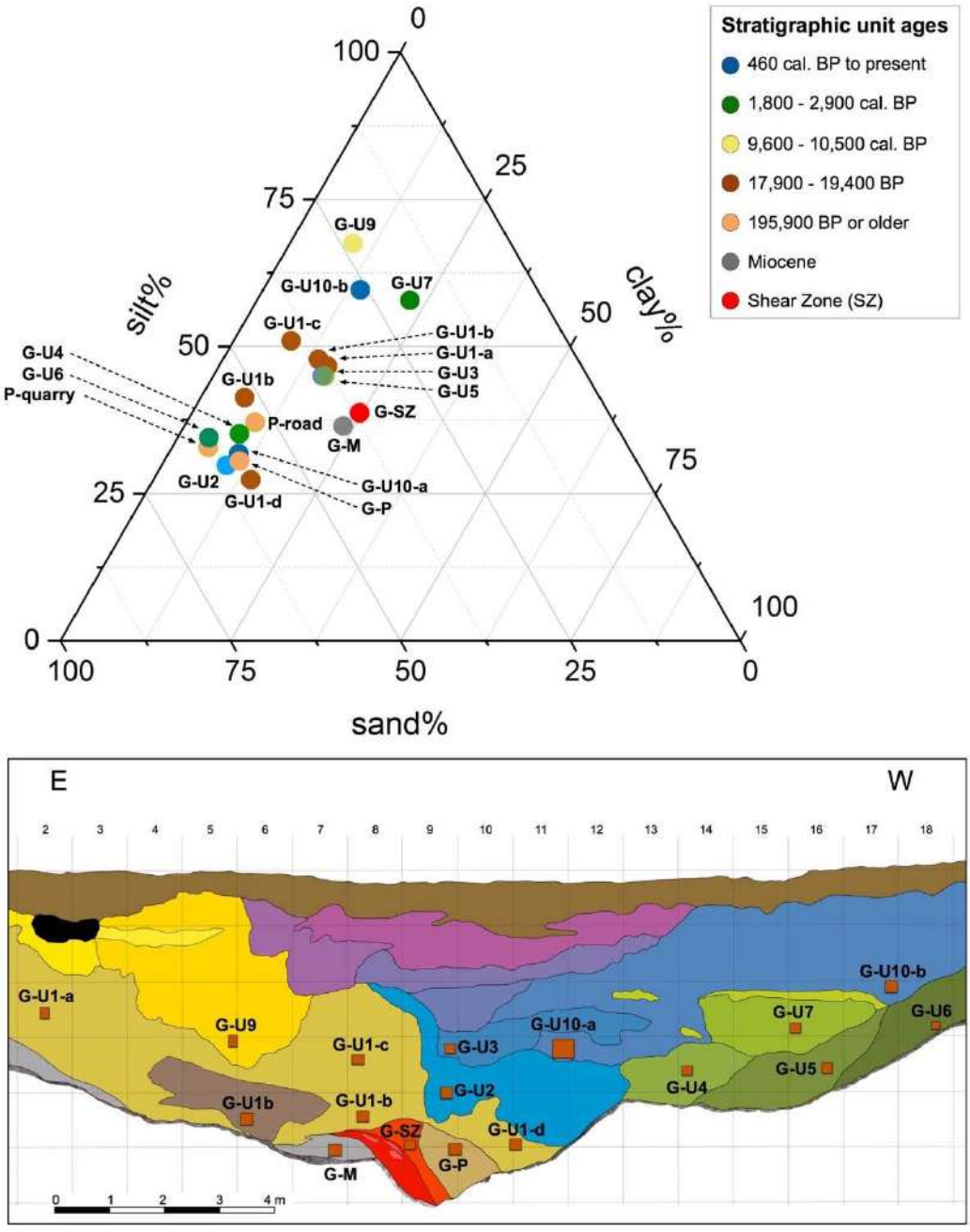


Figure 76 - Ternary diagram of the granulometric distributions of sediment samples collected on the southern wall of trench T3. The respective weight percentage of the clay, silt and sand fractions are displayed. Samples colors correspond to the color scheme of their origin unit as displayed on Figure 74. The location of each sample in the trench is visible on the bottom log.

The location of the Pliocene quarry and road granulometric samples are visible on Figure 72. For more information on the granulometric fractions percentages, see Table 4.

All of the samples displayed heterogeneous distributions with particle diameters ranging from clays to boulders. No single analytical methodology enables to acquire the size distribution for such spectrums. The diameters were obtained with the combination of two techniques. The coarser fraction, from sands to boulders, was investigated using sediment mass distribution through humid and dry sieving. The finer fractions were distinguished with laser diffraction in order to detail the silts and clays. Each sample was separated into two fractions: a few grams for laser and more than 500 g for sieving. The laser diffraction samples were sieved to remove the > 63 µm fraction, dipped in a deflocculating solution at 3‰ in a beaker and aliquoted into the vortex before analysis. The analyses were performed on a Beckman - Coulter LS 13 320 laser following the procedure described in the literature (Blott and Pye, 2006; Ghilardi et al., 2012). This technic provides high-resolution size particles spectrum acquisitions for particles diameters ranging from 0.04 to 2000 µm using two optical analytic systems. First, from 0.4 to 2000 µm, a measurement of laser diffraction is performed (λ=750 or 780 nm) with 126 photodiods detectors grouped in three domains (for high, medium and low angles). Second, particles in the 0.04 to 0.4 µm range are detected by the PIDS (Polarized Intensity Differential Scattering) where light is filtered to transmit only three wave-length (λ=450, 600 and 900 nm) and goes through two perpendicular polarizers.

The measured diameters with the two methods have been combined to estimate the proportions of clays, silts, sands and pebbles. In this study, we only comment these fractions because field limitations made it impossible to collect high enough quantities of boulder material to be statistically representative (Bunte and Abt, 2001). The results are compiled in Table 4. Uncertainties are usually of ±2% for the sediment mass initially weighed for the sieving analysis and less than 1% on the aliquot sub-sampling (Ghilardi et al., 2012). We propose here the reconstruction of a full granulometric distribution for each sample (from 1 µm to 90 mm). Although this exercise includes uncertainties relative to the two different analyses techniques used, it provides the relative proportions of the sediment textures.

We note the overall coherence of granulometric investigations in trench T3. Indeed, samples collected within each main unit, differentiated in the log by their color schemes, display similarities in the distribution of particles diameters (Figure 76). The Pliocene unit at the bottom of the trench is very similar to the two Pliocene conglomerates samples from nearby outcrops, with a relatively high sand fraction and lower clay and silt content, tending to acknowledge the likely Pliocene origin of the P unit in T3. In order to have a dense dataset, the U1 unit has been sampled four times. The three samples located to the East display a similar granulometric distribution (G-U1-a, G-U1-b and G-U1-c) whereas G-U1-d, to the West, has a lower sand

content (25% against 50%). Moreover, the orange/red sub-unit U1b embedded in the U1 loess has the same silts proportions (approximately 40%) as the red clays unit M, logged as Miocene due to its similarity with the Miocene units in the area surrounding the trenching site. The G-U1b sample is also similar to G-U1-a, G-U1-b and G-U1-c, indicating a probable origin from a reworking of the U1 and M units. This could explain the orange fabric of U1b. The samples from the channel units in green on the log (G-U4, G-U5, G-U6) have relatively comparable granulometric distributions, even though G-U5 is richer in silts and poorer in sands. However, fine-grained unit sample G-U7 is richer in clays and silts, supporting our channel hypothesis. The most recent channel units in blue on the log (G-U2, G-U3, GU10-a and G-U10-b) have similar clay content but vary in sand and silt content.

f) Stratigraphic age controls (^{14}C and Optically Stimulated Luminescence)

In total, fifty charcoal samples were collected in the trench, mostly in channel units and in the U7 silt unit (Figure 74 for location). Twenty of these samples were selected for ^{14}C AMS measurements performed by the Poznan Radiocarbon laboratory in Poland (see Table 5). All radiocarbon ages intervals have been calibrated using the OxCal software and the cal. BP ages were calculated using Calib. In both cases, the IntCal 2013 calibration curve (Reimer et al., 2013) at 95.4% probability was used. In addition, three OSL samples were collected in units U1 (MA16-OSL1 and MA16-OSL2) and P (MA16-OSL3), located at the bottom of the trench T3 in units where no charcoals were found (Figure 74). The preparation and measurement protocols of the USGS Denver laboratory were implemented for these samples (Sanderson and Murphy, 2010; Rhodes, 2011) (Table 6). Central Age Model (CAM) ages and Minimum Age Model (MAM) ages were calculated for MA16-OSL1 and MA16-OSL2 using all the aliquots available, resulting in minor age differences (see Galbraith and Roberts, 2012 for more information). For MA16-OSL3, 18 aliquots were analyzed. The distribution of the equivalent doses (De) shows three peaks around 30 Gy, 80 Gy and 230 Gy, which resulted in 41% of scattering. The first population of grains presents similar De values than those observed on samples MA16-OSL1 and MA16-OSL2. We suspect that those De may correspond to intrusive grains mixed into the original deposit (P) through some post depositional processes. We therefore exclude them from our final De determination, resulting in a scattering of only 12%.

All these OSL and ^{14}C ages allow to decipher six main chronological groups of geological units for T3, highlighted in our log interpretation by their color schemes (Figure 77). Two samples (C27 and C28) have been collected within a bag of red clays in the conglomeratic unit (P). These samples return young ages comprised between 435 cal. BP up to the present. However, one OSL sample (MA16-OSL3) collected within the same conglomerates unit P gives an estimated age of 195.9 ± 30.8 ka, which may constitute a minimum age. This age

indicates that this unit is not related to the Pliocene unit but may be related to fluvial deposits in the late Quaternary, reworking Pliocene pebbles in a sandy matrix. Taking into account this OSL age, the two young radiocarbon ages are not in the proper stratigraphic order and we therefore suspect that they may come from surrounding tree roots or could not be in place.

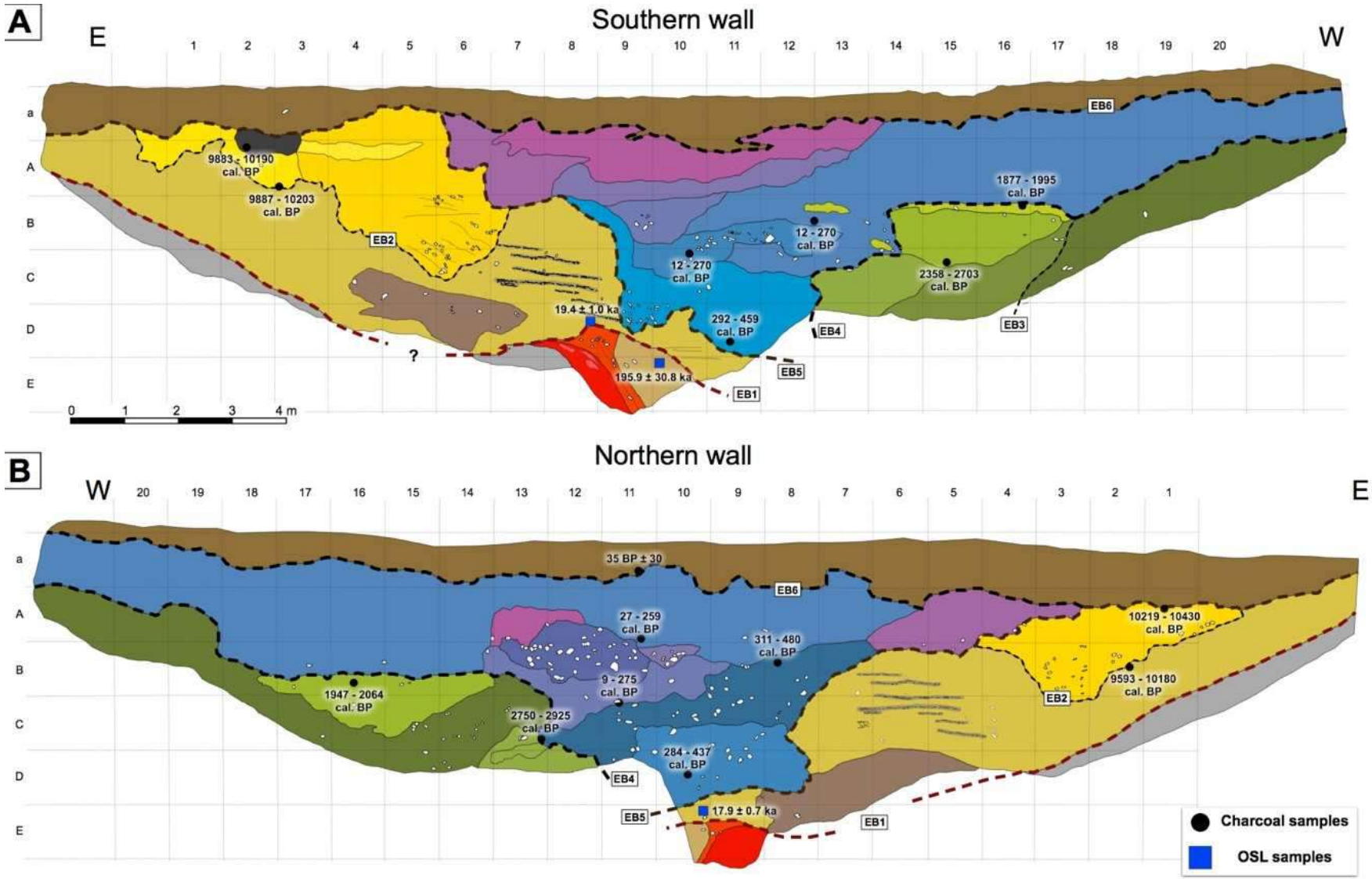

A
Southern wall
E
W
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
a
A
B
C
D
E
9883 - 10190 cal. BP
9887 - 10203 cal. BP
EB2
EB6
1877 - 1995 cal. BP
12 - 270 cal. BP
12 - 270 cal. BP
2358 - 2703 cal. BP
19.4 ± 1.0 ka
292 - 459 cal. BP
EB4
EB3
?
195.9 ± 30.8 ka
EB5
EB1
0 1 2 3 4 m
B
Northern wall
W
E
20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1
35 BP ± 30
EB6
27 - 259 cal. BP
311 - 480 cal. BP
10219 - 10430 cal. BP
1947 - 2064 cal. BP
9 - 275 cal. BP
9593 - 10180 cal. BP
EB2
2750 - 2925 cal. BP
284 - 437 cal. BP
EB4
EB5
17.9 ± 0.7 ka
EB1
Charcoal samples
OSL samples

Figure 77 - A) Southern wall of the Vinon-sur-Verdon trench, with ^{14}C and OSL sample ages in cal. BP and ka respectively. B) Northern wall of the Vinon-sur-Verdon trench, with ^{14}C and OSL sample ages in cal. BP and ka respectively.

OSL samples MA16-OSL1 and MA16-OSL2, both collected in the U1 periglacial unit, output Central Age Model (CAM) ages of respectively 19.4 ± 1.0 ka and 17.9 ± 0.7 ka. These two OSL ages indicate a chronological gap between the deposition of the conglomeratic (P) and U1 units, consistent with the EB1 erosive surface. Charcoal sample C29 outputs a calibrated age of 1694AD-1919AD and was collected in unit U1 as well, and stands in contradiction with the two OSL samples from the same unit. We suggest that the C29 young age could result from recent sediment remobilization or may be related to recent fluvial deposits. Four charcoal samples (C25 and C50 on the southern wall, C26 and C36 on the northern wall), located at the bottom of the U9 channel, yield ages between 9593 and 10430 cal. BP. They indicate that this sequence may correspond to a layer deposited during the last stretch of the last glacial event, before the Holocene incisions (Lisiecki and Raymo, 2005). Four detrital charcoals (C17, C39, C44, C49) collected within the channel units U7 and U4 yield ages between 1877 and 2925 cal. BP. Another set of 8 charcoals collected in the numerous channels units (U2, U3, U10, U14) suggest that a recent sand, gravel and boulders sediment infill took place in the area. Only one sample collected in unit U10 (C21) has an age comprised between 951 and 1063 cal. BP, which does not correspond to the expected stratigraphic order. Indeed, this detrital charcoal is located stratigraphically higher than the C35 sample (292-459 cal. BP) and stratigraphically lower than C19 (12 – 270 cal. BP) (see Figure 77). Considering the entire set of our radiocarbon samples and our general interpretation detailed above, we suggest that sample C21 contains some ^{14}C inheritance or has been reworked before deposition (i.e. Bollinger et al., 2016). Finally, one sample (C41) with a very recent age (1695AD – 1919AD) confirms that the uppermost soil layer is related to recent deposition, which is coherent with our interpretations.

5) Discussion

a) Advantages and limitation of a multi-disciplinary approach in slow-deforming areas

We implemented a multi-disciplinary approach in order to study late Quaternary deformation in a slow-deforming region. High-resolution topographic data generated using airborne LiDAR technology enabled a detailed observation of the surface (30 cm resolution) and the mapping of

geomorphological features in the area of Vinon-sur-Verdon, SE France (Figure 69A). However, despite the ability to remove vegetation and human structures from DEM using LiDAR techniques, it remained complicated to differentiate the deformation signal from natural erosion and human-induced features in the study area. We documented three zones around Vinon-sur-Verdon that display surface characteristics possibly resulting from deformation (Figure 68C, Figure 68D and Figure 68E), such as offset crests and river knick points associated with geological scarps. In Maragrate, we observed a 300 meters-long morphological scarp that is likely due to differential erosional processes but highlights the presence of the Miocene/Pliocene abnormal contact (Figure 68C). This morphological scarp cannot be followed through the valley located to the North-West in the morphology, which is why geophysical investigations were carried out in the Maragrate area (Figure 71). They allowed the analysis of the geometry of deposits in the first ten to fifteen meters below the surface. We generated six electric resistivity profiles, enabling us to pin point a location for a new paleoseismic trench. This method is however limited by the model used in the calculation of the resistivity profile. In addition, the resolution depends on the spacing of the electrodes and the depth reached by the electric current is limited by the length of the profile, itself depending on field configuration. Moreover, our investigations took place in a dense-vegetation area, making it more intricate to investigate past deformations. The high-resolution topography and electric resistivity allowed to choose the best strategic location for a paleoseismic trench in the Maragrate valley in the continuation of the morphological scarp and above a sharp resistivity contrast on the electric profiles.

b) Geometry and chronology of sediment depositions in Maragrate: implications for deformation assessment in the Maragrate area

The three trenches (T1, T2 and T3) all display the same general geometry of deposits: at the base level we observe red clays to the North and yellow conglomerates to the South, separated by a shear zone made up of two units, the first one consisting of red clay material typical of a fault gouge and the second one of broken and even sheared pebbles. This similitude between all three trenches demonstrates the continuity of our observations across the study area.

The shear zone (SZ) bringing in contact the P and M units exhibits attributes characteristic of deformation, such as tilted units (70° to the South), red clay gouge, C-S sigmoids, oriented pebbles and even sheared pebbles. All these observations tend to suggest that we are observing a deformation that occurred along a fault that can be followed for a few hundred meters. In addition, this fault contact presents a strike-slip kinematics with a slight inverse component as demonstrated by fault kinematics measurements in T1 and T2 and C-S criteria in T3. It is also

observed that the sediment cover lying over the shear zone is thicker when approaching the middle part of the Maragrate valley, as imaged by geophysical measurements. This observation is compatible with a late Quaternary filling of the valley.

The new trench T3 brings unique geochronological data that were not available for the previous trenches T1 and T2. Fifty charcoal samples were collected in the T3 trench and twenty were dated, along with three OSL samples. Our dataset allows a better constraint of the chronology of sediment deposition and tectonic activity in Maragrate, and the discussion of possible occurrence of deformation when combined with our paleoseismic logging (Figure 75). The yellow conglomerates visible in all the three trenches were described until now as Pliocene conglomerates (between 2 and 5 Ma). But our new investigations show that the conglomerates age is 195.9 ± 30.8 ka (MA16-OSL3) or more, which suggests that this unit has been deposited at the end of the Marine Isotopic Stage 6 and corresponds to a channel deposit containing reworked Pliocene pebbles. It must however be noted that this OSL sample presented two De similar to OSL samples from the U1 unit located stratigraphically above the conglomerates. We argue that these low doses may correspond to intrusive grains mixed with the conglomerate matrix during post depositional processes. In addition, we observed possible saturation of the decay curves for a few aliquots and since we cannot sort out the degree of saturation we consider the age of 195.9 ± 30.8 ka as a minimum.

The unit P is a key element to constrain past deformation in the area because many broken and sheared pebbles were observed within the conglomerates, potentially resulting from stress and deformation following deposition. Moreover, a sharp contact is observed between the conglomerates and the red gouge, indicating that deformation occurred since the deposition of the conglomerates (Figure 75). However, it remains impossible to link any co-seismic offset with the activity of the Maragrate fault because there is no such observable marker in any of the three trenches and the extension of the fault is rather short. The EB1 erosive base probably erased the older topography, causing a sedimentary and chronologic gap in the stratigraphic sequence (Figure 77).

The U1 unit lying directly above the reworked conglomeratic Pliocene and Miocene red clays was dated at 19.4 ± 1.0 ka and 17.9 ± 0.7 ka (MA16-OSL1 and OSL2). This chronological control shows that U1 was deposited before the end of the Holocene and confirms that we have a stratigraphic gap between 196 and 18 ka. This formation is not affected by tectonic deformation, as demonstrated by the lack of deformation markers such as offset layers, orientated/sheared pebbles, cracks or faults. We conclude that U1 seals the past activity of the shear zone on both walls of T3 and that no deformation has occurred in this area since at least ~18 ka.

Following U1, we consider channel unit U9 with ^{14}C ages clustered around 10000 cal. BP. U9 sits above the previous units via an erosional base level EB2 and is followed by a fourth

group made up of various channel units with gravels, coarse grains (U4, U5 and U6) and fine grains (U7) that are emplaced below the EB4 erosive level and present ^{14}C ages clustered in the 1800-3000 cal. BP range. A fifth group of channels (U2, U3, U8, U10, U11, U12, U13, drawn in blue/purple on the logs, see Figure 77), consists of very recent channels with ages ranging from 480 cal. BP to the present. Finally, the sixth and last group of units has been dated as very recent (1695AD - 1919AD) and corresponds to the one meter thick brown layer of soil sediments at the top of the trench, displayed in brown on the logs (Figure 77). To summarize, our stratigraphic age control indicates that the Maragrate deformation zone has been reactivated at least once in the past 200 ka, but no seismic deformation has occurred in the past 18 ka.

c) Local and regional sediment accumulation and incision phases

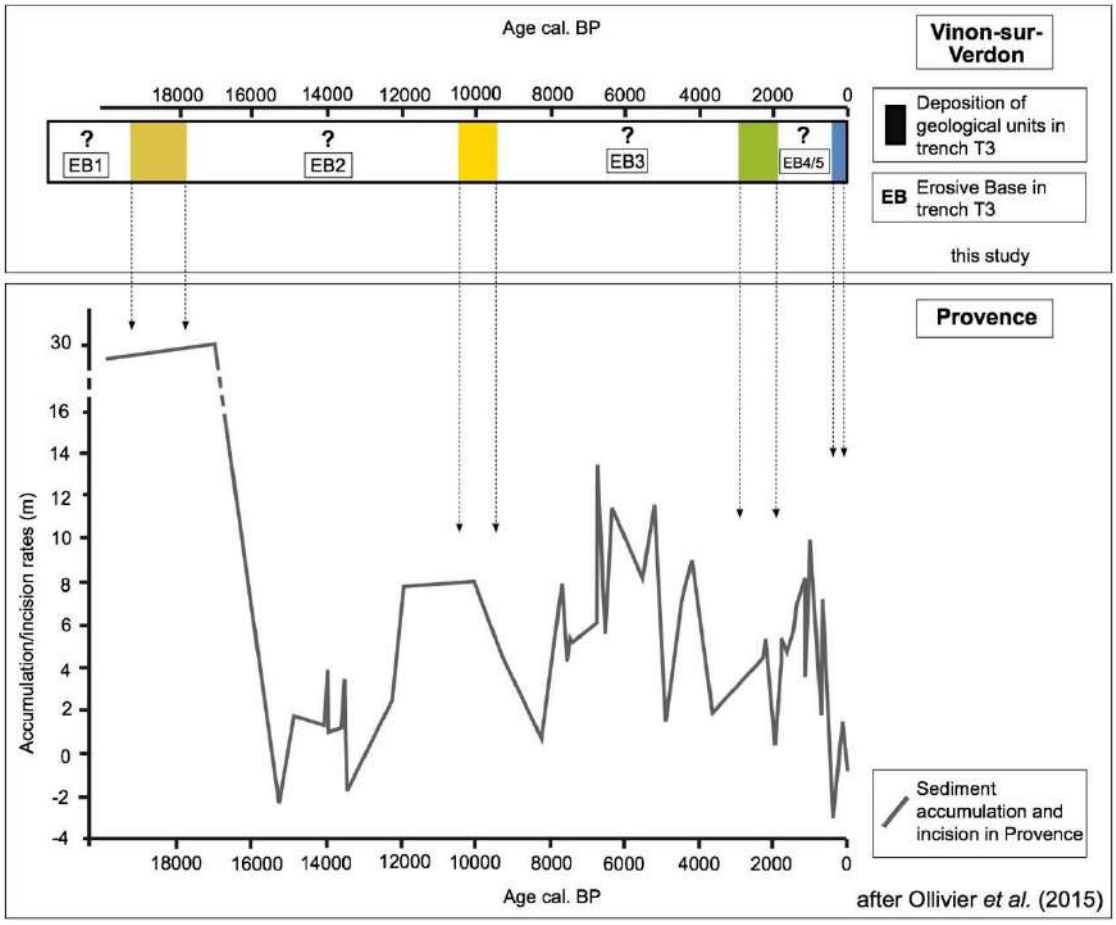


Figure 78 - Sediment accumulation as observed and dated in trench T3 in Vinon-sur-Verdon (top) and sediment accumulation/incision cycles measured in Provence (bottom, modified from Ollivier, 2015). Both the observed sediment accumulation/incision and the averaged sediment accumulation/incision are displayed. The various groups of geological units logged in T3 can

be correlated with either the observed or averaged sediment accumulation phases in Provence. Colors correspond to the color scheme on the paleoseismological logs on Figure 74 and Figure 77.

Important incision and sedimentation phases have been reconstructed in details since 55 ka in the Luberon southern foreland basin (Figure 78) and compared to those of Provence and the Southern Alps (Ollivier, 2006). The accumulation and incision phases identified for the Postglacial time period (Ollivier, 2015) give a framework that can be correlated with our observations in Vinon-sur-Verdon (Figure 78). We describe five groups of geological units (excluding the most recent soil), differentiated by their color scheme on the logs (Figure 74) and on Figure 78. From top to bottom, we have the most recent channel units in blue/purple (~400 cal. BP-present), pebble-rich channels in green (~2,500 - 2,000 cal. BP), the U9 pebble-rich channel unit in yellow (~9,600-10,400 cal. BP), the periglacial fine-grained unit U1 in beige (~18 -19 ka) and the red clays and yellow conglomerates at the bottom (> 190 ka). Each of the first four groups are located over a respective erosive base (EB) that cannot be dated precisely because they can only be assumed as older than the sediments located above stratigraphically. Our age constraints available in trench T3 allows us to observe a consistency between local and regional accumulation, validating our logging interpretations and the quality of our dating (Figure 78). These observations of regional incision and erosion in Provence could possibly be linked to climate variations during the Holocene (Ollivier et al., 2015) or to the ever-increasing pressure of human activity on the environment during the last several millennia.

Before being sent for dating, our charcoal samples were analyzed on microscope to determine their source vegetation species (Table 5). Past landscapes reconstructed by charcoal identification in different stratigraphic layers of the T3 trench are substantially the same to those observed today. They belong to deciduous and evergreen forests. Samples C43 and C50 were the most difficult to identify due to their poor state of conservation. The other samples identification revealed forested trees (deciduous oak, evergreen oak) and understorey or open environment shrubs (steep slopes, clearings) (*Cistus, Buxus, Cotinus, Acer*). Cistus (*Cistus*) and boxwood (*Buxus)* extension are strongly correlated to human activities such as fire or grazing. In conclusion, our charcoal analysis is insufficient to reveal a change in vegetation cover through time. The landscape seems to remain characteristic of Mediterranean ecosystems from the bottom to the summit (Vernet, 1997), indicating that the sediment incisions and accumulations cycles deduced from our observations and dating did not impact the surrounding vegetation during the last several millennia.

6) Conclusion

In this work, we provide original and multi-disciplinary data on a deformation zone from South-Eastern France, in an area of slow tectonic deformation, where documented historic moderate to strong earthquakes are few and instrumental seismicity is weak. Such areas are challenging in terms of tectonic studies, because the strong erosion has the tendency to quickly erase any surface indication of movement. In order to bring new insight into this problem, we implemented high-resolution LiDAR topography, geomorphologic mapping, geophysical electric investigations, neotectonic logging and sampling, granulometric analyses as well as ^{14}C and OSL dating to study past deformation in the Maragrate area in Vinon-sur-Verdon. The oldest geological layer in one of our trenches is dated at least at 195.9 ± 30.8 ka and displays shearing, as attested by the broken and sheared pebbles. It is capped with a loess unit, dated at approximately 18 ka and exhibiting no offset layers or shearing. We conclude from these observations that the Maragrate fault experienced at least one deformation event during the last 200 ka or more. However, no deformation was recorded since the end of the Pleistocene and the beginning of the Holocene. This work constitutes an example of how slow-deforming areas can be studied by bringing together complementary and newly developed methods.

7) Acknowledgements

This study was supported by the ECCOREV Research Federation, INSU-CNRS and the Cashima Research Project (funded by the CEA Cadarache and ITER organization). Franck Thomas benefitted from a PhD scholarship funded by the CEA and the Conseil Régional PACA. This work is also a contribution to the Labex OT-Med (n ANR- 11-LABX-0061) funded by the French Government “Investissements d’Avenir” program of the French National Research Agency (ANR) through the A*MIDEX project (n ANR-11-IDEX-0001-02). We also thank Laurent Froideval and his team of the University of Caen for the production of the high-definition LiDAR DEM discussed in this article.

Stratigraphic Unit	Elements	Matrix (%)	Color	Resistivity (ohm.m)
V	Rounded pebbles and gravels up to 10cm	Sand - Silt (20%)	Yellow - Grey	166
G	No elements	Clay (100%)	Red	N/A
M	Small gravels (up to 2cm)	Clay (95%)	Red - Orange	74
U1	Angular gravels (up to 3cm)	Clay - Silt (80%)	Yellow - Beige	106
U1b	Gravel and angular pebbles (up to 3cm)	Clay - Silt (80%)	Beige - Orange	N/A
U2	Rounded pebbles (0.5 - 10cm)	Sand - Silt (80%)	Red - Brown	445
U3	Rounded pebbles (0.5 - 20cm)	Sand - Silt (50%)	Red - Brown	N/A
U4	Rounded pebbles (up to 10cm)	Clay - Silt (20%)	Brown - Beige	516
U5	Rounded pebbles (up to 10cm)	Silt (20%)	Grey - Beige	300
U6	Rounded pebbles (up to 15cm)	Silt (20%)	Beige	449
U7	Sparse angular gravels (up to 2cm)	Clay (>99%)	Beige - Yellow	80
U8	Graded bedding with rounded pebbles (up to 5cm)	Sand (2%)	Red - Brown	N/A
U9a	Gravel and pebbles (up to 10cm), sand lenses	Silt - Sand (50%)	Beige - Yellow	826
U9b	Rare gravels	Silt - Sand (95%)	Beige - Brown	N/A
U9c	Gravel and pebbles (up to 10cm), sand lenses	Silt - Sand (50%)	Beige - Grey	N/A
U10	Rounded gravels and pebbles	Clay - Silt (70%)	Beige - Brown	81
U10b	Rounded blocks, gravel and pebbles	Clay - Silt (50%)	Beige-Brown	N/A
U11	Angular gravels and pebbles	Clay - Silt (50%)	Brown - Red	N/A
U12	Rounded gravels and pebbles (up to 5cm)	Clay - Silt (20%)	Brown - Red	N/A
U13	Rounded gravels and sparse rounded pebbles (up to 8cm)	Sand - Silt (80%)	Brown	N/A
U14	Rounded gravels and pebbles (up to 10cm)	Sand - Silt (80%)	Brown	N/A

Table 3 - Sedimentologic description of each named unit in trench T3. Direct resistivity measurements performed in the trench are displayed.

Sample	Clay	Silt	Sand
G-P	10.99	30.64	58.37
P-Quarry	5.35	32.86	61.79
P-Road	10.11	37.12	52.78
G-SZ	24.66	38.74	36.60
G-M	23.41	36.46	40.13
G-U1-a	15.97	46.65	37.38
G-U1-b	14.05	47.84	38.11
G-U1-c	8.44	50.98	40.58
G-U1-d	14.39	27.33	58.28
G-U1b	6.45	41.31	52.24
G-U2	9.57	29.80	60.64
G-U3	16.05	44.98	38.97
G-U4	8.74	35.18	56.08
G-U5	16.39	45.00	38.61
G-U6	4.66	34.49	60.86
G-U7	22.49	57.84	19.67
G-U9	9.29	67.50	23.21
G-U10-a	10.36	31.77	57.87
G-U10-b	14.35	59.61	26.04

Table 4 - Weight percentage of the clay, silt and sand granulometric fractions for the 19 granulometric samples tested in this study (see Figure 76 for sample location). In order to obtain comparable percentages, the total weight of each sample has been brought to equal 100 grams.

Sample	Unit	Wall	Trench location	Sample size	Non-calibrated age (BP)	Uncertainty (years)	Cal. BP age (years)	Calibrated age (at 95.4%)	Identification
C3	U3	North	C11	1,5*1 cm	130	30	9 - 275	1675AD - 1942AD	Undertermined (parenchyma)
C10	U3	South	C10	0,5*0,5 cm	115	30	12 - 270	1680AD - 1939AD	Deciduous oak (cf *Quercus pubescens*)
C17	U10	South	B16	1*1 cm	1985	30	1877 - 1995	47BC - 74AD	Deciduous oak (cf *Quercus pubescens*)
C18	U2	North	D10	2*1 cm	280	30	284 - 437	1498AD - 1795AD	*Buxus sempervirens* (Boxwood)
C19	U10	South	B12	0,2*0,3 cm	115	30	12 - 270	1680AD - 1939AD	Deciduous oak (cf *Quercus pubescens*)
C21	U10	South	C12	0,5*0,5 cm	1100	30	951 - 1063	887AD - 1013AD	Undetermined charcoal
C25	U13	South	A3	> 2 cm	8910	50	9887 - 10203	8255BC - 7846BC	Not determinable hardwood (Angiosperm)
C26	U12	North	A1	2*1 cm	9140	50	10219 - 10430	8534BC - 8271BC	Juniperus sp. (Juniper. Identification to the species is impossible)
C27	P	South	D9	0,1*0,2 cm	255	35	148 - 435	1515AD - …	Deciduous oak (cf *Quercus pubescens*)
C28	P	South	D9	0,3*0,5 cm	25	30	N/A	1696AD - 1919AD	Acer sp. (Maple. Identification to the species is impossible)
C29	U1	North	C7	1 *0,2 cm	45	30	N/A	1694AD - 1919AD	Juniperus sp. (Juniper. Identification to the species is impossible)
C35	U2	South	D11	2*1 cm	295	30	292 - 459	1491AD - 1659AD	*Cistus* sp. (Rockrose. Identification to the species is impossible)
C36	U9	North	B2	0,2*0,1 cm	8820	100	9593 - 10180	8232BC - 7615BC	Not determinable hardwood (Angiosperm)
C37	U2	North	B8	0,2*0,1 cm	340	30	311 - 480	1470AD - 1640AD	Undetermined charcoal
C39	U3	North	D13	< 1mm	2720	50	2750 - 2925	977BC - 801BC	Undetermined charcoal
C41	U10	North	A11	3*2 cm	35	30	N/A	1695AD - 1919AD	*Cotinus coggyria* (« Wig tree »)
C43	U10	North	A11	1*0,5 cm	75	30	27 - 259	1690AD - 1925AD	Sclerophyllous oak : evergreen oak (*Quercus ilex*) or Kermes oak (*Q. coccifera*)
C44	U7	North	B16	2*1 cm	2050	20	1947 - 2064	166BC - 20AD	Deciduous oak (cf *Quercus pubescens*)
C49	U7	South	C15	0,2*0,1 cm	2445	35	2358 - 2703	755BC - 409BC	Sclerophyllous oak : evergreen oak (*Quercus ilex*) or Kermes oak (*Q. coccifera*)
C50	U13	South	A2	3*3 cm	8890	50	9883 - 10190	8242BC - 7836BC	Undetermined (parenchyma)

Table 5 - ^{14}C samples collected in the Vinon-sur-Verdon trench and analyzed for datation. The origin species is indicated.

						Central Age Model (CAM)				Minimum Age Model (MAM)	
Sample	**% Water**	**K (%)[b]**	**U (ppm)[b]**	**Th (ppm)[b]**	**Total Dose**	**Equivalent Dose**	**Age**			**Equivalent Dose**	**Age**
information	**content[a]**				**(Gy/ka)[c]**	**(Gy)**	**(yrs)[e]**	**n[d]**	**Scatter[e]**	**(Gy)**	**(yrs)[f]**
MA16-OSL1	5 (30)	0.82 ± 0.03	1.84 ± 0.23	6.31 ± 0.44	1.74 ± 0.09	34.0 ± 1.4	19.4 ± 1.0	19 (19)	14%	28.8 ± 4.6	16.5 ± 1.1
MA16-OSL2	4 (42)	0.82 ± 0.03	2.02 ± 0.20	6.24 ± 0.34	1.71 ± 0.07	30.6 ± 0.8	17.9 ± 0.7	18 (18)	12%	26.8 ± 2.5	15.4 ± 0.9
MA16-OSL3	2 (18)	0.57 ± 0.03	0.91 ± 0.14	4.53 ± 0.30	1.20 ± 0.06	179.6 ± 6.3	149.7 ± 12.1	15 (18)	41%	NC	NC
						235.0 ± 14.9	195.9 ± 30.8	13 (18)	12%	NC	NC

Table 6 - Quartz OSL data and ages measured from the T3 trench. NC means that Minimum Age Model ages were not calculated for OSL3. *a.* Field moisture, with values in parentheses indicating the complete sample saturation %. Dose rates calculated using 25% of the saturated moisture (i.e. 5 (30) = 30 x 0.25 = 8). *b.* Analyses obtained using high-resolution gamma spectrometry (high purity Ge detector). *c.* Includes cosmic doses and attenuation with depth calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994). Cosmic doses were between 0.13-0.11 Gy/ka. *d*. Number of replicated equivalent dose (DE) estimates used to calculate the equivalent dose. Figures in parentheses indicate total number replicated DE. *e*. Defined as "over-dispersion" of the DE values. Values >30% are considered to be poorly bleached or mixed sediments. *f*. Dose rate and age for fine-grained 125-90 μm sized quartz. Exponential and linear fits were used.

D) Analyse granulométrique des unités paléosismologiques de Maragrate

Afin d'apporter un élément de comparaison et de description supplémentaire à notre travail de recherche paléosismologique à Vinon-sur-Verdon, nous avons mené des mesures de granulométrie sur la plupart des unités décrites dans la tranchée T3. Ces manipulations sont abordées dans la partie III)C) mais des détails et figures supplémentaires sur la méthodologie employée et nos résultats sont disponibles dans cette partie.

1) Principe de la méthode et stratégie d'échantillonnage

La granulométrie a pour objet la mesure du diamètre des particules élémentaires ou des grains. Ces mesures sont ensuite distribuées statistiquement en classes de tailles d'une collection de grains (Folk and Ward, 1957 ; Blott and Pye, 2001). Le diamètre des particules est approché de différentes manières suivant les techniques utilisées, elles-mêmes appliquées aux mélanges de particules suivant leur quantité disponible, gamme de tailles et composition. Ainsi les tamisages mécaniques seront appliqués aux échantillons distribuant des sables et particules plus grossières alors que les échantillons couvrant des gammes de tailles inférieures aux sables (argiles, silt) seront appréhendés via l'imagerie ou la diffraction laser.

Le tamisage mécanique consiste à quantifier les proportions massiques des sédiments retenus par les toiles de mailles carrées de tamis calibrés alors que la taille des particules modifiera la répartition spatiale de la lumière par diffraction lors des analyses par granulométrie laser. Un autre point important est la distribution en gammes de taille selon les classifications communément utilisées en sédimentologie, comme la classification canonique de Wentworth (1922), dont une révision a été récemment proposée par Blott et Pye (2012). Cette révision se base sur les distributions granulométriques appliquées en sédimentologie, géomorphologie et sciences du sol. Les échantillons collectés dans la tranchée T3 de Vinon-sur-Verdon ont montré une grande hétérogénéité dans leurs gammes de tailles (des argiles aux galets et blocs) induisant une problématique analytique et de classification. La problématique technique a ainsi été de caractériser les proportions des particules sur une très large gamme granulométrique. Le protocole mis en place a été de collecter 17 échantillons dans les différentes unités de la tranchée T3 et 2 échantillons supplémentaires ont été prélevés dans des affleurements de conglomérats Pliocène à proximité immédiate du site de la tranchée. En effet, afin de comparer avec l'unité conglomératique rencontrée dans la zone de faille de la tranchée T3, un échantillon de conglomérat a été prélevé sur le bord de la route D554 au sud-est de la tranchée et un deuxième dans une carrière abandonnée située 50 mètres à l'ouest du site d'étude. L'objectif de cet échantillonnage est de replacer les différentes unités rencontrées au sein de contextes

dynamiques de dépôts. Plus nos échantillons présenteront des galets émoussés de type rivière plus la dynamique suggèrera un dépôt de crue ou de terrasse alluviale alors que le côté anguleux grossier et mal trié donnera une indication locale de dépôt de colluvionnement. De même, les échantillons à dominante matrice fine argileuse nous suggèrerons un dépôt de dynamique lente. Comme décrit dans la partie précédente, la tranchée de Vinon-sur-Verdon montre une séquence conglomératique de type Valensole (âge Pliocène) en contact avec des argiles rouges avec des lentilles de paléosols (Miocène) via une gouge argileuse/broyée (unités P, G et M). Ces unités sont surplombées par une unité périglaciaire (U1) et de nombreux chenaux à galets émoussés et généralement mal triés (U2, U3, U4, U5, U6, U7, U9 et U10). Seul l'unité U8 montre un granoclassement décroissant, mais n'a pas pu être échantillonnée pour cette étude car localisée trop en hauteur. Une description sédimentologique de ces unités est disponible dans la Table 3.

Les 17 échantillons (voir Figure 76) ont été prélevés dans les 13 unités décrites ci-dessus afin de caractériser les hétérogénéités pouvant caractériser les dynamiques de dépôts et/ou le caractère tectonique des aspects morphologiques des sédiments (Figure 81 et Figure 82). Il est important de noter que l'échantillonnage s'est effectué dans un délai très court avant la fermeture de la tranchée. L'objectif principal a été de couvrir l'ensemble des unités observées. La distribution granulométrique des environnements riches en galets de type dépôts de Valensole ont été échantillonnés dans des volumes insuffisants pour la bonne caractérisation des proportions des particules pluri-centimétriques (Bunte et Abt, 2001). La comparaison effectuée plus bas prend en compte ce biais dû au sous-échantillonnage des graviers et galets pour tous les échantillons (exceptés les échantillons principalement argileux G-M, G-G et G-U7).

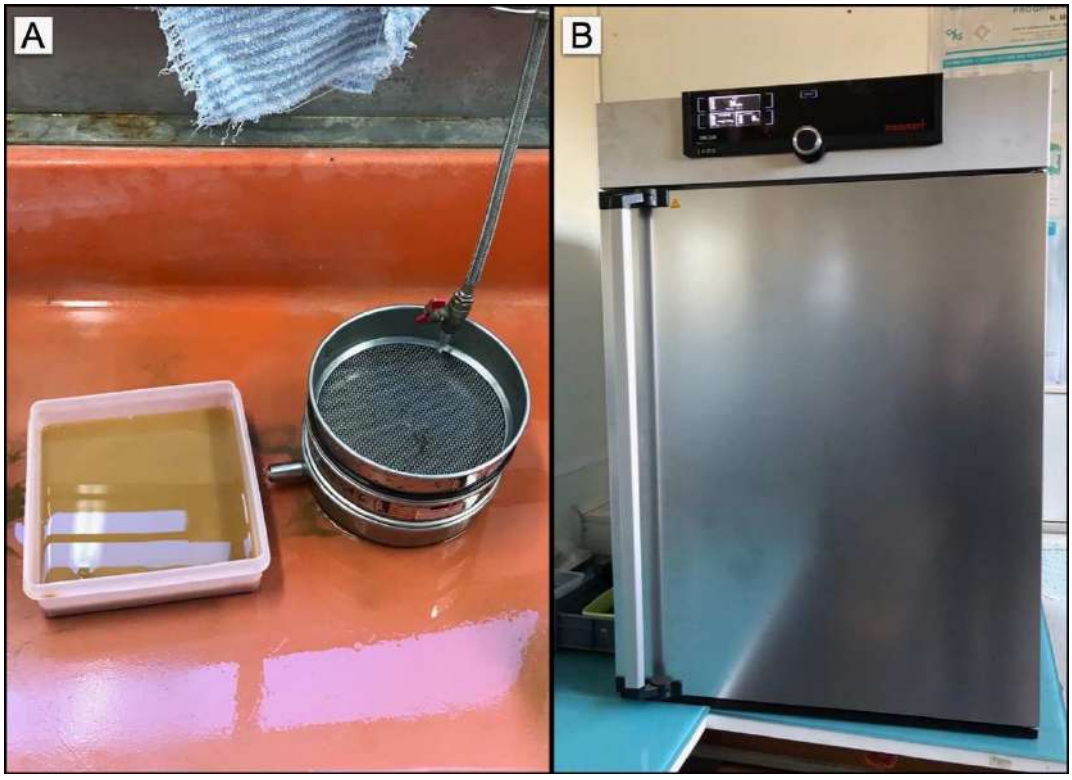


Figure 79 – A) Tamisage humide en laboratoire. L'échantillon est d'abord transféré dans un récipient et mis en eau environ 30 minutes pour permettre aux particules fines de se décoller des particules plus grossières. L'échantillon est ensuite versé dans deux tamis (0.063 mm et 2mm) petit à petit pour éviter de saturer le tamis à mailles fines. B) Étuve permettant le séchage des échantillons.

Pour chaque échantillon, des analyses mécaniques de tamisage (humide et sec) et de diffraction laser ont été menées (voir par exemple Blott et Pye, 2012). Les échantillons ont d'abord été pesés et tamisés à l'eau (Figure 79A). Cette méthode permet de séparer les échantillons en trois fractions, les particules <63µm, les sables et les particules plus grossières, de manière massique. Sables et galets ont été séchés en étuve (Figure 79B) puis pesés, tandis que la fraction fine a été perdue dans le processus, mais déduite par différence de poids. Le tamisage mécanique permet de différencier les classes de tailles des sables, des graviers et galets. Nous avons utilisé 15 tamis pour la fraction sableuse et 14 pour la fraction plus grossière. Les résultats de ce travail ont été reportés sur les logs des deux parois de la tranchée T3 (visibles sur la Figure 81 et la Figure 82) ainsi qu'en Table 7.

Tous les échantillons ont été au préalable sous-échantillonnés afin de caractériser la distribution granulométrique des silts, argiles et particules fines jusque 40nm. La procédure utilisée ainsi que les caractéristiques du granulomètre laser sont détaillées dans Psomiadis et al. (2013) et Ghilardi et al. (2011).

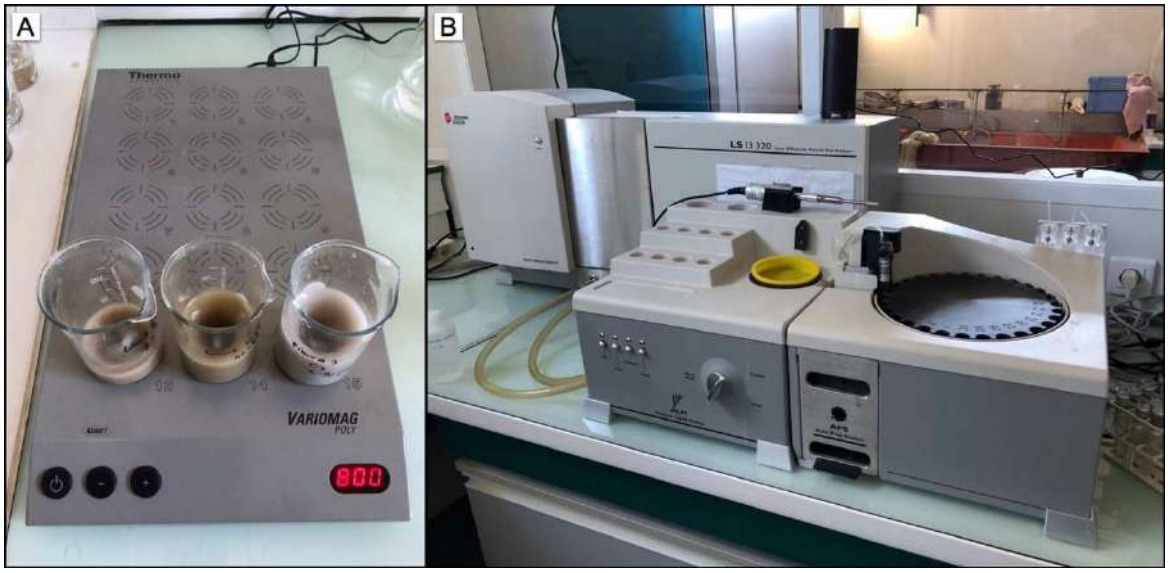


Figure 80 - A) Solution défloculante à 3‰ en agitation. B) Laser Beckman - Coulter LS 13 320 (B) utilisé pour les analyses granulométriques laser de cette étude.

Le sédiment est mis en suspension dans une solution défloculante à 3‰ puis aliquoté en agitation (Figure 80A). L'aliquot est ensuite analysé au laser Beckman - Coulter LS 13 320 (Figure 80B). Il permet de couvrir en une seule acquisition et avec une haute résolution un spectre de taille de particules allant de 0,04 à 2000 µm qu'il répartit en 116 classes grâce au couplage des deux systèmes optiques analytiques différents. Premièrement, de 0,4 à 2000µm, il s'agit d'une mesure de la diffraction d'un rayon laser (λ=750 ou780 nm) proprement dite, permise par 126 détecteurs photodiodes, répartis en trois ensembles collectant aux angles élevés, moyens et faibles. Deuxièmement, la mesure des tailles de grains comprises entre 0.4 et 0.04 µm relève du système PIDS (Polarized Intensity Differential Scattering) qui possède une source au tungstène-halogène, dont la lumière est filtrée pour ne transmettre que trois longueurs d'ondes (λ=450, 600 et 900nm) puis passée à travers deux polariseurs orientés perpendiculairement.

Le modèle optique utilise l'indice de réfraction RI = 1,33 à 20°C pour l'eau, et un intervalle correspondant aux indices de réfraction de la kaolinite pour la phase solide en solution (RI = 1,56). Des études de reproductibilité et de répétabilité des analyses acquises sur le granulomètre laser Beckman Coulter LS 13 320 sont menées depuis 2012. De nombreux standards NIST SRM sont régulièrement analysés et les résultats comparés avec d'autres appareils de granulométrie laser dans le cadre d'un programme de suivi de particules dans le Rhône (Delanghe et al. 2016). Le SRM 1003C présente un D50 certifié par granulométrie laser à 32,1 ± 1 µm, l'écart moyen sur le Coulter est à 0,71% pour une obscuration comprise entre 8 et 16% (n=13, entre 2013 et 2016). Le deuxième standard, le SRM 1004b, donne une valeur certifiée non pas par laser mais par MEB (Microscopie Electronique à Balayage) du D50 à 71

± 1,8 µm. L'écart moyen observé sur le Coulter est de 5% (n=24, 2013-2016). La reproductibilité du sous-échantillonnage est de 3% sur les D50.

En combinant ces données avec les données obtenues par tamisage mécanique humide et sec, on obtient alors la distribution précise des grains d'argile, silt, sables, graviers et de galets dans nos échantillons (voir Table 7). Il est alors possible de reconstruire une distribution granulométrique complète (de 0.04 µm à 90 mm) et détaillée pour chaque échantillon. La Figure 82 présente les histogrammes obtenus en suivant la classification communément utilisée dans la communauté internationale de Wentworth tandis que la Figure 81 suit la classification révisée proposée par Blott and Pye (2012).

2) Interprétation des données granulométriques de la tranchée T3

Nos expériences visant à mesurer la répartition granulométrique des différentes unités de T3 peuvent être considérées de plusieurs façons suivant les limites granulométriques données par les différents auteurs. En effet, chaque fraction (fine – sable – grossier) peut être analysée en tant que telle, notamment grâce à la précision de l'analyse laser pour les particules fines ou grâce au nombre de tamis utilisés lors du tamisage mécanique des portions sableuses et plus grossières, ou alors une analyse plus générale englobant toutes ces fractions granulométriques. Dans ce dernier cas, il convient de regrouper les données de chacune des grandes classes (argiles, silts, sables, graviers, galets) afin de rendre la lecture de ces données plus simple. Nous détaillons notre interprétation générale puis pour la fraction sableuse dans les deux paragraphes suivants.

a) Analyse et comparaison générale

La Figure 81 montre le log effectué pour la paroi sud de la tranchée avec les distributions granulométriques synthétiques pour tous les échantillons. Les histogrammes représentent la répartition massique de chaque fraction granulométrique rapportée à un poids d'échantillon commun (Table 7). Nous nous sommes servis dans cette étude de l'échelle granulométrique créée par Blott et Pye (2012) dans le cadre du programme GRADISTAT.

La comparaison générale de la granulométrie des 17 unités testées, ainsi que des deux unités conglomératiques situées dans les environs du site d'étude, permet plusieurs observations. Tout d'abord, nous notons une similitude entre les différentes unités conglomératiques Pliocène du bas de la tranchée T3 (Figure 81). De plus, les différents échantillons collectés dans l'unité U1 partagent une distribution granulométrique similaire (peu d'argiles et des pourcentages similaires de silts, sables et graviers), validant ainsi nos analyses de laboratoire. Le chenal U9

montre une très forte proportion de graviers et galets. Les unités U4, U5 et U6, faisant partie d'un même bloc sédimentaire, possèdent une fraction de gravier prépondérante et peu de sédiments sableux ou plus fins. Enfin, les chenaux plus récents U2, U3 et U10 ont une forte mais variable teneur en graviers et sables.

b) Analyse de la fraction sableuse

Comme décrit ci-dessus, les données incorporant les fractions grossières (graviers et galets) comprennent un biais dû à un échantillonnage limité en volume. Les unités visibles dans la tranchée T3 sont plus ou moins riches (voire même parfois dépourvues) en sédiments fins ou grossiers. C'est pourquoi nous détaillons dans ce paragraphe les données granulométriques pour la fraction sableuse, qui est quant à elle présente dans chaque échantillon. Une analyse plus détaillée de cette fraction médiane permet de mieux comprendre les processus de dépôt des unités géologiques et permet une comparaison plus fine entre chacun d'entre elles. La Figure 82 présente le log de la paroi sud de T3 avec les distributions granulométriques de la fraction sableuse (Table 8).

L'unité U1 a été échantillonnée quatre fois et les différents échantillons présentent une distribution granulométrique similaire pour les sables, avec une teneur élevée en sables fins (<0,1 mm) et sables moyens (0,15-0,25 mm). Ces similitudes indiquent une répartition homogène des sables dans U1. L'unité d'argiles rouges M, identifiée comme correspondant aux argiles Miocène décrites en bordure de la route en raison de sa similarité lithologique, a une distribution granulométrique similaire à celle de la sous-unité orange/rouge U1b intégrée dans l'unité U1 dominée par les gammes de tailles des sables moyens. Ce résultat soutient l'idée que l'unité U1b a pu été retravaillée avec du matériel de l'unité M. En outre, l'unité Pliocène P au fond de la tranchée a été comparée à deux affleurements de conglomérats de Pliocène dans la région, le premier situé à l'affleurement en bordure de la départementale D554 et le second dans une carrière 50 mètres à l'ouest du site de la tranchée. Les distributions granulométriques pour la fraction de sable de ces trois échantillons sont similaires entre elles, avec une faible teneur en particules fines, une forte présence de la fraction des sables fins à moyens (125 – 250 µm) et peu de sables grossiers. Cette dernière observation suggère la proximité lithologique de ces unités pour leur fraction sableuse. Cette observation n'est valable que pour les sables. Les autres classes granulométriques varient avec plus ou moins de galets, témoins de dynamiques alluviales importante lors de leur formation, ou à l'inverse une part plus importante de particules silteuses et argileuses, témoins d'une dynamique de dépôt plus calme. En effet, comme le montre la Figure 81, l'unité P de notre tranchée T3 montre une proportion plus forte de galets par rapport à la carrière. Les galets sont même absents de l'échantillon en bordure de route. Ceci est toutefois à mettre en parallèle avec le problème de représentativité des galets, causé

par un échantillonnage trop faible en galets comme évoqué plus haut. Au contact de l'unité P caractérisée par des sables à galets et l'unité M dominée par les sables fins à moyens se trouve l'unité SZ. L'observation de sa composition granulométrique et sa position suggèrent qu'il s'agit d'un mélange excluant la couche P mais plutôt remanie du M et/ou du U1.

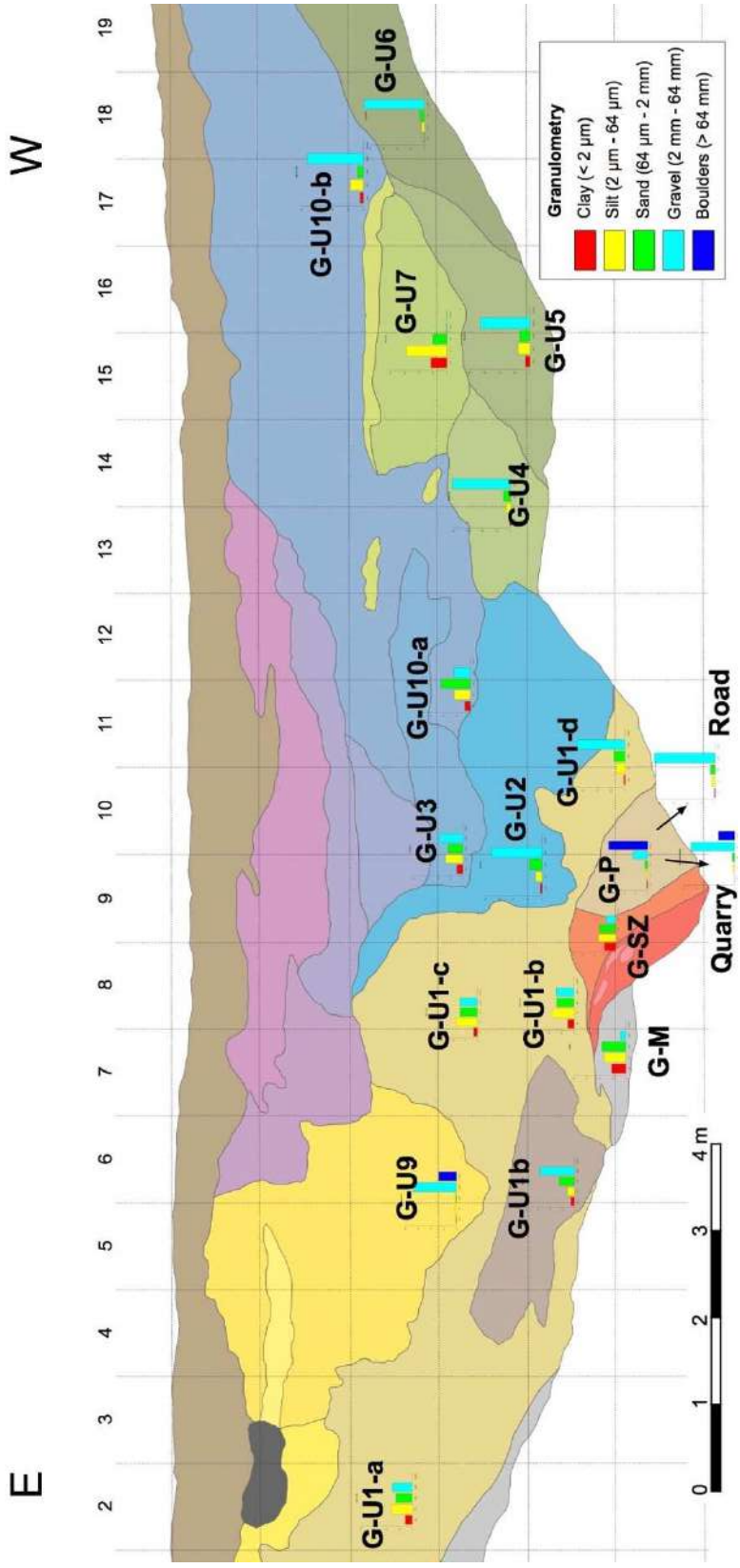


Figure 81 – Log de la paroi sud de la tranchée T3. Les histogrammes présentent les résultats de notre analyse granulométrique générale pour chaque échantillon testé dans cette étude (voir Table 7 pour les données correspondantes). Les limites de chaque fraction granulométrique sont déterminées d'après la classification de Blott et Pye (2012).

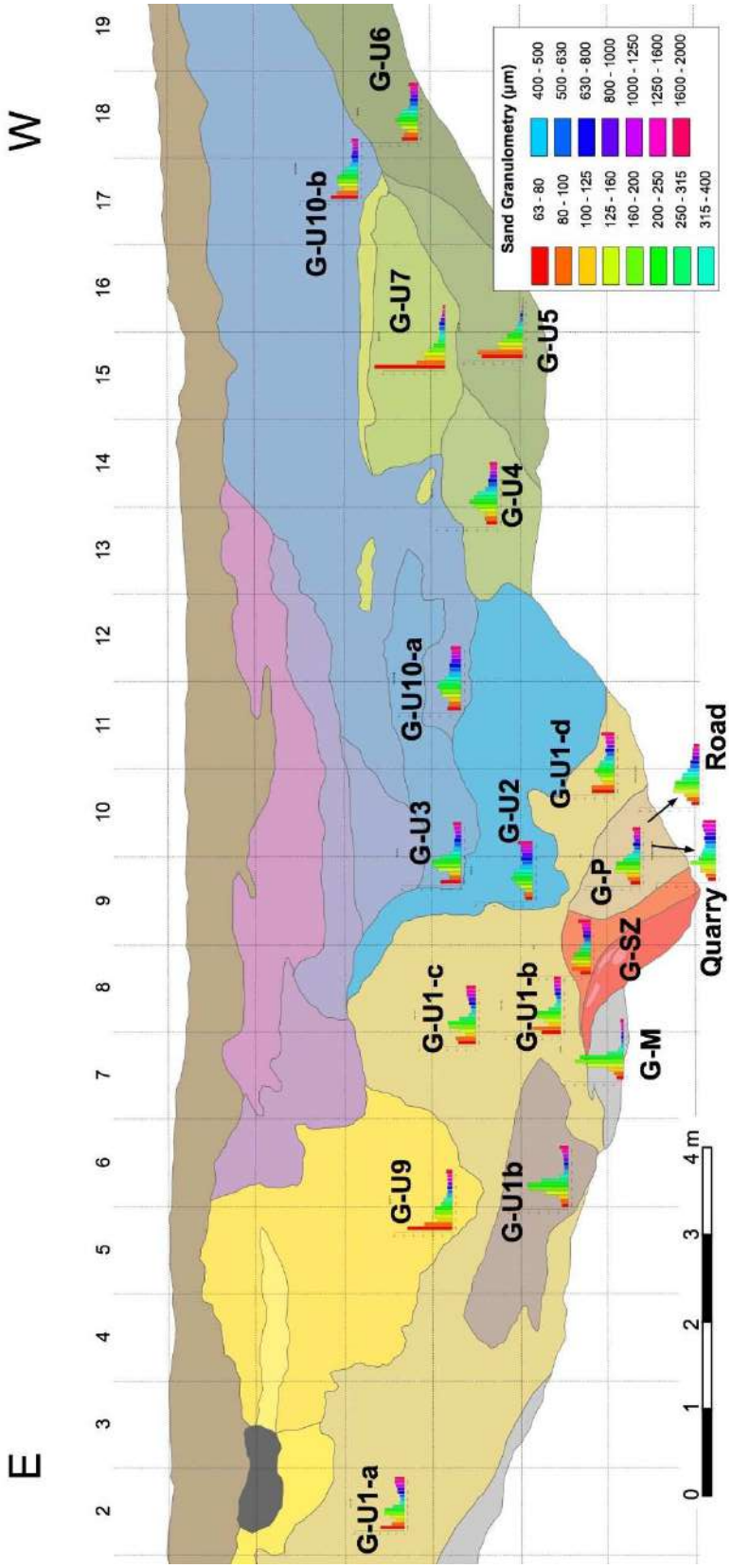


Figure 82 - Log de la paroi sud de la tranchée T3. Les histogrammes présentent les résultats de notre analyse granulométrique pour la fraction sableuse pour chaque échantillon testé dans cette étude (voir Table 8 pour les données correspondantes).

E) Apport de la topographie haute résolution LiDAR en Provence

Dans le cadre de cette étude, trois Modèles Numériques de Terrain (MNT) haute résolution ont été générés grâce à l'imagerie LiDAR par une équipe de l'Université de Caen (dans le cadre du dispositif interrégional CLAREC) (Figure 83). Le principe général de l'acquisition LiDAR est détaillé dans la partie III)B)2). Cet outil est de plus en plus utilisé en géomorphologie, et notamment en géomorphologie tectonique, car il permet une cartographie fine et détaillée des marqueurs géomorphologiques en surface résultant de l'activité des failles, tels que des terrasses, des cônes alluviaux ou des rivières décalés ou encore des escarpements tectoniques. Dans cette partie, nous allons évoquer l'apport de cette technique en géomorphologie tectonique puis nous discuterons plus spécifiquement de ce qu'a apporté cette technique sur les zones que l'on a ciblées en Provence, une région où la tectonique et les déformations lentes rendent l'étude de la sismicité actuelle et passée difficile et où il paraît judicieux d'implémenter cette technique.

1) Étendue géographique des MNT haute-résolution générés pour cette étude

Le premier MNT « Zone Trévaresse » mesure 70 km^2, a une résolution de 1 mètre par pixel, se situe à environ 20 kilomètres au nord d'Aix-en-Provence et recouvre d'une part la faille de la Trévaresse de l'est de Lambesc jusqu'à Venelles sur une bande de 3 km de largeur, et d'autre part la zone des failles de Meyrargues et de Venelles, s'étendant de Venelles à la vallée de la Durance au nord est sur une bande de 3 km de largeur également. Le second « Zone Corbières » est localisé sur la rive de droite de la Durance, dans la partie sud de la vallée de la Moyenne Durance, à deux kilomètres à l'est de Beaumont-de-Pertuis. Il recouvre un potentiel segment du SFMD se caractérisant par des décalages du réseau hydrographique via plusieurs baïonnettes. Ce MNT a une superficie de 13 km^2 et une résolution de 1 mètre par pixel. Enfin, le troisième MNT « Zone Vinon-sur-Verdon » mesure 14 km^2 et a une résolution plus fine encore (30cm par pixel). Il a été généré autour de Vinon-sur-Verdon (Figure 83) et nous a permis d'étudier en détail une faille dans la vallée de Maragrate (voir article en partie III)C)). Nous ne reviendrons pas sur ce dernier MNT dans cette partie.

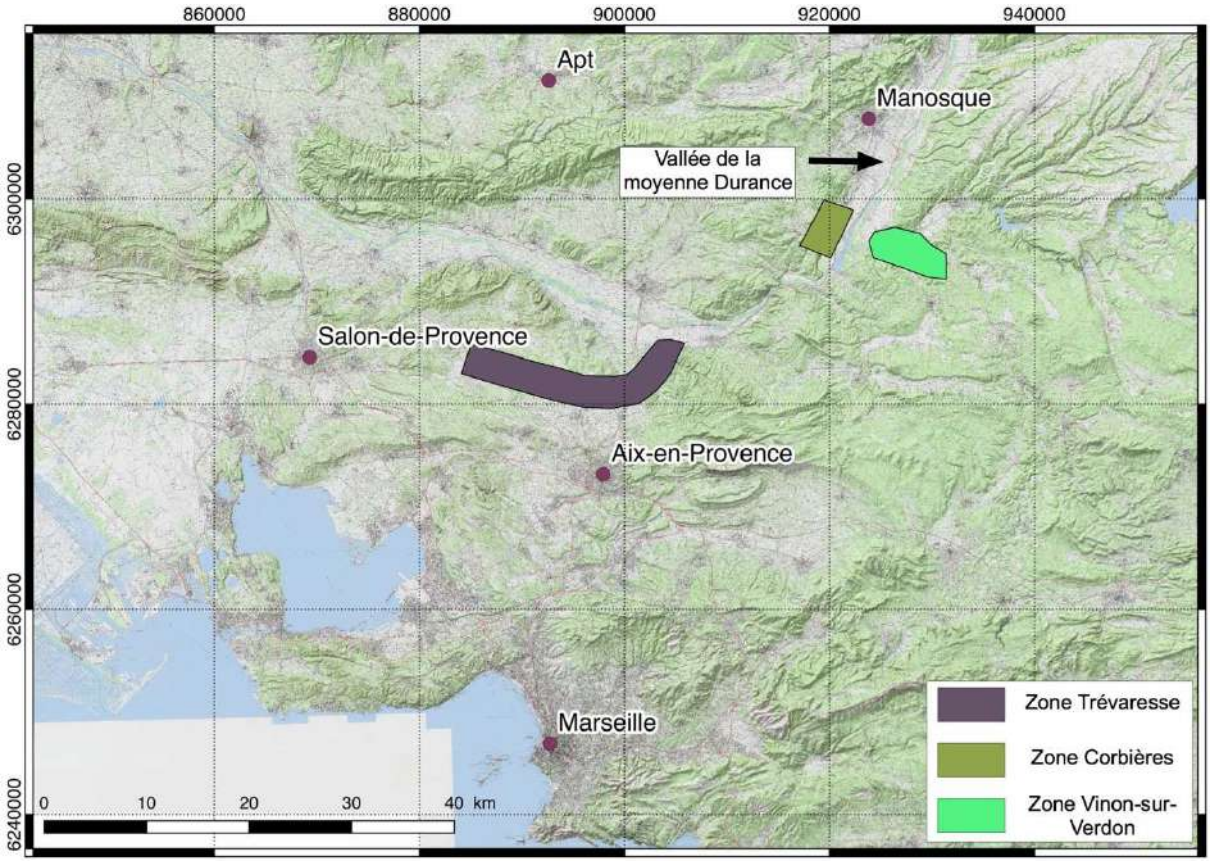


Figure 83 – Étendue géographique des trois MNT LiDAR générés en Provence dans le cadre de ce travail.

2) Faille de la Trévaresse

La faille de la Trévaresse, située à environ 20 km au nord d'Aix-en-Provence dans le Sud-Est de la France, est une structure tectonique Est-ouest correspondant à un pli en rampe à vergence sud, d'environ 15 kilomètre de longueur au total. Elle est à l'origine du principal séisme enregistré au cours du XXème siècle à Lambesc (magnitude 6, voir Baroux et al., 2003). Cette faille était décrite jusqu'alors comme composée de deux segments principaux (Chardon et al., 2005) et de quelques segments secondaires (Figure 84A). Le MNT LiDAR « Zone Trévaresse » a permis de retrouver ces deux segments mais sa résolution de 1 mètre par pixel a en outre rendu possible une cartographie fine de nombreux escarpements, segments de faille, ruisseaux décalés et cônes alluviaux dont certains n'étaient pas identifiés jusqu'à présent et qui pourraient correspondre à une expression morphologique de décalages tectoniques le long de segments de failles (Figure 84). En particulier, l'escarpement d'environ 1 mètre de hauteur identifié grâce à une analyse GPS par Chardon et al. (2005), sur lequel les auteurs ont ouvert

une tranchée de paléosismologie démontrant de la déformation tectonique au Quaternaire et à l'Holocène, est retrouvé sur une longueur de 250 mètres grâce à son expression sur le MNT LiDAR (Figure 84C). Certains des ressauts topographiques recoupent des cônes alluviaux (Figure 84D par exemple).

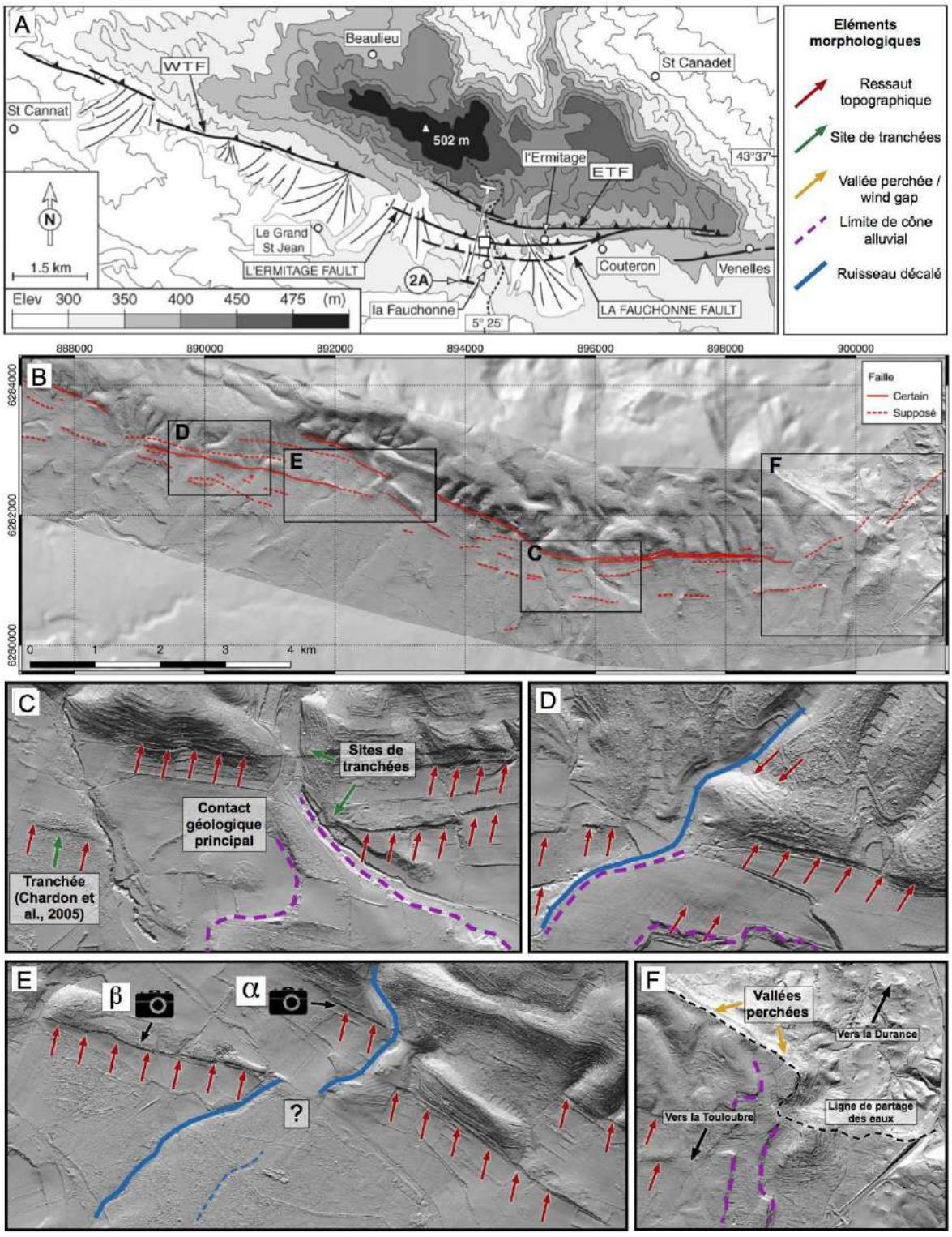


Figure 84 – A) Cartographie de la faille de la Trévaresse (d'après Chardon et al., 2005). B) Cartographie détaillée de la segmentation de la faille de la Trévaresse grâce aux données topographiques ombrées haute-résolution. C) Zone de Ganay, au nord de Puyricard. Le contact principal de la faille est visible au nord. Le segment secondaire sur lequel Chardon et al. (2005) ont documenté une tranchée est retrouvé sur le MNT. Plusieurs segments secondaires sont cartographiés. D) Un ruisseau décalé et plusieurs ressauts topographiques ont pu être cartographiés. E) Plusieurs ressauts topographiques et le contact principal sont visibles ici. Un ruisseau abandonné et décalé de près de 200 mètres est observé. Les localisations des photos en Figure 85α et β sont indiquées par un symbole d'appareil photo. F) Zone de Venelles, où l'on observe des vallées perchées à la ligne de crête entre le versant escarpé vers la Durance au nord et le versant en pente douce vers la Touloubre au sud.

Les morphologies identifiées grâce au MNT LiDAR haute résolution sont parfois difficiles à retrouver sur le terrain, notamment à cause de la végétation ou de structures anthropiques (voir deux exemples en Figure 85). Leur expression en surface est bien plus claire une fois que la végétation a été enlevée, soulignant le fort intérêt de cette technologie dans des zones comme la Provence.



Figure 85 - Photographies d'escarpements de la faille de la Trévaresse (voir Figure 84E pour les localisations). Les lignes en pointillés rouges et bleues marquent le ressaut topographique. L'apport de l'imagerie haute résolution est important, car il est difficile de trouver ce type d'escarpements sur le terrain. En effet, ils sont souvent cachés par la végétation ou des structures anthropiques. α) Faille géologique de la Trévaresse. β) Escarpement de faille de la Trévaresse.

Des mesures de pendage ont été effectuées sur le ressaut topographique de la Figure 85β. Elles sont comme suit :

- N105 – 89S

- N96 – 80S
- N103 – 80S
- N95 – 79S
- N102 – 65S
- N103 – 82S

Ces mesures indiquent un escarpement sub-vertical orienté vers le sud. Par ailleurs, un plan stratigraphique légèrement incliné vers le sud a été mesuré au niveau de cet escarpement (N105 – 30S).

Une cartographie des cônes alluviaux et des niveaux plats sur le massif de la Trévaresse situé directement au nord de la faille principale a été réalisée grâce aux données haute-résolution (Figure 86). De nombreux cônes alluviaux imbriqués sont ainsi documentés, témoignant d'une forte érosion quaternaire. Le MNT LiDAR permet d'observer ces imbrications et cette géométrie complexe avec précision.

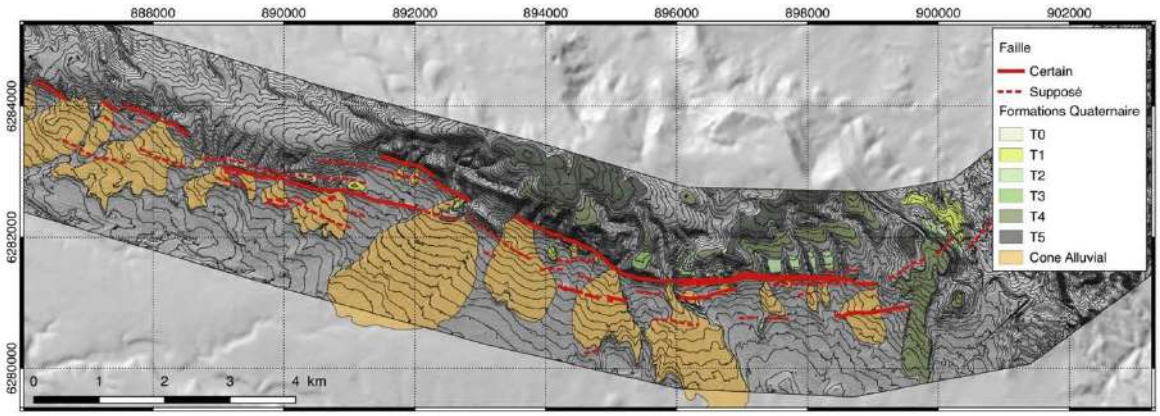


Figure 86 - Cartographie des segments de faille certains ou supposées de la faille de la Trévaresse ainsi que cartographie d'une partie des niveaux plats sur le massif de la Trévaresse au nord de la faille.

Afin d'étayer nos observations, plusieurs profils topographiques ont été extraits sur le MNT LiDAR de la Trévaresse. Tout d'abord sur la zone de Ganay au nord de Puyricard (Figure 87, zone correspondant à celle de la Figure 84C).

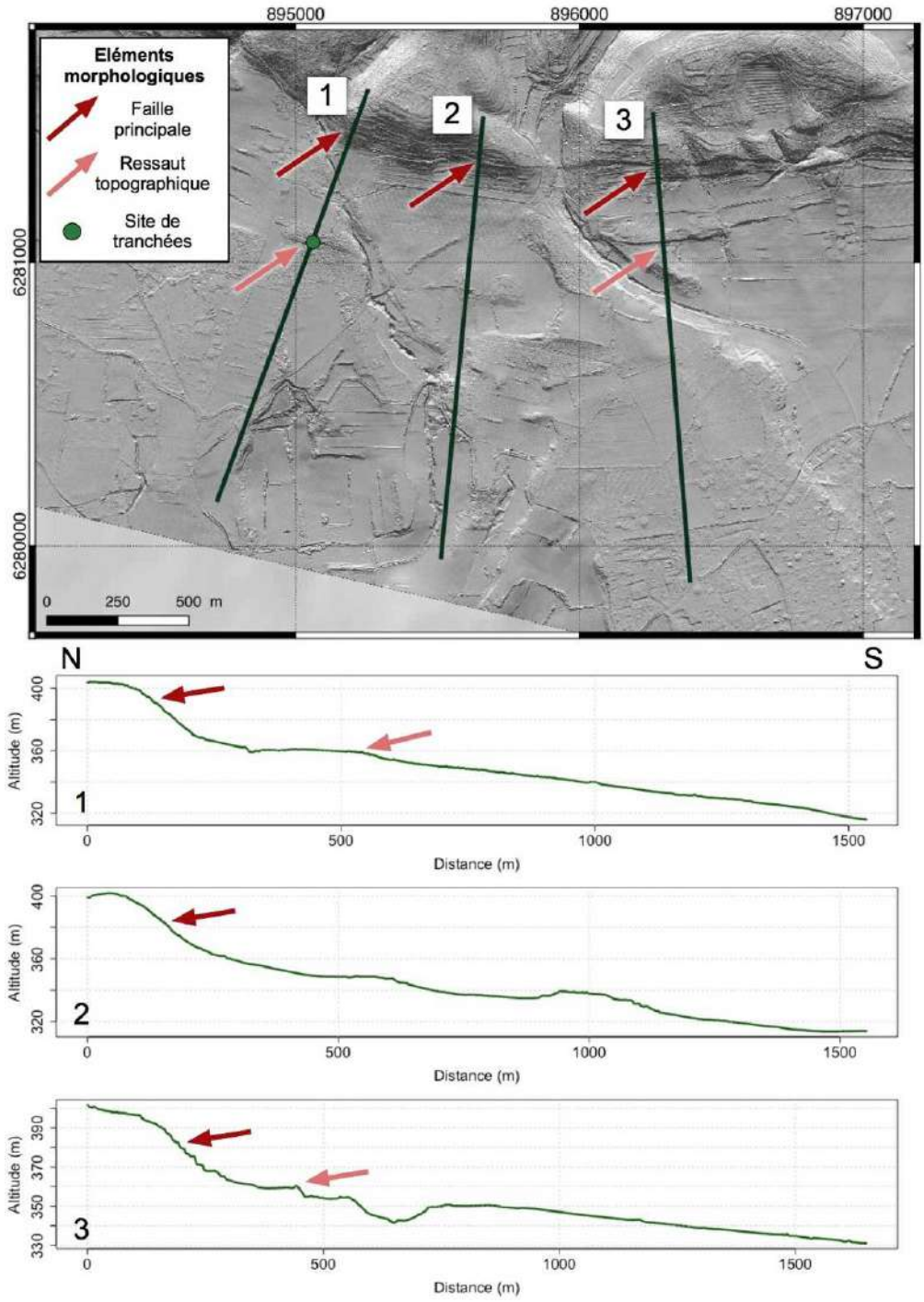


Figure 87 – Profils topographiques orientés nord-sud dans la zone de Ganay (correspondant approximativement à l'encadré C de la Figure 84).

Nous retrouvons sur ces profils les escarpements liés à la faille géologique principale de la Trévaresse au pied du massif de la Trévaresse à proprement parler, mais aussi des escarpements secondaires plusieurs centaines de mètres au sud du contact principal, notamment celui documenté par Chardon et al. (2005) qui a fait l'objet d'une tranchée de paléosismologie

(Figure 87). Une photographie de cette tranchée est montrée en Figure 88. On discerne le ressaut topographique que les auteurs avaient reconstitué grâce à une campagne de mesures GPS, dorénavant bien marqué sur le MNT LiDAR.



Figure 88 - Photographie de la tranchée de paléosismicité ouverte par Chardon et al. (2005) au niveau d'un escarpement lié à la faille de la Trévaresse. L'escarpement, indiqué par une flèche noire, est bien marqué sur le MNT LiDAR ombré et se retrouve sur le terrain.

Deux profils topographiques supplémentaires ont été extraits sur la zone de Venelles (Figure 89, zone correspondant à celle de la Figure 84F). Cette zone pose question car nous observons la limite de partage des eaux actuelle (en pointillés noirs) et ce qui semble être une ancienne limite de partage des eaux (en pointillés mauves). Cette observation est corroborée par la présence de talus relativement élevés, témoins d'une forte incision qui semble contradictoire si l'on considère la taille du bassin versant en amont à l'heure actuelle.

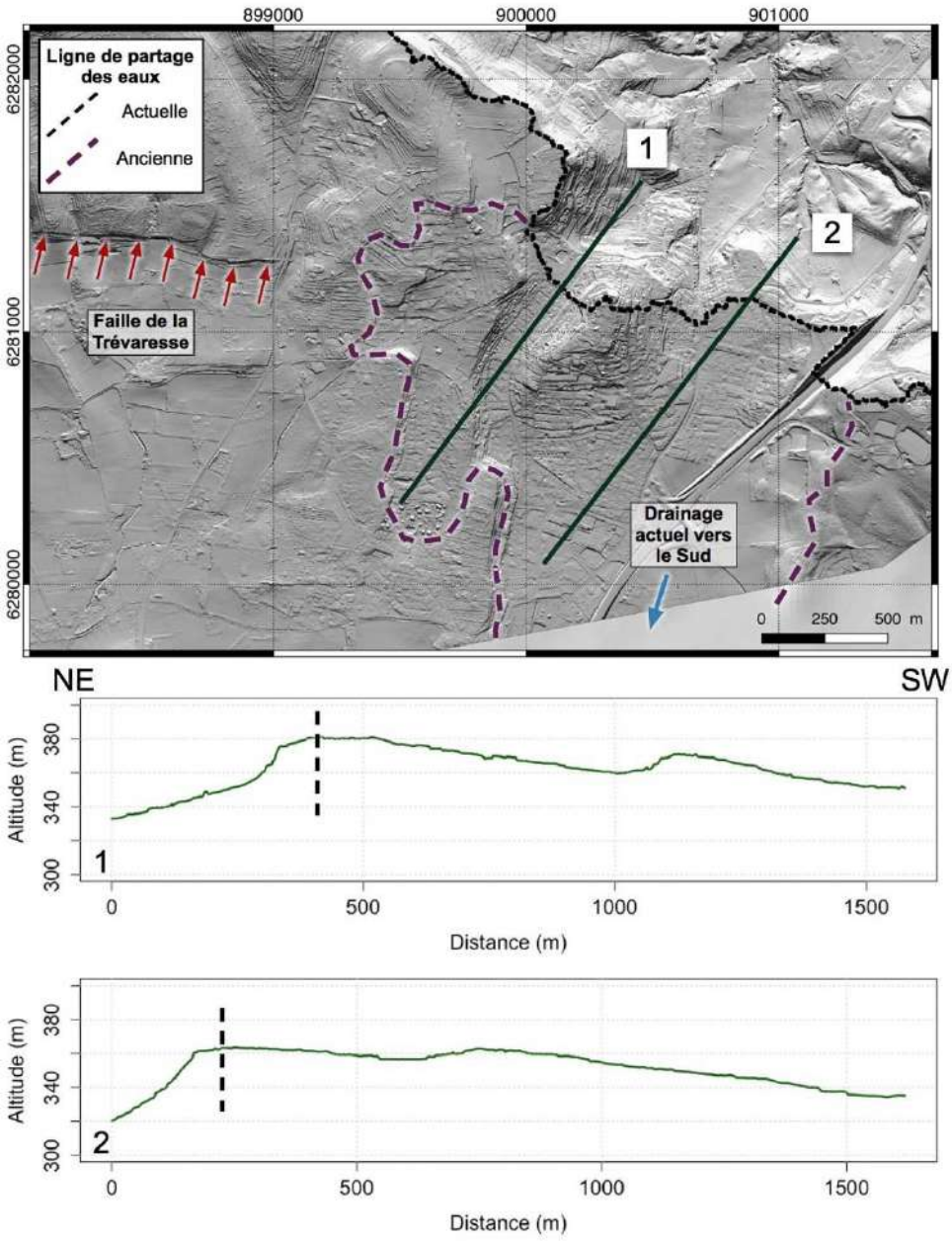


Figure 89 – Profils topographiques sur la zone de Venelles (correspondant approximativement à l'encadré F de la Figure 84). Les pointillés noirs indiquent la limite de partage des eaux actuelle extraite des données LiDAR. Une interprétation de ce qui apparaît comme une paléo limite de partage des eaux est indiquée plus au sud par les pointillés mauves.

3) Failles de Venelles et de Meyrargues

Les failles de Meyrargues et de Venelles, orientées NE-SW, ont fait l'objet de plusieurs études (Guignard et al., 2005 ; Shabanian et Bellier., 2012) ayant permis la cartographie de deux segments de faille principaux de longueurs pluri-kilométriques dans la zone de

Meyrargues (Figure 90). Ces failles constituent la jonction entre la faille de la Trévaresse à l'ouest et le SFMD au nord. La cinématique de faille (Guignard et al., 2005) et les mécanismes au foyer (Baroux et al., 2001) dans la région impliquent une dynamique sénestre pour ces structures (Figure 90). Pour établir cette cartographie, les auteurs ont utilisé des observations de terrains, notamment des affleurements affectés par de la déformation tectonique, telles que des couches géologiques déformées, décalées ou striées.

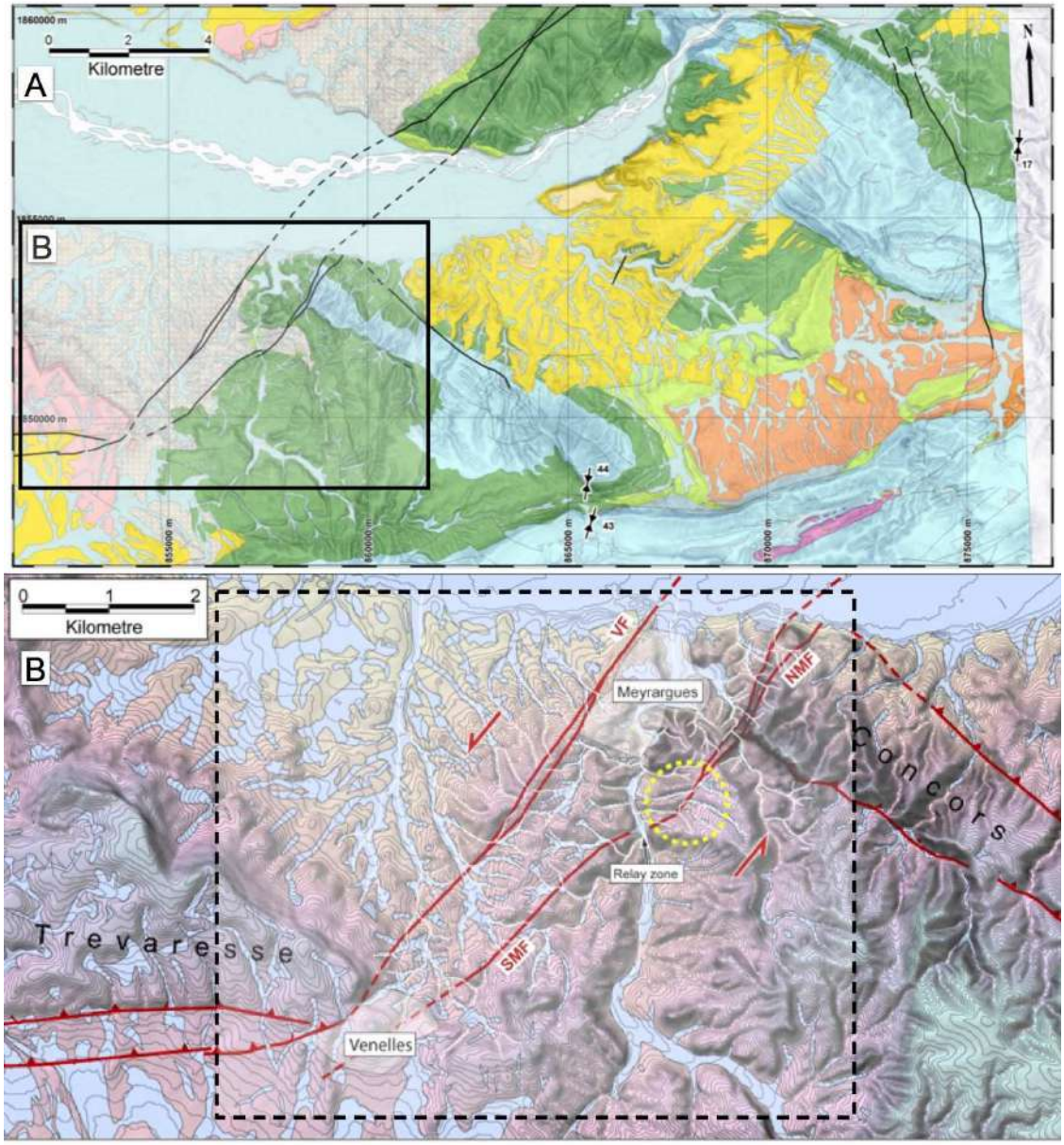


Figure 90 - A) Cartographie de la faille d'Aix et de la portion sud du système de faille de la Moyenne Durance (Shabanian et Bellier, 2012). La carte englobe la partie nord-est de la Zone Trévaresse du MNT LiDAR. B) Zoom sur la zone de Meyrargues, avec la faille de Venelles (VF) et les segments sud (SMF) et nord (NMF) de la faille de Meyrargues. Le cadre en pointillé

correspond à l'emprise de la Figure 91A. Le cercle jaune indique une zone d'intérêt documentée dans la Figure 92.

Nous avons tenté de retrouver ces deux failles répertoriées et décrites par Shabanian et Bellier (2012) en se basant uniquement sur la morphologie en surface à l'aide du MNT haute résolution LiDAR (Figure 91).

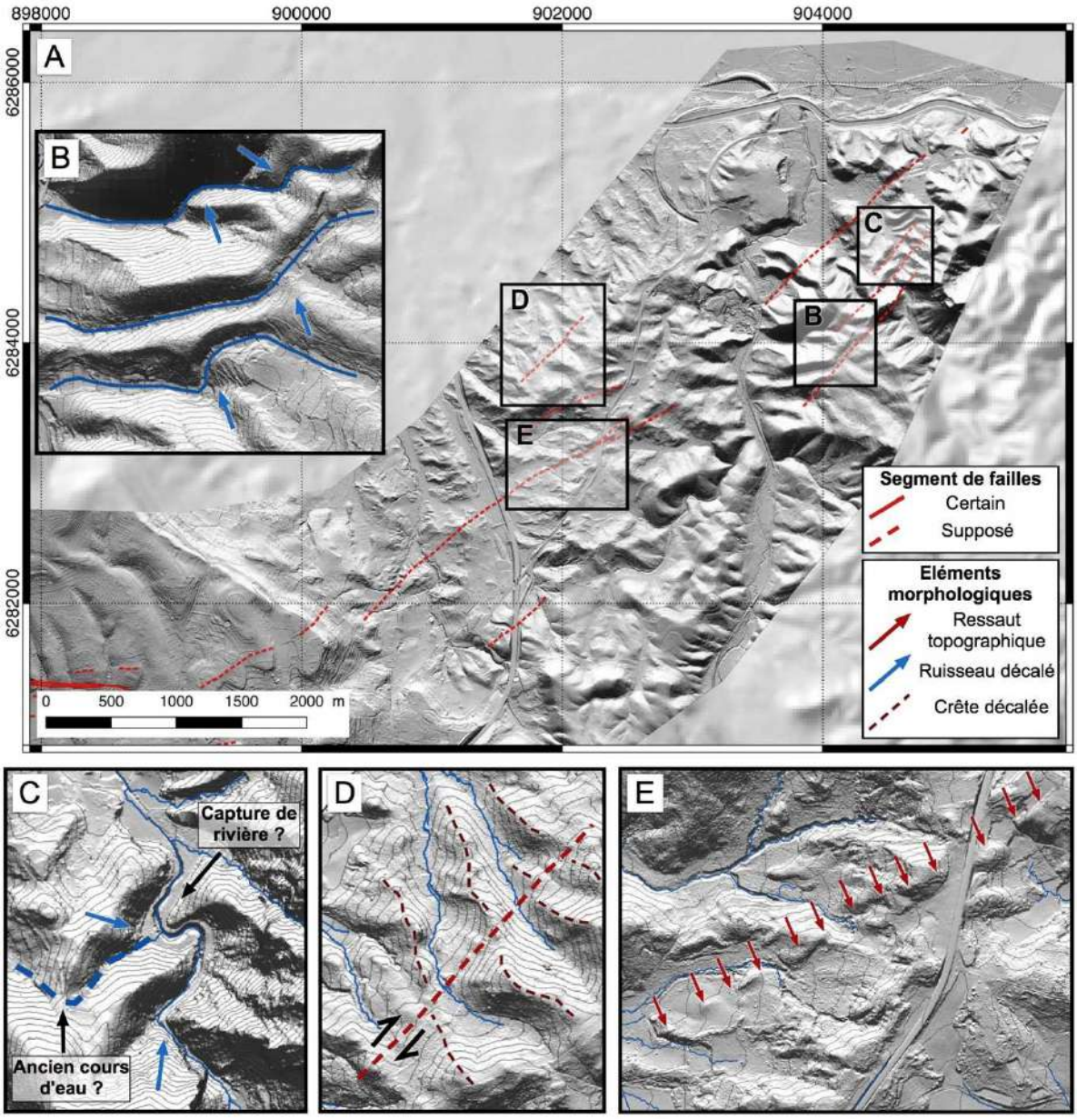


Figure 91 - A) Topographie haute résolution ombrée sur les failles de Venelles et de Meyrargues, ainsi que la cartographie de plusieurs segments de faille identifiés grâce aux anomalies de la morphologie (localisation correspondant au cadre en pointillé en Figure 90B). Les lignes de niveaux visibles en B, C, D et E sont espacées verticalement de 5 mètres. B)

Zoom sur une zone montrant plusieurs rivières décalées en baïonnette sénestre. Voir Figure 92 pour plus de précisions. C) Zoom sur deux rivières décalées à Meyrargues montrant une possible capture de chenal. D) Crêtes de collines ayant un décalage dextre apparent au nord de Venelles, ce qui confirme le tracé de failles de Shabanian et al. (2012). E) Possible segment de faille visible dans la topographie au nord de Venelles sur une longueur de 1200 mètres. Ce segment n'était pas encore documenté et a pu être identifié grâce à notre MNT LiDAR.

Plusieurs de nos observations confirment cette cartographie, comme des décalages du réseau hydrographique (Figure 91B et C respectivement) ou bien des crêtes de collines décalées en dextre apparent (Figure 91D). Les baïonnettes observées sur la Figure 91C montrent des décalages apparents sénestres, en accord avec les observations de Shabanian et Bellier (2012). En revanche, le décalage apparent visible sur la Figure 91C est dextre. Pour expliquer cette contradiction, l'hypothèse d'une capture de rivière est proposée. En effet, nous suggérons que le ruisseau en pointillé a été abandonné au profit du tracé hydrographique actuel. Dans ce cas, il y aurait en fait un décalage sénestre relativement accentué.

Par ailleurs, des éléments non documentés par le passé ont pu être identifiés grâce au MNT LiDAR, comme un segment de faille au nord de Venelles (Figure 91E) préservé dans la topographie et visible grâce à plusieurs escarpements discontinus et alignés selon un axe NE-SW. Ces observations suggèrent donc une segmentation plus complexe des failles de Meyrargues et de Venelles que ce qui était proposé jusqu'à maintenant.

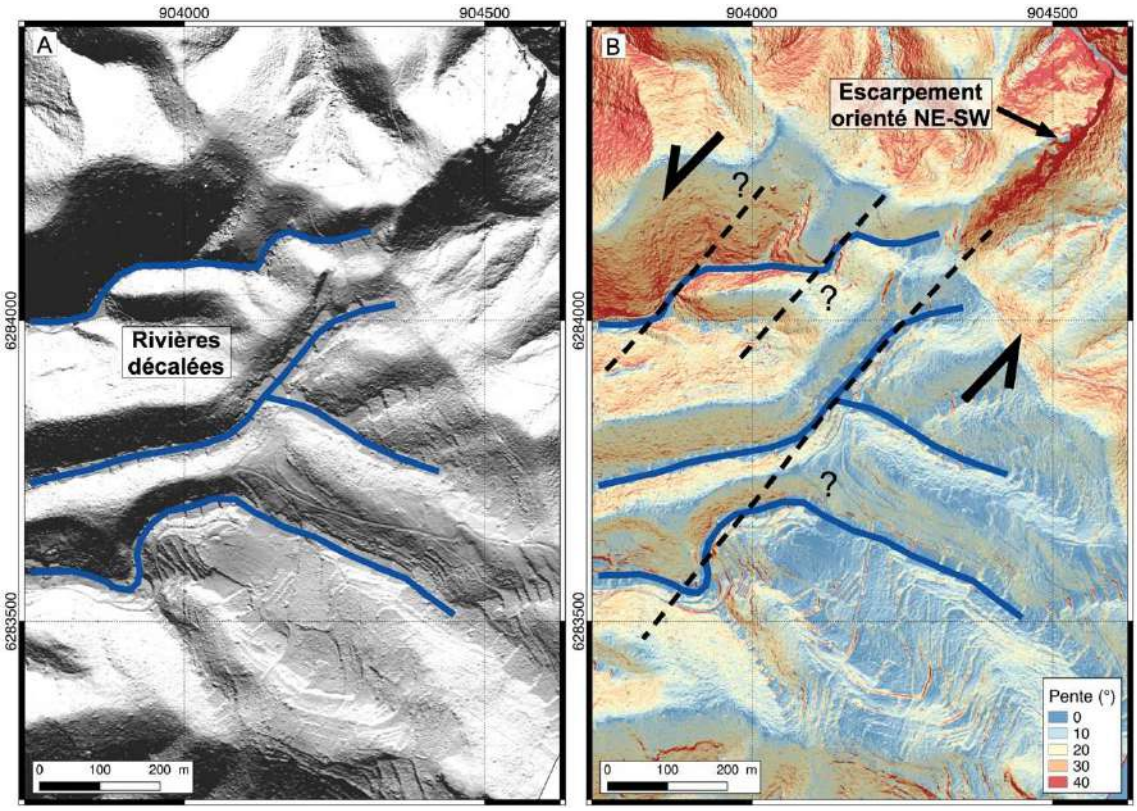


Figure 92 – A) MNT ombré LiDAR correspondant à la zone représentée dans l'inset C de la Figure 91. Plusieurs décalages sénestres du réseau hydrographique sont mis en évidence. B) MNT de pentes LiDAR sur la même emprise qu'en A). Les pentes mettent en évidence un escarpement orienté NE-SW, dans le même axe que les décalages en baïonnettes. Cet escarpement est recouvert de végétation et n'est pas visible sans données topographiques haute résolution. Une interprétation détaillée de la segmentation de faille est proposée ici, ce qui était compliqué sans données LiDAR.

4) Système de faille de la Moyenne Durance – Zone de Corbières et Beaumont-de-Pertuis

La zone de Corbières en rive droite de la Durance (voir Figure 83 pour la localisation) a déjà fait l'objet de plusieurs études morphotectoniques (Guignard et al., 2005 ; Molliex, 2009). En effet, une anomalie du réseau hydrographique est visible par image satellite ainsi que sur le MNT à 25 m de résolution. Plusieurs rivières mineures se jetant dans la Durance en aval montrent des baïonnettes en décalage sénestre systématique pouvant atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de longueur (Figure 93). Ces rivières sont localisées sur une surface d'abandon du Valensole II, une formation conglomératique d'âge Pliocène résultant de l'érosion massive des Alpes. Molliex (2009) documente des galets striés, des profils en long

GPS dans les cours d'eau affectés par les baïonnettes ainsi que des profils électriques réalisés grâce à la méthode de tomographie électrique. L'auteur conclut de ces observations qu'il y a sans ambiguïté l'existence de déformations à l'est du segment principal du SFMD (Figure 93). Cette déformation se caractérise par (i) le basculement de la surface d'abandon du Valensole II vers l'est le long du segment principal de Beaumont de Pertuis, (ii) la présence de nombreux galets striés, voire cisaillés (Guignard et al. 2005), (iii) la présence de failles mesoscopiques affectant le Valensole II, (iv) la déviation systématique à contre pente du réseau hydrographique secondaire, qui semble difficile à expliquer avec des mécanismes autres que tectoniques (Molliex, 2009).

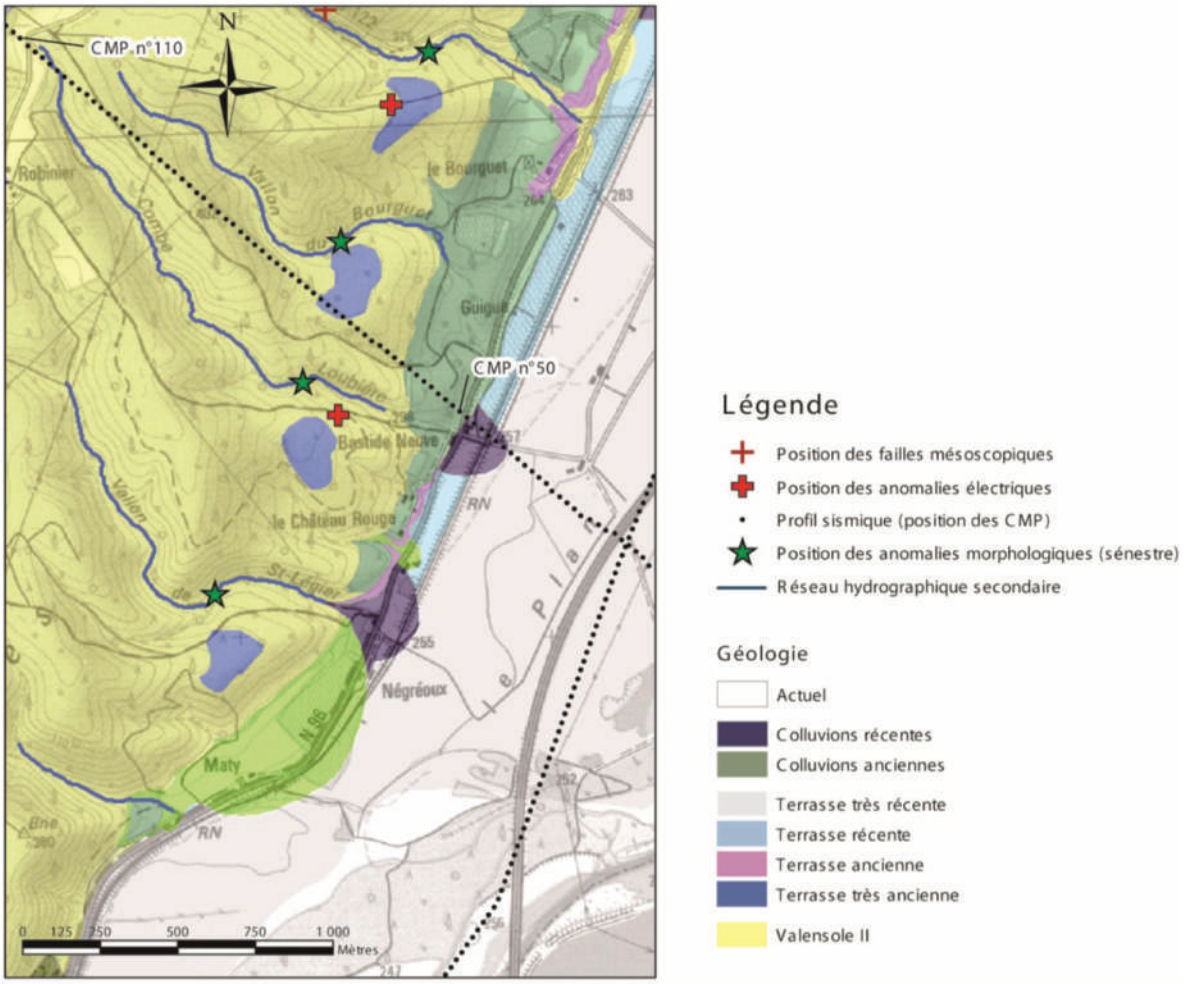


Figure 93 – Cartographie du secteur de Corbières montrant les anomalies morphologiques sénestres des ruisseaux en baïonnettes, les anomalies électriques, la position du profil sismique 71D03 ainsi que la position des failles mésoscopiques (d'après Molliex, 2009).

À la suite de ces investigations, il nous a paru intéressant de voir ce que la topographie haute résolution LiDAR pouvait apporter à la méthodologie multi-disciplinaire déjà implémentée par

Molliex (2009). Ces nouvelles données ont permis une cartographie fine et détaillée des terrasses alluviales de la Durance ainsi que des surfaces planes plus anciennes et situées plus en amont (Figure 94). Plusieurs cônes alluviaux sont aussi cartographiés à l'exutoire des ruisseaux dans la plaine de la moyenne Durance.

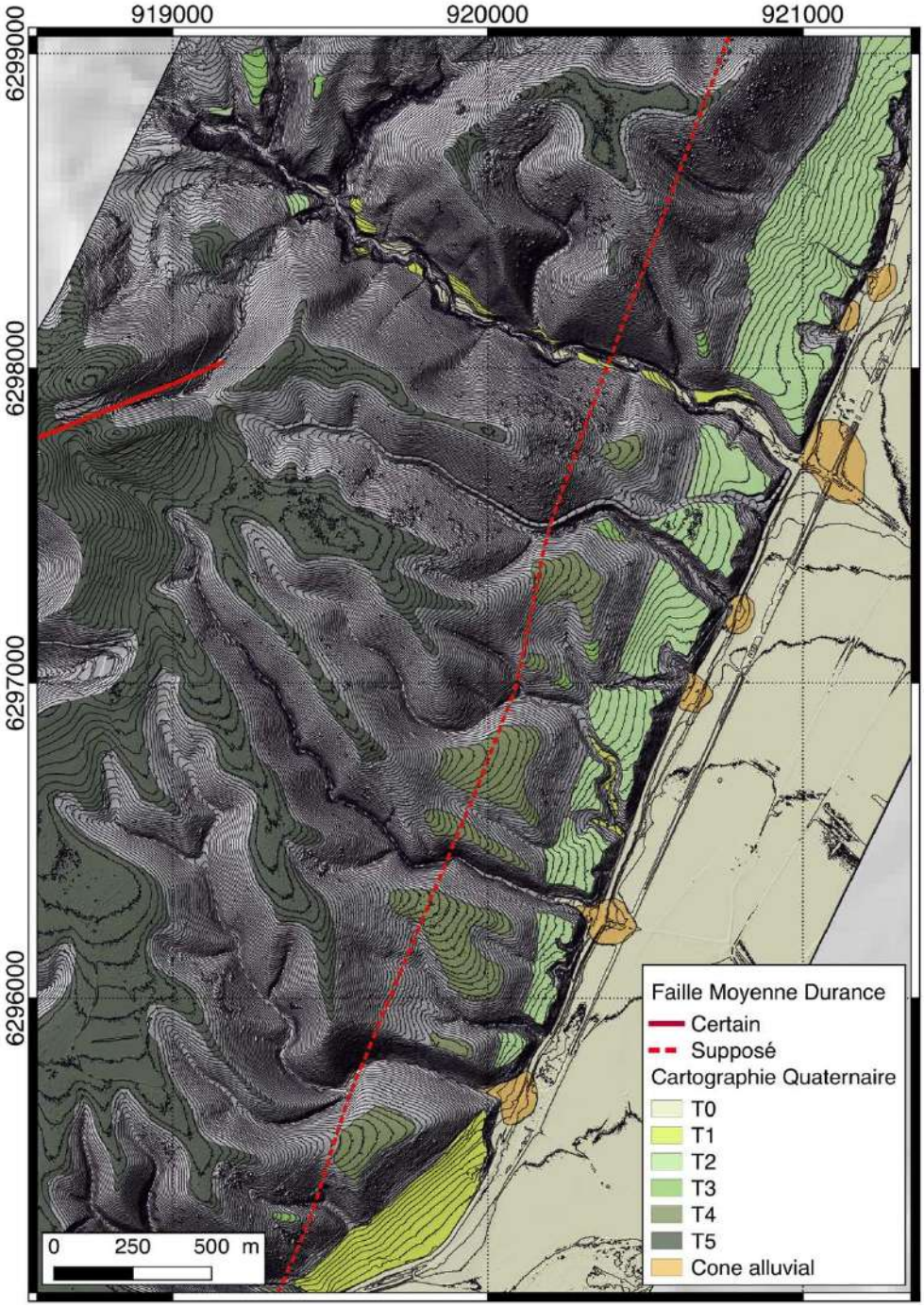


Figure 94 - Cartographie des niveaux de terrasses, d'anciennes surfaces planes et des cônes alluviaux sur la zone Corbières à l'aide du MNT LiDAR créé pour cette étude, ainsi que du tracé probable du segment de faille décrit par Guignard et al. (2005) et Molliex (2009).

De plus, les profils topographiques en long des différentes rivières ont été extraits à partir du MNT LiDAR en utilisant les logiciels GRASS et RStudio, ce qui a permis d'identifier plusieurs ressauts topographiques (potentiels knick points), possiblement liés à l'activité tectonique du SFMD Durance et semblant s'aligner avec les baïonnettes des rivières (Figure 95). Un tracé de faille supposé est proposé ici. Il faut cependant noter que les knick points sont des éléments morphologiques habituellement associés à des failles rapides ayant une cinématique avec une forte composante verticale, ce qui n'est pas le cas ici en contexte de déformations très lentes. De plus, certains ruisseaux parallèles aux quatre présentés en Figure 95 ne montrent pas de knick points. Les knick points observés ici se situent pour plusieurs d'entre eux à une section de rivière où un affluent se jette dans le ruisseau principal, ce qui pourrait expliquerait leur présence à ces endroits. Pour finir, ce tracé n'est pas le même que celui en Figure 94 se fiant aux baïonnettes de ruisseaux.

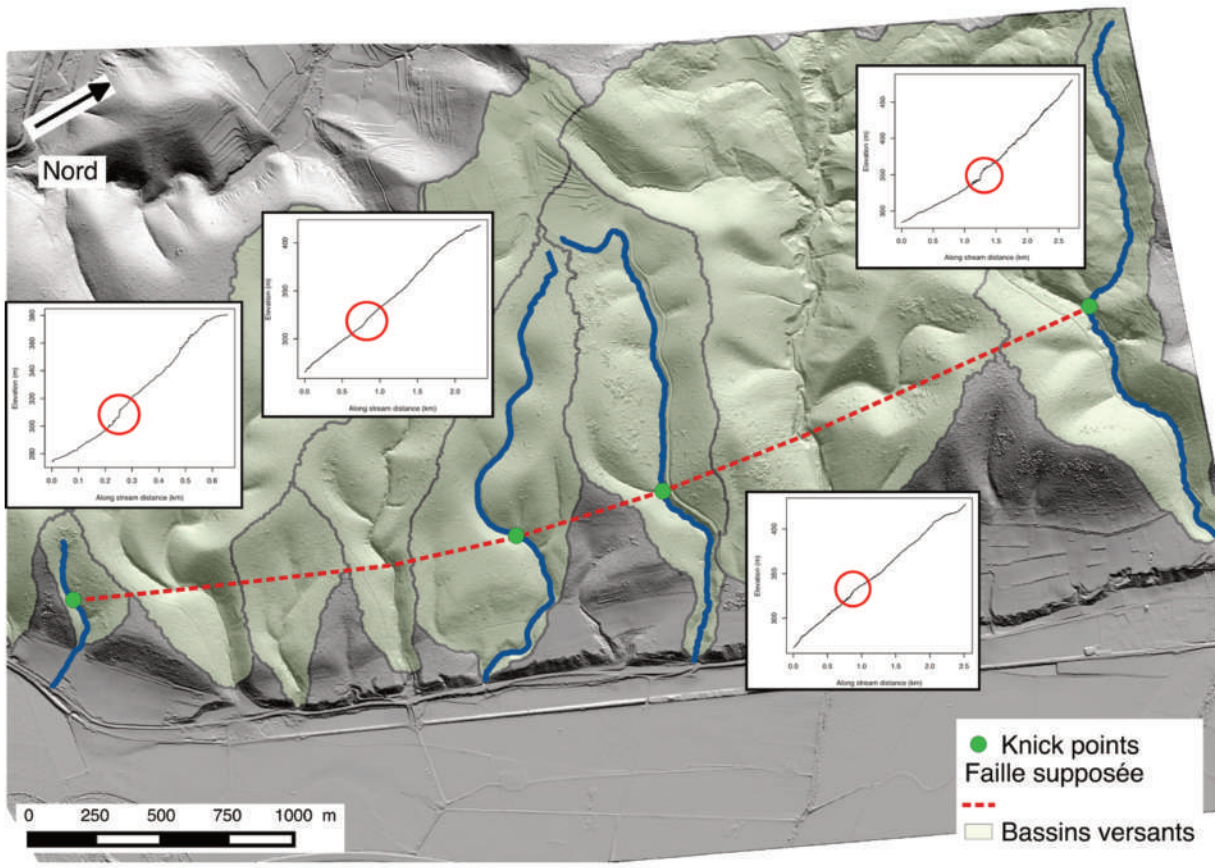


Figure 95 - Carte de la zone Corbières (approximativement même emprise que la Figure 94) présentant 4 profils topographiques, extrait à partir du MNT haute résolution LiDAR, de talwegs affectés par un décalage en baïonnette et présentant un ressaut topographique. Pour ces talwegs, le profil topographique en long de l'exutoire vers l'amont est présenté dans les

encadrés. Le tracé de faille supposé ici relie les 4 knick points et n'est pas le même que celui qui relie les anomalies du réseau hydrographique.

En conclusion, dans ce contexte de déformations tectoniques très lentes, les données LiDAR n'ont pas apporté de nouveaux éléments forts permettant d'appuyer l'hypothèse d'un segment de faille dans la zone de Corbières et de Beaumont de Pertuis. Cependant, ces données ne contredisent pas les observations déjà évoquées par les études précédentes.

IV) Synthèse générale, discussion et perspectives

A) Synthèse générale

Les principaux résultats issus de ce travail sont synthétisés ci-dessous. Il s'agit principalement de l'étude des deux principaux phénomènes à l'origine des variations de la surface terrestre : l'érosion et la tectonique. La synthèse est organisée en quatre sous-parties, correspondant aux trois études en Anglais présentes dans ce manuscrit puis à l'analyse topographique LiDAR en Provence.

1) Distribution des taux de dénudation des massifs carbonatés Provençaux

Un des objectifs de cette étude était d'étudier la morphogenèse des paysages carbonatés et leur comportement vis-à-vis des gradients climatiques à une échelle régionale. Nous nous sommes donc concentrés sur la Provence, qui se prête bien à ce type d'étude grâce à la variété d'altitudes et donc de climats que connaissent ses massifs. Grâce à l'utilisation des isotopes cosmogéniques, qui ont révolutionné la géomorphologie quantitative à partir des années 1990 (e.g. Brown et al., 1995 ; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996 ; Siame et al., 2004), il a été possible de comparer les taux de dénudation sur les crêtes et surfaces sommitales de onze massifs Provençaux. Pour cela, nous avons collecté et documentons 64 échantillons de roche carbonatée. Nous avons mis en évidence des taux de dénudation de l'ordre de 20-60 mm/ka, distribuées de façon relativement uniforme sur la majeure partie de notre jeu de données, montrant ainsi une influence limitée des gradients climatiques sur la dénudation des carbonates dans ce contexte Méditerranéen. Seuls le Grand Luberon et la montagne de Lure montrent une dénudation plus rapide, de l'ordre de 50-110 mm/ka et de 110-140 mm/ka respectivement. Ceci contraste fortement avec le Ventoux, qui forme avec la montagne de Lure une structure E-W d'environ 70 km de longueur à la limite nord de la Provence, et qui s'érode à 30-40 mm/ka comme la plupart des autres massifs moins élevés étudiés. On observe ainsi une forte asymétrie dans la dynamique de surface sur le chaînon de Ventoux-Lure, avec d'une part le Ventoux à l'ouest, situé en bordure de la vallée du Rhône qui se dénude à une vitesse similaire aux autres massifs Provençaux et d'autre part Lure à l'Est, localisé en bordure des Alpes du sud, qui se dénude jusqu'à quatre fois plus rapidement. Les influences tectoniques et climatiques sont discutées dans ce manuscrit. En effet, l'asymétrie pourrait être liée à un découplage tectonique entre les deux montagnes via la zone de transfert de Sault, visible dans la morphologie. Des différences climatiques actuelles, causées par le contraste entre le climat Alpin à l'est plus frais

et humide et le climat d'influence Rhodanienne à l'ouest plus sec, venteux et doux, ou un événement climatique de grande ampleur durant l'Holocène pourraient aussi expliquer cette différence de comportement morphogénétique.

2) Processus de dénudation à l'échelle d'un massif – Le Petit Luberon

Après l'étude de la dénudation à l'échelle régionale, un second objectif de ce travail était de mieux comprendre les processus de dénudation à l'échelle d'un massif carbonaté. Les carbonates ont la particularité d'être aussi bien soumis à la dissolution chimique qu'à l'érosion mécanique et au transport de particules rocheuses. Afin de quantifier les influences respectives de ces deux mécanismes érosifs, nous nous sommes focalisés sur le Petit Luberon, un relief carbonaté présentant un contraste morphologique entre sa surface sommitale plane et des flancs bien incisés, d'altitude moyenne (660 mètres) et localisé au nord de la Durance en Provence. Les taux de dénudation de la surface sommitale ont été déterminés par la mesure des concentrations en ^{36}Cl dans une quinzaine d'échantillons de substrat rocheux ou de clastes prélevés sur la surface sommitale du Petit Luberon. Pour quantifier la dénudation des flancs du massif, des échantillons de sédiments ont été collectés au niveau des berges sableuses et riches en graviers de talwegs des flancs nord et sud, ce qui permet alors de déterminer une concentration en ^{36}Cl moyennée à l'échelle du bassin versant situé en amont du site d'échantillonnage. Les taux de dénudation obtenus sur la crête du Petit Luberon sont compatibles avec les taux de dénudation de surfaces planes publiés dans d'autres études traitant de l'évolution des paysages carbonatés (e.g. Ryb et al., 2014a,b) et nos propres mesures régionales. En effet, la crête du Petit Luberon, qui s'apparente à une large surface plane, connaît une dénudation de l'ordre de 30 mm/ka. De leur côté, les bassins versants des flancs sud et nord du Petit Luberon testés au cours de cette étude connaissent des taux de dénudation plus importants, de l'ordre de 100-120 à 150-200 mm/ka pour le flanc nord et de 100-190 mm/ka pour le flanc sud (Thomas et al., 2017). Cette différence entre la crête, où l'influence du transport solide est faible, et les flancs, où le flux particulaire est plus important, démontre l'importance de l'érosion mécanique dans l'évolution des reliefs carbonatés comme le Petit Luberon via le transport de particules et de clastes. Cette différence suggère en outre que les précipitations annuelles en Provence ne sont pas assez importantes pour induire une dissolution chimique dominant significativement les effets de l'érosion mécanique. Il est alors possible d'en conclure que dans un contexte de précipitations annuelles modérées comme sur le pourtour Méditerranéen, le transport mécanique joue un rôle important dans la dynamique des paysages, au même titre que la dissolution chimique.

3) Apport de la paléosismologie, de la géophysique et de la géochronologie sur l'étude de la faille de Maragrate à Vinon-sur-Verdon

Un autre objectif de ce travail était de développer une méthodologie pluri-disciplinaire afin d'améliorer la connaissance des failles potentiellement sismogéniques de Provence, une région qui connaît des déformations lentes et une sismicité faible (e.g. Cushing et al., 2008 ; Nocquet, 2012). Pour ce volet de thèse, l'échelle de travail a été adaptée à une étude locale. Nous nous sommes focalisés sur une faille périphérique du chevauchement de Vinon, localisé à Vinon-sur-Verdon, plus précisément au niveau du vallon de Maragrate. Un contact anormal est visible en bordure de la route départementale D554. En effet, on y voit des argiles rouges, attribuées au Miocène, en contact verticalisé avec des conglomérats jaunes attribués à la formation régionale de Valensole II (Pliocène) (Clauzon, 1996). Cette faille, orienté N30° et visible uniquement en bordure de route, a pu être extrapolé sur une longueur d'environ 700 mètres grâce notamment à l'imagerie haute-résolution LiDAR, qui met en évidence un escarpement de 300 mètres de longueur probablement lié à de l'érosion différentielle vers le sud-est, et à la tomographie électrique qui permet de suivre ce segment en profondeur sur 400 mètres jusqu'en bordure de la vallée actuelle du Verdon au nord-ouest. Des indices de déformation au sud-est de Vinon-sur-Verdon suggèrent une possible longueur potentielle de l'ordre de 2 kilomètres pour cette faille, même s'ils sont probablement associés au chevauchement de Vinon principal. Deux tranchées de paléosismicité ont été ouvertes dans le vallon de Maragrate en contrebas de la route D554 par GEOTER en 1995 dans l'axe du contact argiles-conglomérats, dans le but d'observer la géométrie des dépôts sous la surface. Elles ont permis de retrouver la prolongation du contact en profondeur. Ces tranchées avaient été creusées en bordure de vallon. Il en résulte une très faible épaisseur de sédiments récents (Holocène) au-dessus du contact argile/conglomérats à proprement parler. Dans le cadre de ce travail, nous avons ouvert une nouvelle tranchée vingt mètres à l'ouest des deux premières, dans le but d'obtenir une épaisseur sédimentaire plus puissante au-dessus du contact argiles/conglomérats pour documenter l'histoire fini-Quaternaire sédimentaire et tectonique. Des acquisitions géophysiques préliminaires ont conduit à ouvrir la nouvelle tranchée approximativement au milieu du vallon de Maragrate. Nous avons mis à jour près de 5 mètres de remplissage sédimentaire au-dessus du contact, à nouveau retrouvé en profondeur. Ces sédiments récents ont été datés à l'aide de la mesure des concentrations en ^{14}C dans des échantillons de charbon collectés dans les parois de la tranchée mais aussi par la mesure de la luminescence optique OSL dans des sédiments des unités les plus basses de la tranchée. En particulier, les conglomérats jaunes retrouvés en fond de tranchée et assimilés aux conglomérats Pliocène visibles en bordure de route ont été datés à 195.9 ± 30.8 ka, ce qui indique qu'il s'agit probablement d'un remaniement d'unités Pliocène. Ces conglomérats sont affectés par de la déformation d'origine tectonique, comme le prouve la présence de galets cisaillés, d'une unité de roches broyées et le contact avec une unité de gouge

de faille rougeâtre. Ces unités sont surplombées par des sédiments glaciaires (les plus anciens datés à 19.4 ± 1.0 et 17.9 ± 0.7 ka par OSL) puis Holocène, tous non-affectés par de la déformation. Le résultat principal de ces investigations est donc que la faille de Maragrate a connu de la déformation durant les derniers 200 ka (qui pourrait s'agir d'un âge minimum), cependant aucune activité tectonique n'a été enregistrée depuis la fin du Pleistocène et le début de l'Holocène. En complément, une analyse granulométrique a été menée sur les principales unités visibles dans la tranchée T3. Cette analyse nous a permis de mettre en évidence des différences de dynamiques de dépôts et des cycles sédimentaires grâce aux différents blocs d'unités sédimentologiques identifiés, avec des chenaux riches en graviers et galets émoussés et des unités pauvres en galets mais riches en argiles, silts et sables. Ces cycles ont pu être corrélés aux cycles sédimentaires régionaux par Ollivier (2015), notamment les phases de dépôts datées à environ 10000 ans cal. BP et à 2500 cal. BP (Figure 78).

4) Topographie haute-résolution LiDAR

Trois zones en Provence ont été sélectionnées pour une analyse LiDAR aéroporté haute résolution (Figure 83). La première zone se focalise sur la faille de la Trévaresse et sa liaison avec le SFMD autour de Meyrargues avec une aire de 70 km^2 (résolution de 1 mètre par pixel). La deuxième est centrée sur un potentiel segment du SFMD, comme attesté par plusieurs rivières en baïonnettes, avec une aire de 15 km^2 (résolution de 1 m). La troisième se trouve dans le secteur de Vinon-sur-Verdon (30 cm de résolution pour une superficie d'environ 15 km^2 également) et son utilisation dans ce travail est détaillée dans le paragraphe précédent. Plusieurs segments de failles et caractéristiques géomorphologiques inédites ont pu être cartographiés, notamment dans la région de Vinon-sur-Verdon (Figure 68). Sur l'avant-pays sud du massif de la Trévaresse ou dans le secteur de Venelles, plusieurs ressauts topographiques et cônes alluviaux sont dorénavant bien visibles dans la topographie (Figure 86). Dans la zone de Meyrargues faisant la liaison entre la faille de la Trévaresse et le SFMD, des anomalies morphologiques inconnues jusqu'alors suggèrent des déplacements relativement récents, comme par exemple la perturbation du réseau de drainage avec des baïonnettes sénestres (Figure 92). Nous notons toutefois que malgré l'apport des données topographiques haute résolution LiDAR sur l'étude de la tectonique dans une région à faible déformation et érosion rapide comme la Provence, elles ne sauraient suffire car les indices de déformation en surface restent ténus et l'activité anthropique trop importante pour en tirer des conclusions définitives.

B) Discussion

1) Découplage de la dénudation entre le Ventoux et la montagne de Lure

Hormis la montagne de Lure qui se dénude à une forte vitesse (110-140 mm/ka), la majorité des massifs testés dans notre étude affichent des taux de dénudation faibles et relativement uniformes et généralement compris dans la gamme 20-60 mm/ka, même si une variabilité dépendant de la morphologie au site d'échantillonnage est observée sur certains massifs comme le Petit Luberon ou la Sainte Victoire par exemple. Cette relative homogénéité dans la dynamique des paysages des massifs régionaux observée grâce aux concentrations en ^{36}Cl est aussi valable pour les indices de pente normalisés k_{sn} calculés sur les reliefs de la région, qui apparaissent relativement uniformes (Figure 28). En effet, les indices de pente normalisés peuvent être corrélés au soulèvement des bassins versants (Kirby et Whipple, 2012). Cette observation pourrait être interprétée comme l'illustration de la faible déformation régionale depuis la fin du Quaternaire dans la région. En effet, les k_{sn} calculés en Provence sont généralement inférieurs à 100 $m^{0.9}$, excepté pour le flanc nord du Ventoux, où certains bassins versants ont un k_{sn} atteignant plus de 150 $m^{0.9}$ malgré une dénudation de la crête en amont dans la gamme commune à la plupart des massifs testés ici (30-40 mm/ka). Cependant, nous n'avons pas de taux de dénudation moyennés sur les bassins versants du Ventoux en aval des crêtes testées pour ce travail. Une comparaison directe entre dénudation et k_{sn} a toutefois été possible sur plusieurs bassins versants du Petit Luberon (Figure 44). Aucune tendance n'apparaît sur le flanc sud tandis que le flanc nord semble montrer un lien entre forte dénudation et des indices k_{sn} élevés (au-dessus de 80 $m^{0.9}$), même si le nombre de points de mesure sur le flanc nord est limité (7 échantillons seulement). Des cycles gel-dégel et/ou des précipitations plus fréquents sur le flanc nord du Petit Luberon pourraient expliquer cette situation. Il nous faut toutefois noter que même si les indices de pente normalisés k_{sn} et les taux de dénudation semblent possiblement corrélés entre eux sur le flanc nord du Petit Luberon, les taux de dénudation des crêtes correspondantes en amont de ces bassins versant ne montrent pas de relation claire avec les k_{sn}. Ainsi, l'érosion des bassins versants, qu'elle soit majoritairement influencée par le soulèvement tectonique ou par les variations climatiques, ne semble pas impacter la crête outre mesure dans le cas du Petit Luberon.

Nous notons par ailleurs que la crête de la montagne de Lure se dénude à des vitesses du même ordre que les flancs du Petit Luberon (i.e. avec des taux de dénudation supérieurs à 100 mm/ka). Nous n'avons pas de mesure de taux de dénudation moyennés sur les bassins versants en aval des crêtes étudiées sur Lure, il est donc actuellement impossible de savoir si ces bassins versants s'érodent à la même vitesse que ceux du Petit Luberon ou plus rapidement. Si ces bassins versants s'érodaient à la même vitesse que ceux du Petit Luberon, cela impliquerait une dénudation quasi-uniforme sur l'ensemble de la montagne de Lure (crête et flancs), ce qui sous-

entendrait qu'à ces altitudes élevées, le facteur climatique permet à la crête une altération par dissolution comparable à l'influence combinée de la dissolution et du transport solide sur les flancs. Si, au contraire, les flancs de la montagne de Lure se dénudent plus rapidement que la crête (dans des proportions plus ou moins similaires à ce qui est observé sur le Petit Luberon), cela signifierait que les hautes altitudes et le climat permettent une dénudation globalement plus forte sur l'ensemble du système. Cependant, la question du découplage observé sur les crêtes du Ventoux et de Lure en termes de dénudation reste en suspens concernant leurs bassins versants respectifs. En effet, il semble compromis que les hypothèses tectoniques et climatiques évoquées en partie II)C) pouvant expliquer ce découplage puissent justifier d'une différence de facteur 3 à 4 entre les taux de dénudation de leurs bassins versants respectifs. Ceci impliquerait une influence du transport de particules très importante dans la dynamique des versants de Lure. Nous avons déjà noté que le flanc sud de Lure montre une dissection plus forte que le flanc sud du Ventoux (Figure 37) si l'on se fie au MNT ombré, mais cette observation n'a pas pu être quantifiée avec précision. Si les bassins versants de ces deux montagnes s'érodent de façon plus ou moins équivalente, cela induirait ainsi une possible variation de l'efficacité de la dissolution chimique entre ces deux massifs, qui sont pourtant tous les deux cartographiés comme du calcaire plus ou moins marneux du Barrémien.

2) Utilisation du ^{36}Cl dans l'étude de la morphogenèse – Applicabilité au cas de la Provence

Au cours de ce travail, l'isotope cosmogénique ^{36}Cl a été utilisé pour documenter la dénudation des carbonates en Provence. Cette technique en plein essor a des applications en dehors des études de temps d'exposition ou de dénudation de la surface terrestre, comme par exemple dans l'étude de la tectonique et du cycle sismique de failles en domaines carbonatés, au point de repenser la façon d'aborder les problématiques liées aux déformations tectoniques enregistrées en surface. Par exemple, Palumbo et al. (2004) et Tesson et al. (2016) ont utilisé des concentrations en ^{36}Cl afin d'étudier l'exhumation tectonique de plans de failles normales dans les Apennins en Italie, d'en déduire des taux de déplacements verticaux et d'en discriminer des valeurs de glissements co-sismiques. Les auteurs ont prélevé des échantillons selon un axe vertical sur le plan de faille dans le but de reconstruire les pulses de mouvements enregistrés par la roche durant l'Holocène selon le principe d'accumulation de ^{36}Cl dans les carbonates au cours du temps. Ce travail a permis de retrouver 6 événements sismiques ayant un décalage cumulé de près de 4.4 mètres durant les trois derniers millénaires. Une méthodologie similaire a été implémentée par Schlagenhauf et al. (2010) sur un segment de la faille normale de Magnola en Italie. Ces travaux novateurs démontrent la pertinence des isotopes cosmogéniques pour quantifier avec précision les mouvements tectoniques dans certaines configurations. Une telle approche n'est toutefois pas envisageable pour les failles Provençales.

Pour plusieurs raisons développées dans ce qui suit, appliquer cette méthodologie en Provence serait extrêmement compliqué. La difficulté déjà évoquée de mettre à jour des plans de failles dans la région pose problème, d'autant plus des plans de failles normales ayant tendance à s'exhumer puisque nous sommes en contexte compressif. En effet, les principales failles Provençales sont reconnues comme décrochantes avec une composante inverse plus ou moins importante (Molliex et al., 2011 ; Guyonnet-Benaize et al., 2015). Le segment de Maragrate par exemple montre des caractéristiques d'une tectonique en décrochement mais en contexte compressif, comme l'atteste la morphologie des unités stratigraphiques au fond de la tranchée T3 (Figure 74). De plus, les indices tectoniques de surface ont tendance à être rapidement érodés en Provence, et ces indices ne représentent qu'une fraction du glissement produit par un séisme (Manighetti et al., 2007). Si l'on se réfère à la Figure 70 montrant la conservation des escarpements dans le paysage en fonction des taux d'érosion et des vitesses de failles, les taux de dénudation faibles avoisinant les 20-60 mm/ka dans la région impliquent que les escarpements Provençaux ne peuvent être conservés dans la topographie et sont par conséquent rapidement dégradés avec le temps. Pour des vitesses de déplacement de plus de 0.05 mm/an, l'escarpement de faille est érodé mais le relief conservé, ce qui semble être le cas par exemple sur la faille de la Trévaresse (Figure 84). D'après la Figure 70, avec les vitesses constatées en Provence, il faudrait que les zones étudiées en Provence soient en subsidence ou connaissent du dépôt de sédiments pour pouvoir conserver un escarpement dans la topographie, ce qui n'est pas ce que l'on observe, tout du moins sur les crêtes des massifs carbonatés régionaux.

Les différents MNT haute résolution obtenus dans le cadre de cette thèse n'ont pas permis l'identification d'escarpements tectoniques à proprement parler, mais uniquement des ressauts topographiques correspondant clairement à un signal tectonique comme dans le cas de la faille de la Trévaresse, reconnue comme active et ayant connu un séisme majeur au siècle dernier (Baroux et al., 2003). Cependant, en se rapprochant des Alpes et de reliefs plus escarpés, Hyppolite et al. (2006) ont pu mettre à jour de nombreux scarps ayant des composantes normales avec un déplacement non-négligeable durant les derniers milliers d'années, mis en évidence notamment par des mesures de concentrations en ^{10}Be, que les auteurs décrivent cependant comme de possibles glissements gravitaires. Par ailleurs, il est noté que la production en isotopes cosmogéniques augmente avec l'altitude, ce qui peut rendre la détection d'événements tectoniques d'autant plus difficile en Provence, qui est caractérisée par des altitudes relativement faibles. Schlagenhauf et al. (2010) notent que des événements importants séparés par de longs intervalles de temps favorisent la détection avec leur méthode de mesures de ^{36}Cl sur les scarps tectoniques. Les périodes de retour des séismes majeurs (M_w 6 – 6.5) en Provence sont généralement estimées à plusieurs milliers d'années pour les principales failles Provençales (par exemple de 5000 à 7000 ans pour la SFMD, Cushing et al., 2008), cela dit les décalages qu'ils occasionnent en surface sont encore mal contraints, même si Chardon et al. (2005) identifient des déplacements co-sismiques récents de l'ordre du décimètre, possiblement

liés au séisme de Lambesc de 1909 sur la faille de la Trévaresse ainsi que plusieurs événements co-sismiques de déplacement pluri-décimétrique pouvant atteindre une M_w de 6.2 à 6.4 avec des périodes de retour de ~10-50 ka.

3) Cycles de sédimentation et d'érosion fini-Quaternaire – Observation locale et interprétation régionale

Plusieurs cycles de sédimentation sont identifiés dans le vallon de Maragrate grâce à la tranchée T3. Ce vallon est un bassin versant de taille kilométrique d'un affluant du Verdon. Ces cycles ont été comparés aux cycles de sédimentation régionaux compilés par Ollivier et al. (2015) (Figure 78). Nous trouvons une corrélation significative même si les barres d'erreur dans les données de datations ^{14}C ainsi que des variations régionales dans ces grands cycles peuvent expliquer par exemple que la phase de dépôts identifiée autour de 10000 BP correspond au début d'une érosion majeure régionale d'après Ollivier (2015).

Les concentrations en ^{36}Cl et les taux de dénudation déduits sur notre jeu de données sur les crêtes Provençales sont calculés sur des fenêtres de temps différentes en raison de l'accumulation des isotopes dans la roche jusqu'à saturation (e.g. Schimmelpfennig et al., 2009). Ainsi, l'érosion rapide déterminée pour la montagne de Lure est moyennée sur les 5000 dernières années tandis que l'érosion plus faible du mont Ventoux est moyennée sur environ 32000 ans. Il est possible qu'un événement érosif majeur ait pu affecter Lure dans la deuxième moitié de l'Holocène, avec pour conséquence une abrasion massive de sa crête. Un tel événement n'est pas identifié sur le mont Ventoux.

Si l'on tente de passer d'une échelle régionale à locale, nos investigations paléosismologiques à Vinon-sur-Verdon permettent de nous demander si l'on retrouve des indices de cet événement d'érosion majeur dans notre tranchée. Il est certain qu'une phase d'érosion intense a eu lieu dans le vallon de Maragrate durant les cinq derniers millénaires. Les unités du bloc bleu sur nos logs (Figure 74), qui sont les plus récentes (jusqu'à 500 ans cal. BP), sont constitués de chenaux très récents atteignant jusqu'à quatre mètres d'épaisseur au centre du vallon, et même cinq mètres si l'on inclue la couche de sol la plus récente au sommet. Le bloc d'unités vert, visible uniquement sur la partie ouest de la tranchée et daté à environ 2000 ans cal. BP, témoigne d'une phase de dépôts antérieure aux phases d'érosion EB4 et EB5 ayant permis le dépôt des unités les plus récentes. Il est possible que cette phase d'érosion récente soit liée à ce qui est observé sur la crête de Lure grâce à nos données ^{36}Cl, d'autant plus que le Verdon draine en partie la Provence Occidentale ainsi que les Alpes du sud et est un affluent de la Durance, qui est une rivière majeure de Provence drainant notamment le domaine oriental de la montagne de Lure. Le vallon de Maragrate aurait donc pu connaître une forte érosion durant le dernier millénaire due par exemple à une baisse du niveau de base de la Durance ou encore liée au Petit Âge de

glace, une période de refroidissement ayant eu lieu du 16ème au 19ème siècle (Ivy-Ochs et al., 2008).

Par ailleurs, un gap sédimentaire est constaté dans la tranchée T3 grâce à nos mesures OSL. En effet, les unités les plus anciennes datées à environ 200000 ans sont directement surmontées par des unités fines, péri-glaciaires, datées à environ 18000-19000 ans. Ainsi, aucune unité déposée entre le stade isotopique marin 6 (MIS 6) et la fin du Pleistocène n'a pu être conservée dans le vallon de Maragrate, ce qui suggère que des cycles d'érosion forts et intenses ont régulièrement décapé les couches géologiques les plus superficielles dans le vallon. Il faut toutefois noter que la taille limitée du bassin versant de Maragrate empêche des dépôts de grande ampleur, et que des événements climatiques extrêmes et ponctuels peuvent expliquer ces observations. Une tranchée avec des données chronologiques ouverte en Provence mais en dehors du bassin de la Durance, par exemple dans le bassin versant du Rhône à l'Ouest de la Provence, permettrait une comparaison de l'impact des Alpes par rapport au Rhône dans les cycles de sédimentation dans les bassins versants Provençaux de taille réduite. Cette comparaison pourrait être mise en rapport avec le découplage de la dénudation des crêtes du mont Ventoux et de la montagne de Lure décrit précédemment.

4) Perturbation du réseau de drainage à Venelles et implications sur l'activité de la faille de la Trévaresse

Le réseau hydrographique semble perturbé dans la zone de Venelles (Figure 89). En effet, on y observe une forte incision, marquée par la présence de talus, mais avec un bassin versant en amont de taille très restreinte actuellement, délimité au nord en partie par des vallées perchées. Une telle incision résulte probablement d'un cours d'eau actif, drainant une aire bien plus grande. L'hypothèse est émise que cette zone constitue un témoin d'un soulèvement local, possiblement lié à la faille de la Trévaresse, qui aurait déplacé la limite de partage des eaux pour faire en sorte que la zone intermédiaire, située entre la limite actuelle (au nord) et la paléo-limite (au sud), draine maintenant vers le sud tandis qu'elle drainait vers le nord précédemment. Ce changement de dynamique n'a pas été daté. Cette hypothèse est corroborée par les wind gaps (vallées perchées) localisés plus au nord-ouest (Figure 84F). Le pli de la Trévaresse est décrit comme un anticlinal de rampe "forcé" à vergence sud qui s'est développé sur la faille inverse de la Trévaresse du Miocène terminal au Pliocène ainsi qu'après le Pleistocène inférieur (Chardon et Bellier, 2003), avec la propagation de la déformation vers l'avant-pays accumulée au cours de plusieurs séismes (M_w 6.2 à 6.4) durant les derniers 200 ka. Au cours des 11 derniers millions d'années, la faille de la Trévaresse a enregistré un taux de déplacement inverse intégré de 0,03 ± 0,02 mm/an et un raccourcissement homogène orienté N005 – N010. Cette faille est toujours active, comme le prouve le séisme de Lambesc de 1909. La direction de raccourcissement donnée par Chardon et Bellier (2003) serait compatible avec un rebond de la

topographie, ce qui pourrait expliquer le déplacement de la limite de partage des eaux à Venelles et la réorganisation du réseau hydrographique.

C) Perspectives

Ce travail a permis d'apporter des éléments nouveaux à la fois concernant la dynamique et la morphogenèse des paysages carbonatés à une échelle régionale ou d'un seul massif, ainsi que sur une méthodologie à appliquer afin d'obtenir des informations sur la déformation enregistrée par des segments de faille en domaine de déformations très lentes.

En effet, la dénudation asymétrique constatée sur le chaînon de Ventoux-Lure pose de nombreuses questions. Une étude plus approfondie de ce problème pourrait être menée, par exemple grâce à une nouvelle campagne d'échantillonnage plus exhaustive le long des crêtes de ces montagnes et à l'exutoire de bassins versants drainant ces massifs. Plus généralement, plusieurs massifs Provençaux n'ont pas pu être inclus dans cette étude, tels que le massif du Garlaban, le massif de l'Etoile, le massif du Concors ou encore des structures comme la Trévaresse, qui est un escarpement à regard sud de 200-300 mètres de dénivelé et est tectoniquement active. Une investigation sur leurs taux de dénudation permettrait de compléter notre jeu de données et d'apporter une vision plus complète des processus d'évolution des paysages Provençaux. Nous avons aussi constaté une distribution relativement uniforme des indices de pente normalisés en Provence. En effet, les k_{sn} calculés sont généralement inférieurs à 100 $m^{0.9}$, excepté pour le flanc nord du Ventoux, où certains bassins versants ont un ks_n atteignant plus de 150 $m^{0.9}$ malgré une dénudation relativement faible de la crête située en amont (30-40 mm/ka). Des mesures de taux de dénudation à l'échelle des bassins versants des flancs sud et nord du Ventoux en aval des échantillons collectés sur la crête du Ventoux pourrait apporter des éléments de réponse expliquant ce phénomène. De plus, un profil Est-Ouest de taux de dénudation ^{36}Cl allant de la vallée du Rhône au massif Alpin serait pertinent pour mieux comprendre l'influence actuelle du Rhône et des Alpes sur l'évolution des paysages carbonatés de Provence.

Par ailleurs, l'avènement de nouvelles techniques d'observation de la topographie (notamment grâce à la technologie LiDAR, qui n'a malheureusement pas pu être complètement optimisée dans ce travail et mériterait d'être approfondie) et de datations (OSL) viennent compléter un arsenal de techniques permettant une nouvelle approche dans l'étude des segments de failles en domaine très lent. L'exemple de la faille de Maragrate en a permis l'illustration. En effet, seul un contact anormal est ici observé en bordure de route et aucun autre élément du paysage ne permettait d'en déduire sa nature. L'approche mise en place au cours de ce travail a permis d'apporter des éléments sur les déformations locales et leur chronologie. De plus, des informations concernant la dynamique sédimentaire locale ont été collectées, mettant en lien les cycles de sédimentation locaux avec les observations régionales. De nombreux segments de failles en Provence, ainsi que dans d'autres secteurs à déformation lente dans le monde, pourraient bénéficier de cette méthodologie pluri-disciplinaire. La faille de la Trévaresse

notamment, à l'origine du séisme destructeur de 1909, bénéficierait probablement de cette approche dans la compréhension de son activité fini-Quaternaire et Holocène.

Annexes

Echantillon	Argile	Silt	Sable	Graviers	Blocs
G-P	0.87	2.43	4.62	25.15	66.93
P Carrière	0.30	1.86	3.51	68.76	25.57
P Route	1.22	4.47	6.35	87.97	0.00
G-SZ	20.35	31.97	30.20	17.48	0.00
G-M	21.45	33.41	36.77	8.37	0.00
G-U1-a	11.04	32.25	25.84	30.87	0.00
G-U1-b	10.09	34.38	27.39	28.14	0.00
G-U1-c	5.96	36.02	28.67	29.34	0.00
G-U1-d	6.14	11.66	24.88	57.31	0.00
G-U1b	2.01	12.87	16.27	68.86	0.00
G-U2	2.77	8.63	17.57	71.03	0.00
G-U3	10.04	28.13	24.37	37.45	0.00
G-U4	1.62	6.52	10.39	81.47	0.00
G-U5	5.68	15.60	13.38	65.34	0.00
G-U6	0.52	3.84	6.78	88.87	0.00
G-U7	22.30	57.34	19.50	0.86	0.00
G-U9	0.44	3.21	1.10	67.61	27.64
G-U10-a	7.82	23.97	43.66	24.55	0.00
G-U10-b	4.07	16.89	7.38	71.66	0.00

Table 7 - Distribution granulométrique massique des échantillons de sédiments collectés dans les différentes unités de la tranchée T3 de Vinon-sur-Verdon incluant toutes les fractions (argiles, silts, sables, graviers et blocs). Les poids ont été rapportés à un poids de 100 grammes pour chaque échantillon.

Tamis (cm)	0.063	0.08	0.1	0.125	0.16	0.2	0.25	0.315	0.4	0.5	0.63	0.8	1	1.25	1.6
G-P	10.41	13.16	15.15	27.21	26.60	25.59	18.43	13.65	7.90	6.24	7.56	6.18	7.04	6.73	8.14
P-Quarry	7.84	9.79	15.28	15.28	25.47	17.30	14.23	12.99	10.77	10.64	11.56	10.51	12.08	13.58	12.67
P-road	7.70	12.36	15.04	25.80	25.13	24.26	17.96	16.61	11.95	9.26	9.00	6.69	6.39	6.23	5.60
G-SZ	11.42	21.16	16.96	22.60	18.56	19.13	12.97	11.87	7.66	7.12	8.36	8.28	9.67	9.76	14.47
G-M	6.58	9.45	15.93	37.38	49.39	44.51	16.74	4.77	2.30	1.96	2.06	1.90	1.94	2.12	2.98
G-U1-a	29.12	15.24	10.13	16.66	24.42	23.53	13.51	6.17	4.64	5.73	8.17	8.88	10.27	11.89	11.65
G-U1-b	20.66	30.38	13.36	18.21	25.73	26.48	13.20	6.70	4.58	4.68	6.45	6.85	7.59	7.44	7.69
G-U1-c	18.22	21.14	10.34	17.11	27.78	29.72	17.14	7.12	4.40	4.85	6.81	7.54	8.93	9.25	9.66
G-U1-d	6.21	7.34	10.82	22.87	39.68	41.35	27.07	8.53	3.89	3.75	4.11	4.30	5.00	6.17	8.90
G-U1b	22.51	22.79	10.88	13.25	16.70	19.79	15.97	14.10	9.73	7.76	8.98	7.41	8.39	8.64	13.13
G-U2	7.33	8.77	7.73	13.16	17.79	22.37	19.19	18.04	12.21	10.86	12.06	11.08	11.95	12.03	15.43
G-U3	20.51	11.37	11.76	22.59	28.23	28.55	19.30	10.72	7.09	6.49	6.62	5.86	6.10	6.84	7.96
G-U4	10.58	12.06	11.10	18.13	22.80	27.21	22.77	18.99	11.39	8.48	8.56	7.18	6.72	6.64	7.39
G-U5	16.47	10.00	11.14	15.90	17.71	19.41	18.51	14.79	10.69	10.05	10.50	9.24	9.50	11.09	14.98
G-U6	16.99	14.85	10.99	17.30	20.22	23.90	19.55	16.81	10.42	8.14	8.21	7.27	7.83	7.55	9.97
G-U7	68.50	27.62	19.04	21.48	15.02	10.73	6.51	5.18	4.66	5.30	5.35	3.80	2.88	2.10	1.85
G-U9	46.28	28.60	14.64	17.85	18.27	17.68	11.25	8.54	5.92	4.82	5.25	4.65	4.99	5.08	6.18
G-U10-a	13.05	10.92	11.94	17.91	19.10	22.16	20.65	15.79	11.25	10.32	10.54	8.98	8.79	8.82	9.76
G-U10-b	27.87	21.72	15.68	20.70	20.85	21.21	15.37	12.55	8.09	6.15	6.71	5.89	5.43	5.28	6.51

Table 8 - Distribution granulométrique massique de la fraction sableuse des échantillons de sédiments collectés dans les différentes unités de la tranchée T3 de Vinon-sur-Verdon. Les poids ont été rapportés à un poids de 100 grammes pour chaque échantillon.

Références bibliographiques

Ackermann, F., 1999. Airborne laser scanning-present status and future expectations: ISPRS (International Society for Photogrammetry and Remote Sensing) Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, v. 54, p. 64–67.

Aitken, M.J., 1995. Thermoluminescence dating: past progress and future trends. Nucl. Tracks 10, 3–6.

Aitken, M.J., 1998. An introduction to optical dating. The Dating of Quaternary. Oxford University Press, New York.

Allred, K., 2004. Some carbonate erosion rates of southeast Alaska. Journal of Cave and Karst Studies 66 (3), 89–97.

Ansberque, C., Bellier, O., Godard, V., Lasserre, C., Wang, M., Braucher, R., Talon, B., de Sigoyer, J., Xu, X., Bourlès, D. L., 2016. The Longriqu fault zone, eastern Tibetan Plateau: Segmentation and Holocene behavior. Tectonics, 35(3), 565–585. http://doi.org/10.1002/2015TC004070

Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., Braucher, R., Finkel, R.C., Nottoli, E., Benedetti, L., Merchel, S., 2013. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER after 4years: Status and recent developments on 36Cl and 129I: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 294, p. 24–28, doi: 10.1016/j.nimb.2012.01.049.

Arrowsmith, J R., Zielke, O., 2009. Tectonic geomorphology of the San Andreas Fault zone from high resolution topography: An example from the Cholane segment, Geomorphology, 113, 70-81.

Arthaud, F., and Matte, P., 1974. Les décrochements tardihercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, 139-171.

Astier, J.-L., 1971. Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Ed. Masson, Paris, 269 pp.

Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P., Hibsch, C., 2002. Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes, Mémoire de la Société géologique de France, n° 175 en co-édition l'IRSN, 142 p.

Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Gelis, C., Texier, D., Nicoud, G., Schwenninger, J.-L., 2011. Contribution to the seismic hazard assessment of a slow active fault, the Vuache fault in the southern Molasse basin (France). Bulletin de la Société Géologique de France, 182(4), 347–365. http://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.4.347

Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., Jomard, H., 2013. Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. Bulletin de La Societe Geologique de France, 184(3), 225–259. http://doi.org/10.2113/gssgfbull.184.3.225

Baroux, E., 2000. Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France), Apport d'une approche pluridisciplinaire, Thèse de doctorat de l'Université Paris sud, Orsay, 327 pp.

Baroux, E., Béthoux, N., Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. Geophysical Journal International, 145(2), 336–348.

Baroux, E., Pino, N. A., Valensise, G., 2003. Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations, Journal of Geophysical Research, 108(B9), 2454.

Barth, N. C., Toy, V. G., Langridge, R. M., Norris, R. J., 2012. Scale dependence of oblique plate-boundary partitioning: New insights from LiDAR, central Alpine fault, New Zealand. Lithosphere, 4, 435–448. http://doi.org/10.1130/L201.1

Bauve, V., Rolland, Y., Sanchez, G., Giannerini, G., Schreiber, D., Corsini, M., Perez, J-L., Romagny, A., 2012. Pliocene to Quaternary deformation in the Var Basin (Nice, SE France) and its interpretation in terms of "slow-active" faulting. Swiss Journal of Geosciences, 105(3), 361–376.

Beanland, S., Berryman, K.R., Hull, A.G., Wood, P.R., 1986. Late Quaternary deformation at the Dunstan Fault, central Otago, New Zealand. Bull. R. Soc. N. Z. 24, 293–306.

Bellier, O., 2014. Failles et aléa sismique en France : l'apport de la tectonique active et de la paléosismologie, Géologues, 180, 93-97.

Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in -the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitanian Vistrenque graben, SE France, Tectonics, vol. 15, 6, p. 1192-1212.

Bergerat, F., 1987. Stress field in the European platform at the time of Africa–Eurasia collision. Tectonics, 6, 99–132.

Bertrand, M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence. Bulletin du Service de la Carte Geologique de France, X, 68, p. 397-467.

Bestani, L., 2015. Géométrie et cinématique de l'avant-pays Provençal : Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée, thèse Aix-Marseille Université.

Bestani, L., N. Espurt, J. Lamarche, O. Bellier, F. Hollender, 2016. Reconstruction of the Provence Chain evolution, southeastern France. Tectonics, 35, doi:10.1002/ 2016TC004115.

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. Paris, Ecole de Mines. Thèse: 438 pp

Bierman, P., Steig, E.J., 1996. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment, Earth Surface Processes and Landforms, 21, 2, 125-139.

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. Bulletin de La Societe Geologique de France, 182(4), 279–303. http://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.4.279

Blanc, P.L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Strait assessing the size of a cataclysm. Geodin. Acta 15, p. 303–317.

Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments, Earth Surface Processes and Landforms, 26, 1237–1248.

Blott, S.J., Pye, K., 2012. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. Sedimentology, 59, 7, 2071–2096.

Bollinger, L., Tapponnier, P., Sapkota, S. N., Klinger, Y., 2016. Slip deficit in central Nepal: Omen for a repeat of the 1344 AD earthquake, Earth, Planets and Space, 68(1), 1–12. http://doi.org/10.1186/s40623-016-0389-1

Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2012, Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes: Earth and Planetary Science Letters, v. 327–328, p. 97–110, doi: 10.1016/j.epsl.2012.02.005.

Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. Quaternary Geochronology, 31:188–198.

Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In-situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, Earth and Planetary Science Letters, 21, 251-258.

Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced 10Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico, Earth Planet. Sci. Lett., 129(1–4), 193–202.

Bunte, K., Abt, S.R. 2001. Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring, Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74, Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 428 p.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, Nature, 379 (1996), 505-510.

Camelbeeck, T., Meghraoui, M., 1998. Geological and geophysical evidence for large paleo-earthquakes with surface faulting in the Roer Graben (northwest Europe), Geophys. J. Int., 132, 347–362.

Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Bethoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., Delouis, B., Denieul, M., Deschamps, A., Doubre, C., Frechet, J., Godey, S., Golle, O., Grunberg, M., Guilbert, J., Haugmard, M., Jenatton, L., Lambotte, S., Leobal, D., Maron, C., Mendel, V., Merrer, S., Macquet, M., Mignan, A., Mocquet, A., Nicolas, M., Perrot, J., Potin, B., Sanchez, O., Santoire, J.-P., Sebe, O., Sylvander, M., Thouvenot, F., Van Der Woerd, J., Van Der Woerd, K., 2015. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. Bull. Soc. Geol. Fr. 186:3–19. http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.186.1.3.

Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Christophoul, F., Charrier, R., Gayer, E., Farías, M., Audin, L., and Lagane, C., 2015. Differences in

^{10}Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes, Quaternary Geochronology, 27, 33–51.

Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., Ferrari, L., 2014. Response of a landscape to tectonics using channel steepness indices (k_{sn}) and OSL: A case of study from the Jalisco Block, Western Mexico. Geomorphology, 221, 204–214. http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.06.017

Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate induced rebound and exhumation of European Alps. Geology, 32, 709–712.

Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M., 2004. Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. Terra Nova, 16 (4), 232-242.

Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. Geology, 35(3), 195–198. http://doi.org/10.1130/G23053A.1

Champagnac, J.-D., Valla, P. G., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. Tectonophysics, 614, 44-65.

Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. Geodinamica Acta, 13(2), 67–85.

Chardon, C., Bellier, O., 2003. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake: Structure and evolution of the Trevaresse ridge anticline, Bull. Soc. Geol. Fr., 174, 497–510.

Chardon D., Hermitte D., Nguyen F., Bellier O., 2005. First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century, Geology, 33, 11, 901–904.

Chardon, D., Hermitte, D., Parisot, J.-C., Dusouillez, P., Nguyen, F., 2009. Geology, Tectonic Geomorphology and Seismic Hazard of the Trevaresse fault, the source of the 1909 Lambesc Earthquake. Internat. Conf. Provence'2009, 6-8 july, Aix-en-Provence, paper#99.

Charreau, J., Blard, P.-H., Puchol, N., Avouac, J.-P., Lallier-Vergès, E., Bourlès, D., Braucher, R., Gallaud, A., Finkel, R., Jolivet, M., Chen, Y., Roy, P., 2011. Paleo-erosion rates in Central Asia since 9Ma: A transient increase at the onset of Quaternary glaciations? Earth and Planetary Science Letters, v. 304, no. 1–2, p. 85–92, doi: 10.1016/j.epsl.2011.01.018.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une prevue decisive du “dessicated deep-basin model” (Hsü, Cita et Ryan, 1973). Bull Soc. Geol. France, 24, 597-610.

Clauzon, G., Robert, C., 1984. La sédimentation argileuse du miocène supérieur continental dans le bassin de Cucuron/Basse Durance (Provence, France) : implications paléogéographiques. Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, 2, p. 205-224.

Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique, Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2, 1, 3–21.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved ?, Geology 24, p. 363–366.

Clauzon, G., Fleury, T.J., Bellier, O., Molliex, S., Mocochain, L. and Aguilar, J.P., 2011. Morphostructural evolution of the Luberon since the Miocene (SE France), Bulletin de la Société Géologique de France, 182, 2, 95–110.

Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. – Thèse de Doctorat, Strasbourg, 182p.

Corroy, G., Tempier, C., Durand, J.P., 1964. Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. C. R. Acad. Sci. Fr., 258 (D), p. 1556-1557.

Cruz Nunes, F., Delunel, R., Schlunegger, F., Akçar, N., Kubik, P. W., 2015. Bedrock bedding, landsliding and erosional budgets in the Central European Alps, Terra Nova, 27(5), 370–378.

Cushing, E. M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., Bove, L., 2008. A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). Geophysical Journal International, 172(3), 1163–1178.

Cushing, E.M., Baize, S., Nechtschein, S., Bellier, O., Scotti, O., Baumont, D., 2014. Contexte sismotectonique régional : géologie, sismotectonique et sismicité historique de la région de Manosque. Ouvrage collectif : Le tremblement de terre de 1708 à Manosque : apport d’une étude historique et archéologique à l’évaluation du risque sismique en Moyenne Durance. Ouvrage collectif, Groupe APS Editeur, Alès, 19-44.

Daëron, M., Klinger, Y., Tapponnier, P., Elias, A., Jacques, E., Sursock, A., 2005. Sources of the large A.D. 1202 and 1759 near east earthquakes, Geology, 33(7), 529–532. http://doi.org/10.1130/G21352.1

Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Burkhard, M., 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. Geophys. J. Int., 158, (2), 753-774.

Delanghe D., Masson, M., Lepage, H., Le Bescond, C., et al., 2016. Rapport de synthèse granulométrie: intercomparaison des granulomètres de l'OSR (Observatoire des Sédiments du Rhône), Action III.2.

Desilets, D., Zreda, M., 2001. On scaling cosmogenic nuclide production rates for altitude and latitude using cosmic-ray measurements. Earth and Planetary Science Letters, 193(1–2), 213–225. http://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00477-0

Desilets, D., Zreda, M., Prabu, T., 2006. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. Earth and Planetary Science Letters 246 (3-4), 265–276.

DiBiase, R. A., Whipple, K. X., Heimsath, A. M., Ouimet, W. B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA, Earth Planet. Sci. Lett., 289(1–2), 134–144.

DiBiase, R.A., Whipple, K.X., 2011. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate: Journal of Geophysical Research, v. 116, no. F4, p. F04036, doi: 10.1029/2011JF002095.

Dietrich, W.E., Bellugi, D.G., Sklar, L., Stock, J.D., Heimsath, A.M., Roering, J.J., 2003. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics, in Wilcock, P.R. and Iverson, R.M. eds., Prediction in Geomorphology, Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 103–132.

Dietrich, W.E., Perron, J. T., 2006. The search for a topographic signature of life, Nature, 439, 411–8.

Dockhorn, B., Neumaier, S., Hartmann, F.J., Petitjean, C., Faestermann, H., Korschinek, G., Morinaga, H., Nolte, E., 1991. Determination of erosion rates with cosmic ray produced 36Cl, Zeitschrift für Physik A Hadrons and Nuclei, 341, 1, 117-11. https://doi.org/10.1007/BF0128128

Dubar, M., Aguilar, J.-P., Chaline, J., Michaux, J., Semah, F., 1998. Données chronologiques (mammifères et magnétostratigraphie) sur les dépôts plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole ; implications morphodynamiques. Géologie de la France, p. 57-68.

Dunai, T. J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters 193, 197–212.

Dunn, M., Hickey, R., 1998. The effect of slope algorithms on slope estimates within a GIS, Cartography, 27, 1, 9-15.

Espurt, N., Hippolyte, J. C., Saillard, M., Bellier, O., 2012. Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France. Tectonics, 31, TC4021.

Evans, J.M., Stone, J.O., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 1997. Cosmogenic chlorine-36 production in K-feldspar. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B 123, 334–340.

Fairbanks, R. G., Mortlock, R. A., Chiu, T. C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T. P., Fairbanks, T. W., Bloom, A. L., Grootes, P.M., Nadeau, M. J., 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired 230Th/234U/238U and 14C dates on pristine corals. Quaternary Science Reviews, 24(16–17), 1781–1796.

Farbod, Y., Bellier, O., Shabanian, E., Abbassi, M. R., 2011. Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (central Iran). Tectonics, 30(6), 1–25.

Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Nazari, H., Talebian, M., Armitage, S.J., Stokes, S., 2006. Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL), Earth and Planetary Science Letters, 245(3-4), 673- 684.

Fauquette, S., Bernet, M., Suc, J-P., Grosjean, A-S., Guillot, S., Van der Beek, P., Jourdan, S., Popescu, S-M., Jiménez-Moreno, G., Bertini, A., Pittet, B., Tricart, P., Dumont, T., Schwartz, S., Zheng, Z., Roche, E., Pavia, G., Gardien, V., 2015. Quantifying the Eocene to Pleistocene topographic evolution of the southwestern Alps, France and Italy, Earth and Planetary Science Letters, 412, 220-234.

Fick, S.E., R.J. Hijmans, 2017. Worldclim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas, International Journal of Climatology.

Fifield, L.K., Ophel, T.R., Allan, G.L., Bird, J.R., Davie, R.F., 1990. Accelerator mass spectrometry at the Australian National University's 14UD accelerator: experience and developments, Nuclear Instruments and Methods in Physical Research SectionB, 52, 233.

Fleurant, C., Tucker, G.E., Viles, H.A., 2008. Modelling cockpit karst landforms: Geological Society, London, Special Publications, 296, 1, 47–62, doi: 10.1144/SP296.4.

Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, Water Resources Research 10, 969-973.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27, 3–26.

Fuhrmann, T., Westerhaus, M., Zippelt, K., Heck, B., 2014. Vertical displacement rates in the Upper Rhine Graben area derived from precise leveling, J. Geod., 88(8), 773–787.

Furlani, S., Cucchi, F., Forti, F., Rossi, A., 2009. Comparison between coastal and inland Karst limestone lowering rates in the northeastern Adriatic Region (Italy and Croatia). Geomorphology, 104(1), 73–81.

Gabrovšek, F., 2009. On concepts and methods for the estimation of dissolutional denudation rates in karst areas: Geomorphology, 106, 1, 9–14.

Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., Allègre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers: Chemical Geology, 159, 1–4, 3–30, doi: 10.1016/S0009-2541(99)00031-5.

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., 2012. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations, Quaternary Geochronology, 11, 1–27. http://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020

Gasparini, N.M., Whipple, K.X., 2014. Diagnosing climatic and tectonic controls on topography: Eastern flank of the northern Bolivian Andes, Lithosphere, 6, 4, 230-250, doi: 10.1130/L322.1

Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Meyer, B., Peltzer, G., Shunmin, G., Zhitai, C., Huagung, D., Cifuentes, I., 1995. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the 'Tianzhu gap', on the western Haiyuan Fault, Gansu (China). Geophysical Journal International, 120(3), 599-645.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J., Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa 318, 1103–1109.

Ghafiri A., 1995. Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée : application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le SE de la France. Thèse Univ. Paris-sud. Orsay.

George, P., Observations morphologiques autour du mont Ventoux, 1952. Bulletin de l'Association de géographes français, 29, 226, 89-94.

Ghilardi, M., Psomiadis, D., Cordier, S., Delanghe-Sabatier, D., Demory, F., Hamidi, F., Paraschou, T., Dotsika, E., Fouache, E., 2012. The impact of rapid early- to mid-Holocene palaeoenvironmental changes on Neolithic settlement at Nea Nikomideia, Thessaloniki Plain, Greece. Quaternary International 266, 47–61. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.12.016.

Godard, V., Bourles, D.L., Spinabella, F., Burbank, D.W., Bookhagen, B., Fisher, G.B., Moulin, A., Leanni, L., 2014. Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation: Geology, v. 42, no. 3, p. 243–246, doi: 10.1130/G35342.1.

Godard, V., Ollivier, V., Bellier, O., Miramont, C., Shabanian, E., Fleury, J., Benedetti, L., Guillou, V., ASTER Team, 2016. Weather-limited hillslope evolution in carbonate landscapes, Earth Planet. Sci. Lett., 446, 10–20.

Gold, P. O., Oskin, M. E., Elliott, A. J., Hinojosa-Corona, A., Taylor, M. H., Kreylos, O., Cowgill, E., 2013. Coseismic slip variation assessed from terrestrial lidar scans of the El Mayor–Cucapah surface rupture. Earth and Planetary Science Letters, 366, 151–162.

Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application: Quaternary Science Reviews, 20, 14, 1475–1560, doi: 10.1016/S0277-3791(00)00171-2.

Granger, D. E., Kirchner, J. W., Finkel, R., 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment, J. Geol., 104(3), 249–257.

Granger, D.E., Riebe, C.S., 2013, Cosmogenic Nuclides in Weathering and Erosion: Treatise on Geochemistry: Second Edition, v. 7, p. 401–436, doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00514-3.

Gran Mitchell, S., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M., Rizzo, D., 2001. Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic 36Cl. J. Geophys. Res. 106, 4247-4264.

Grellet, B., and Combes, P., 1995. Etude tectonique du chevauchement de Vinon – Analyse de la déformation récente en termes de plaéosismicité. Rapport Geoter.

Griffiths, D.H., Barker, R.D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, 29, p. 211-226.

Grützner, C., Fischer, P., Reicherter, K., 2016. Holocene surface ruptures of the Rurrand Fault, Germany – insights from palaeoseismology, remote sensing and shallow physics, Geophys. J. Int., 204, 1662-1677.

Guignard, P., Bellier, O., Chardon, D., 2005. Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France). Comptes Rendus - Geoscience, 337(3), 375–384.

Guyonnet-Benaize, C., 2011. Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France), thèse Aix-Marseille Université.

Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Hollender, F., Viseur, S., Münch, P., Borgomano, J., 2015. Three-dimensional structural modeling of an active fault zone based on complex outcrop and subsurface data: The Middle Durance Fault Zone inherited from polyphase Meso-Cenozoic tectonics (southeastern France), Tectonics, 34, doi :10.1002/2014TC003749.

Hack, J.T., 1957. Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland, U.S. Geological Survey Professional Paper 294-B, 97.

Haibing, L., Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Klinger, Y., Xuexiang, Q., Jingsui, Y., Yintang, Z., 2005. Slip rate on the Kunlun fault at Hongshui Gou, and recurrence time of great events comparable to the 14/11/2001, Mw~7.9 Kokoxili earthquake. Earth and Planetary Science Letters, 237(1–2), 285–299.

Harel, M., Mudd, S.M., Attal, M., 2016. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide 10Be denudation rates: Geomorphology, v. 268, p. 184–196, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.05.035.

Hartmann, J., Moosdorf, N., 2012. The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 13, no. 12, p. 1–37, doi: 10.1029/2012GC004370.

Hartshorn, K., Hovius, N., Brian Dade, W., Slingerland, R.L., 2002. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt, Science, 297(5589), 2036–2038. http://doi.org/10.1126/science.1075078

Haugerud, R. A., Harding, D. J., Johnson, S. Y., Harless, J. L., Weaver, C. S., Sherrod, B. L., 2003. High-resolution LiDAR topography of the Puget Lowland, Washington, GSA Today, 13, 4-10.

Heimsath, A.M., Ehlers, T.A., 2005. Quantifying rates and timescales of geomorphic processes, Earth Surf. Process. Landf. 30, 917–921.

Hilley, G. E., Arrowsmith, J. R., 2008. Geomorphic response to uplift along the Dragon's Back pressure ridge, Carrizo Plain, California, Geology, 36, 367–370.

Hilley, G.E., Chamberlain, C.P., Moon, S., Porder, S., Willett, S.D., 2010. Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates: Earth and Planetary Science Letters, 293, 1–2, 191–199, doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.008.

Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Nury, D., Bergerat, F., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. Tectonophysics, 226, p.15-35.

Hippolyte, J.C., Dumont, T., 2000. Identification of Quaternary thrust, fold and faults in a low seismicity area. Example in the Southern Alps (France), Terra Nova, 12,156-162.

Hippolyte, J.-C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., Souffaché, B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and 10Be dating approach. Tectonophysics, 418(3–4), 255–276. http://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.02.009

Hippolyte, J.C., Bellier, O., Espurt, N., 2012. Quaternary deformation and stress perturbations along the Digne thrust front, Southwestern Alps, C. R. Geoscience, 344, 205-213.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E., 2001. Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic: Paleoceanography, 16, 164-178.

Hollender, F., Cushing, M.E., Molliex, S., Fleury, J., Bollinger, L., Combes, P., Renoux, P., Bellier, O., Hanot, F., Terrier, M., Guyonnet-Benaize, C., 2009. Deep geometry of the Middle Durance Faults system (SE of France : reprocessing and new interpretation of reflection seismic sections. Intern. Conf. Provence'2009, 6-8 July, Aix-en-Provence.

Hossler, T., Bollinger, L., Sapkota, S. N., Lavé, J., Gupta, R. M., & Kandel, T. P., 2016. Surface ruptures of large Himalayan earthquakes in Western Nepal: Evidence along a reactivated strand of the Main Boundary Thrust. Earth and Planetary Science Letters, 434, 187–196. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.042

Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. Geological Society of America Bulletin 94, 739-752.

Hudnut K., Borsa, A., Glennie, C., Minster, J.B., 2002. High-resolution topography along surface rupture of the 16 October 1999 Hector Mine, California, Earthquake (Mw 7.1) from airborne laser swath mapping, Bull. Seismol. Soc. Am., 92, 1570–6.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments, Nature, 313, 105–7.

Hurst, M.D., Mudd, S.M., Walcott, R., Attal, M., Yoo, K., 2012. Using hilltop curvature to derive the spatial distribution of erosion rates: Journal of Geophysical Research, v. 117, no. F2, p. F02017, doi: 10.1029/2011JF002057.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science, 23(6–7), 559–573. http://doi.org/10.1002/jqs

Johnson, S.Y., Nelson, A.R., Personius, S.F., Wells, R.E., Kelsey, H.M., Sherrod, B.L., Okomura, K., Koehler, R., Witter, R.C., Bradley, L.A., Harding, D.J., 2004. Evidence for late Holocene earthquakes on the Utsalady point fault, northern Puget lowland, Washington, Bull. Seismol. Soc. Am., 94, 2299–2316.

Jokipii, J.R., Kota, J., Giacalone, J., Horbury, T.S., Smith, E.J., 1995. Interpretation and consequences of large-scale magnetic variances observed at high heliographic latitude. Geophysical Research Letters, 22(23), 3385–3388.

Jomard, H., Cushing, E. M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., Chartier, T., 2017. Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part 1: Building a database of potentially active faults (BDFA) for metropolitan France, Nat. Hazards Earth Syst., 17,1573–1584.

Jorda, M., Combes, P., Philip, H. 1992. Tectogénèse et morphogénèse quaternaires des chaînes subalpines méridionales (région de Digne et vallée de la Bléone), Quaternaire 3(3-4): p. 129-135.

Kaufmann, G., Braun, J., 2002. Modelling karst denudation on a synthetic landscape: Terra Nova, 13, 5, 313–320, doi: 10.1046/j.1365-3121.2001.00345.x.

Kirby, E., Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geology, 29, 415–418.

Kirby, E., Whipple, K. X., Tang, W., Chen, Z., 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles, J. Geophys. Res., 108(B4), 2217, doi:10.1029/2001JB000861.

Kirby, E., Whipple, K., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. Journal of Structural Geology, 44, 54–75.

Kirchner, J.W., Finkel, R.C., Riebe, C.S., Granger, D.E., Clayton, J.L., King, J.G., Megahan, W.F., 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales: Geology, 29, 7, 591–594, doi: 10.1130/0091-7613.

Kirstein, J., Hellevang, H., Haile, B.G., Gleixner, G., Gaupp, R., 2016. Experimental determination of natural carbonate rock dissolution rates with a focus on temperature dependency: Geomorphology, 261, 30–40, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.02.019.

Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raf, I., Sierro, F. J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Letters to Nature, 400, 652-655.

Kubik, P.W., Korschinek, G., Nolte, E., Ratzinger, U., Ernst, H., Teichmann, S., Morinaga, H., Wild, E., Hille, P., 1984. Accelerator mass spectrometry of 36Cl in limestone and some paleontological samples using completely stripped ions, Nucl. Instr. And Meth., 5, 2, 326-330.

Lacombe, O., L. Jolivet, 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, Tectonics, 24(1), TC1003.

Lal, D., Peters, B., 1967. Cosmic rays produced radioactivity on the Earth, Handbuch der Physik, edited by S. Flugg, vol. XLVI/2, 551-612, Springer-Verlag, New York.

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 424–439.

Landgraf, A., Dzhumabaeva, A., Abdrakhmatov, K.E., Strecker, M.R., Macaulay, E.A., Arrowsmith, J.R., sudhaus, H., Preusser, F., Rugel, G., Merchel, S., 2016. Repeated large-magnitude earthquakes in a tectonically active, low-strain continental interior: The northern Tien Shan, Kyrgyzstan, J. Geophys. Res. Solid Earth, 121, doi:10.1002/2015JB012714

Langridge, R.M., Ries, W.F., Farrier, T., Barth, N.C., Khajavi, N., De Pascale, G.P., 2014. Developing sub 5-mLidar DEMs for forested sections of the Alpine and Hope Faults, South Island, New Zealand: implications for structural interpretations, J. Struct. Geol. 64 (SI), 53–66.

Larroque, C., Delouis, B., Godel, B., Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps–Ligurian basin junction (France–Italy boundary): Evidence for recent

change from compression to extension in the Argentera massif. Tectonophysics, 467(1–4), 22–34.

Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J. Y., Andreani, L., Flotte, N., 2010. Geodynamics of the France Southeast Basin. Bulletin de La Societe Geologique de France, 181(6), 477–501.

Licciardi, J., Denoncourt, C., Finkel, R., 2008. Cosmogenic 36Cl production rates from Ca spallation in Iceland. Earth and Planetary Science Letters 267, 365–377.

Lifton, N., Bieber, J., Clem, J., Duldig, M., Evenson, P., Humble, J., Pyle, R., 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. Earth and Planetary Science Letters 239 (1-2), 140–161.

Lisiecki, L., Raymo, M.E., 2009. Diachronous benthic d18O responses during late Pleistocene terminations, Paleoceanography 24, PA3210.

Levenson, Y., Ryb, U., Emmanuel, S., 2017. Comparison of field and laboratory weathering rates in carbonate rocks from an Eastern Mediterranean drainage basin. Earth and Planetary Science Letters, 465, 176–183. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.031

Liu, Z., Yuan, D., and Dreybrodt, W., 2005. Comparative study of dissolution rate-determining mechanisms of limestone and dolomite: Environmental Geology, 49, 2, 274–279, doi: 10.1007/s00254-005-0086-z.

Liu-Zeng, J., Klinger, Y., Sieh, K., Rubin, C., Seitz, G., 2006. Serial ruptures of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California, revealed by three-dimensional excavations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(2).

Loget, N., Van den Driessche, J., Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end?, Terra Nova, 17, p. 414-419

Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi- Newton method, Geophysical Prospecting, 44, p. 131-152.

Loke, M.H., 2002. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys.

Loke, M.H., 2003. RES2DINV, Rapid 2-D Resistivity and IP Inversion Using the Least-Square Method. Geotomo Software user's manual, Singapore, 123 p.

Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., Durouchoux, C., 2017. The French seismic CATalogue (FCAT-17), Bulletin of Earthquake Engineering.

Malik, J.N., Mohanty, C., 2007. Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: Geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the Northwestern Himalaya, India. Journal of Asian Earth Sciences, 29(5–6), 604–618.

Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., Durouchoux, C., 2017. The French seismic CATalogue (FCAT-17). Bulletin of Earthquake Engineering. http://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1

Mandal, S.K., Lupker, M., Burg, J.P., Valla, P.G., Haghipour, N., Christl, M., 2015. Spatial variability of 10Be-derived erosion rates across the southern Peninsular Indian escarpment: A key to landscape evolution across passive margins, Earth and Planetary Science Letters 425, 154–167.

Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S., Cotton, F., 2007. Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity, Earth planet. Sci. Lett., 253, 429–438.

Marshall, J.A., Roering, J.J., Bartlein, P.J., Gavin, D.G., Granger, D.E., Rempel, A.W., Praskievicz, S.J., Hales, T.C., 2015. Frost for the trees: Did climate increase erosion in unglaciated landscapes during the late Pleistocene ?, Science Advances, , no. November, doi: 10.1126/sciadv.1500715.

Marrero, S.M., Phillips, F.M., Borchers, B., Lifton, N., Aumer, R., Balco, G., 2016. Quaternary Geochronology Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScalc program, Quaternary Geochronology, 31, 160–187. http://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.005

Masse, J.P., Fenerci, M., Pernacic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates. The Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 200, 65-81.

Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y., Matsukura, Y., 2010. Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: estimates from cosmogenic 36Cl in calcite. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, 268, 1205–1208.

Mazaud, A, Laj, C, Bard, E, Arnold, M, Tric, E., 1991. Geomagnetic field control of 14C production over the last 80 Ky: Implications for the radiocarbon time-scale. Geophysical Research Letters, 18 (110), 1885 – 1888.

McCalpin, J. et co-auteurs, 2009. Paleoseismology, Second Edition, International Geophysics Series Vol. 95.

McGill, S., Dergham, S., Barton, K., Berney-Ficklin, T., Grant, D., Hartling, C., Hobart, K., Minnich, R., Rodriguez, M., Runnerstrom, E., Russel, J., Schmoker, K., Stumfall, M., Townsend, J., Williams, J., 2002. Paleoseismology of the San Andreas fault at Plunge Creek, near San Bernardino, southern California. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(7), 2803–2840. http://doi.org/10.1785/0120000607

Meghraoui, M., Camelbeeck, T., Vanneste, K., Brondeel, M., Jongmans, D., 2000. Active faulting and paleoseismology along the Bree fault, lower Rhine graben, Belgium. Journal of Geophysical Research, 105(B6), 13809-13841.

Meigs, A., 2013. Active tectonics and the LiDAR revolution. Lithosphere, 5, 226–229.

Mercier, H., 1979. Le Néogène et le Pléistocène inférieur duranciens. Géologie Alpine, t. 55, 111–132.

Meyer, H., Hetzel, R., Fügenschuh, B., Strauss, H., 2010. Determining the growth rate of topographic relief using in situ produced 10Be: a case study in the Black Forest, Germany. Earth Planet. Sci. Lett. 290, 391–402.

Miramont, C., Rosique, T., Sivan, O., Edouard, J-L., Magnin, F., Talon, B., 2004. The "main postglacial" sedimentation cycle of marly subalpine basins: an inventory, In: Méditerranée, tome 102, Geosystèmes montagnards et méditerranéens. Un mélange offer à Maurice Jorda, 71-84, doi : 10.3406/medit.2004.3342

Mocochain, L., Audra, P., Clauzon, G., Bellier, O., Bigot, J. Y., Parize, O., Monteil, P., 2009. The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley), Geomorphology, 106(1–2), 46–61.

Molliex S., 2009. Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (sud-est France), thèse Aix-Marseille Université.

Molliex S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., Espurt, N., 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault, Tectonophysics, 501, 1–16.

Morabito, J., 1967. Evolution tectonique des régions du bas Verdon, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), IX, 585-592.

Mudd, S.M., Yoo, K., Gabet, E.J., 2013. Influence of Chemical Weathering on Hillslope Forms, in Treatise on Geomorphology, Elsevier, p. 56–65.

Naudet, V., 2004. Les méhodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés, Géophysique [physics.geo-ph], Université de droit, d'économie et des sciences, Aix-Marseille III, 2004. Français.

Nguyen F., Garambois, S., Chardon, D., Hermitte, D., Bellier, O., Jongmans., D., 2007. Subsurface geophysical investigation of a slow active reverse fault; the case study of the Trevaresse fault reactivated during the 1909 (M 6) earthquake (Provence, France), Journal of Applied Geophysics. 62(2007), p. 338-353.

Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of 10Be AMS standards. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 258(2), 403-413. doi: 10.1016/j.nimb.2007.01.29

Nissen, E., Walker, R.T., Bayasgalan, A., Carter, A., Fattahi, M., Molor, E., Schnabel, C., West, A.J., Xu, S., 2009. The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur Fault (Mongolian Altai) from cosmogenic 10Be and luminescence dating, Earth and Planetary Science Letters, 286(3-4), 467-478.

Nissen, E., Maruyama, T., Arrowsmith, J.R., Elliott, J.R., Krishnan, A.K., Oskin, M.E., Saripalli, S., 2014. Coseismic fault zone deformation revealed with differential lidar: examples from Japanese Mw ~7 intraplate earthquakes. Earth Planet. Sci. Lett. 405, 244–256. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.031.

Nocquet, J.M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results, Tectonophysics, 579, 220–242.

Nury, D., 1984. Basse-Provence. Oligocène. In: Debrand-Passard, S., et al. (Eds.), Synthèse géologique du sud-est de la France, Mém. BRGM, Orsay, p. 429-433.

Olen, S.M., Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2016. Role of climate and vegetation density in modulating denudation rates in the Himalaya. Earth and Planetary Science Letters, 445, 57–67, doi: 10.1016/j.epsl.2016.03.047

Ollivier, V., 2006. Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation. Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation. Thèse de doctorat de Géographie Physique, Université de Provence U1, 357p.

Ollivier V., 2015. Reading the sequences: A two-step look on Mediterranean Holocene fluvial tufa deposits evolution inferred by climatic and anthropogenic parameters, From archive

to process, Progress in Quaternary archive studies in the Iberian Peninsula, Seville, 12-13 mars 2015.

Ouimet, W.B., Whipple, K.X., and Granger, D.E., 2009, Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges: Geology, v. 37, no. 7, p. 579–582, doi: 10.1130/G30013A.1.

Palumbo, L., Benedetti, L., Bourlès, D., Cinque, A., Finkel, R., 2004. Slip history of the Magnola fault (Apennines, Central Italy) from 36Cl surface exposure dating: Evidence for strong earthquakes over the Holocene, Earth Planet. Sci. Lett., 225(1–2), 163–176, doi:10.1016/j.epsl.2004.06.012.

Pascual, G., 1979. Présence d'une faille à rejeu quaternaire au Cellier des Princes, Courthézon, Vaucluse. Géol. Méditerr., V, 325-326.

Pavicevic, M.K., Wild, E.M., Priller, A., Kutschera, W., Biev, B., Prohaska, T., Berger, M., Steffan, I., 2004. AMS measurements of 26Al in quartz to assess the cosmic ray background for the geochemical solar neutrino LOREX, Nucl. Instr. Meth. B, 223-224, 660-667.

Perron, J.T., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 2009. Formation of evenly spaced ridges and valleys: Nature, 460, 7254, 502–505, doi: 10.1038/nature08174.

Perron, J.T., Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis, Earth Surface Processes and Landforms, 38, 570–576.

Peulvast, J.P., Baroux, E., Bellier, O., Sébrier, M., 1999. Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE France) : apports de la géomorphologie structurale, Géomorphologie : relief, processus, environnement, 4, p. 327-358.

Phillips, F.M., Stone, W.D., Fabryka-Martin, J.T., 2001. An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. Chemical Geology 175, 689–701.

Plan, L., 2005. Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian alps: Geomorphology, 68, 3–4, 201–212, doi: 10.1016/j.geomorph.2004.11.014.

Porat, N., Zilberman, E., Amit, R., Enzel, Y., 2001. Residual ages of modern sediments in an hyperarid region, Israel, Quaternary Science Reviews, 20(5-9), 795-798.

Portenga, E. W., Bierman, P. R., 2011. Understanding earth's eroding surface with 10Be. GSA Today, 21(8), 4–10. http://doi.org/10.1130/G111A.1

Prescott J.R., Hutton J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. Radiat. Meas., 23, 497–500.

Psomiadis, D., Ghilardi, M., Demory, F., Delanghe-Sabatier, D., Bloemendal, J., Yiu, C., 2014. Late Pleistocene to Mid-Holocene landscape reconstruction in the western part of the Thessaloniki Plain, Greece: evidence for environmental changes, and implications for human occupation. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues 58, 67–87. https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/S-00137

Pucci, S., De Martini, P. M., Pantosti, D. (2008). Preliminary slip rate estimates for the Düzce segment of the North Anatolian Fault Zone from offset geomorphic markers. Geomorphology, 97(3–4), 538–554.

Puchol, N., 2013. Détermination des paléo-taux d'érosion par l'utilisation des isotopes cosmogéniques. Cas de la transition pliocène-pleistocène. Thèse de doctorat, Université de Lorraine.

Quenet, G., Baumont, D., Scotti, O., Levret, A., 2004. The 14 August 1708 Manosque, France earthquake: new constraints on the damage area from in-depth historical studies, 47(June).

Reedy, R.C., Arnold, J.R., Lal, D., 1983. Cosmic-ray record in solar system matter. Science, 219(4581), 127–135.

Reid, H. F., 1910. The mechanics of the earthquake, v. 2 of the California earthquake of April 18, 1906: Report of the state earthquake investigation commission, 87 (1192), 2 vols. Technical report, Carnegie Institution of Washington Publication.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., HattŽ, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. Radiocarbon, 55, 4.

Ren, Z., Zhang, Z., Chen, T., Yan, S., Yin, J., Zhang, P., Zheng, W., Zhang, H., Li, C., 2015. Clustering of offsets on the Haiyuan fault and their relationship to paleoearthquakes, Geol. Soc. Am. Bull., doi:10.1130/B31155.1

Rhodes, E.J., 2011. Optically Stimulated Luminescence dating of sediments over the past 200,000 years, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 39, 461-488.

Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E., Finkel, R.C., 2001. Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates: Geology, 29, 6, 511–514, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029

Ritz, J. F., Brown, E. T., Bourles, D. L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Enkhtuvshin, B., 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray–exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia. Geology, 23(11), 1019-1022.

Rizza, M., Ritz, J.-F., Braucher, R., Vassallo, R., Prentice, C., Mahan, S., McGill, S., Chauvet, A., Marco, S., Todbileg, M., Demberel, S., Bourlès, D., 2011. Slip rate and slip magnitudes of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia). Geophysical Journal International, 186, 3, 897–927.

Robinson, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Lehman, B., Laj, C., 1995. The relationship between 10Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80ka, Earth and Planetary Science Letters, 136 (3-4), 551-557.

Roe, G.H., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2003. Orographic precipitation and the relief of mountain ranges. Journal of Geophysical Research, 108(B6), 2315, doi: 10.1029/2001JB001521

Roering, J.J., Kirchner, J.W., and Dietrich, W.E., 2001. Hillslope evolution by nonlinear, slope-dependent transport: Steady state morphology and equilibrium adjustment timescales: Journal of Geophysical Research, v. 106, no. B8, p. 16499–16513, doi: 10.1029/2001JB9000323.

Roering, J.J., Perron, J.T., Kirchner, J.W., 2007. Functional relationships between denudation and hillslope form and relief, Earth Planet. Sci. Lett., 264(1–2), 245–258, doi:10.1016/j.epsl.2007.09.035.

Roering, J.J., Marshall, J., Booth, A.M., Mort, M., Jin, Q.S., 2010. Evidence for biotic controls on topography and soil production, Earth Planet. Sci. Lett., 298(1–2), 183–190, doi:10.1016/j.epsl.2010.07.040.

Roure, F., Brun, J.-P., Colletta, B., Van Den Driessche, J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France. Journal of Structural Geology, 14(5), 503–519.

Roure, F., Colletta, B., 1996. Cenozoic inversion structures in the forland of the Pyrenees and the Alps. In Ziegler, P.A., Horvath, F. (eds), Peri-Tethysmemoir 2: Structure and prospects of Alpine Basins and Forelands, Mém. Mus. Natn. Hist. Nat., 170, p. 173-209.

Rosique, T., 2004. The last glacial phase in the middle Durance (region from Gap to Sisteron): research appraisal, latest chronological conclusions, In: Méditerranée. Geosystèmes montagnards et méditerranéens. Un mélange offert à Maurice Jorda. 102, 25-36. doi : 10.3406/medit.2004.3336.

Ryb, U., Matmon, A., Erel, Y., Haviv, I., Benedetti, L., and Hidy, A.J., 2014a. Styles and rate of long-term denudation in carbonate terrains under a Mediterranean to hyper-arid climatic gradient, Earth and Planetary Science Letters, 406, 142–152.

Ryb, U., Matmon, A., Erel, Y., Haviv, I., Katz, A., Starinsky, A., Angert, A., and Team, A., 2014b. Controls on denudation rates in tectonically stable Mediterranean carbonate terrain, Geological Society of America Bulletin, 126, 3-4, 553–568. Ryb, U., Matmon, A., Haviv, I., and Benedetti, L., 2015. Exhumation and uplift coupled with precipitation along the western Dead Sea Rift margin, Geology, 43, 6, 483–486.

Sadier, B., Delannoy, J-J., Benedetti, L., Bourlès, D., Jaillet, S., Geneste, J-M., Lebatard, A-E., Arnold, M., 2012. Further constraints on the Chauvet cave artwork elaboration, Proceeding of the national academy of sciences, 109, 21, 8002-8006.

Safran, E. B., P. R. Bierman, R. Aalto, T. Dunne, K. X. Whipple, M. Caffee, 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes, Earth Surf. Processes Landforms, 30(8), 1007–1024.

Salisbury, J.B., Rockwell, T.K., Buga, M. T., 2017. Paleoseismic evidence for the 21 April 1918 Mw 6.9 surface rupture of the northern clark strand of the central San Jacinto fault, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 107(2), 1027–1032. http://doi.org/10.1785/0120160026

Sanderson, D.C.W., Murphy, S., 2010. Using simple portable OSL measurements and laboratory characterisation to help understand complex and heterogeneous sediment sequences for luminescence dating. Quat. Geochronol. 5, 299–305.

Sapkota, S. N., Bollinger, L., Klinger, Y., Tapponier, P., Gaudemer, Y., Tiwari, D., 2013. Primary surface ruptures of the great Himalayan earthquakes in 1934 and 1255. Nature Geoscience, 6(2), 152–152.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L.A., Hovius, N., Kubik, P.W., 2002. A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic 10Be in Middle European

river terraces. Earth and Planetary Science Letters, 204(1–2), 307–320, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00951-2

Scherler, D., DiBiase, R.A., Fisher, G.B., Avouac, J.P., 2017. Testing monsoonal controls on bedrock river incision in the Himalaya and Eastern Tibet with a stochastic-threshold stream power model: Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 122, 7, 1389–1429, doi: 10.1002/2016JF004011.

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P. H., Bourlès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009. Sources of in-situ 36Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. Quaternary Geochronology, 4(6), 441–461. http://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003

Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.-H., Burnard, P., Bourlès, D., Finkel, R., Ammon, K., Dunai, T., 2011. Calibration of cosmogenic 36Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina). Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(10), 2611–2632.

Schlagenhauf, A., Gaudemer, Y., Benedetti, L., Manighetti, I., Palumbo, L., Schimmelpfennig, I., Finkel, R., Pou, K., 2010. Using in situ Chlorine-36 cosmonuclide to recover past earthquake histories on limestone normal fault scarps: A reappraisal of methodology and interpretations: Geophysical Journal International, 182, 36–72, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04622.x.

Schwartz, D.P., Coppersmith, K.J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. J. Geophys. Res., 89 (B7), 5681–5698.

Sébrier, M., Ghafiri, A., Bles, J.L., 1997. Paleoseismicity in France : fault trench studies in a region of moderate seismicity. J. Geodynamics, 24, ¼, 207-217.

Seward, D., Mancktelow, N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission track dating, Geology, 22, p. 803-806.

Shabanian, E., Bellier, O., 2012. Post Pyrenean temporal changes in the stress state of Eastern Provence (SE France): fault kinematics and regional implications, Kinematics of Eastern Provence (SE France), Rapport Cashima.

Sharma, P., Kubik, P.W., Fehn, U., Gove, H.E., Nishiizumi, K., Elmore, D., 1990. Development of 36Cl standards for AMS, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, B52, 410.

Siame, L., Bellier O., Braucher R., Sébrier M., Cushing M., Bourlès D., Hamelin B., Baroux E., De Voogde B., Raisbeck G., Yiou F., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), Earth Planet. Sci. Lett., 220(3–4), 345–364.

Stone, J., Allan, G. L., Fifield, L. K., Evans, J. M., Chivas, A. R., 1994. Limestone erosion measurements with cosmogenic chlorine-36 in calcite – preliminary results from Australia. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B92, 311–316.

Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., 1996. Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 679–692.

Stone, J.O., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L., Cresswell, R.G., 1998. Cosmogenicchlorine- 36 production in calcite by muons. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62, 433–454.

Stone, J. O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research, 105(B10), 23753–23759. http://doi.org/10.1029/2000JB900181

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. J. Geophys. Res., 104(B11), 25, 611-622.

Swanson, T.W., Caffee, M.L., 2001. Determination of 36Cl production rates derived from the well-dated deglaciation surfaces of Whidbey and Fidalgo Islands, Washington. Quaternary Research 56, 366–382.

Tassy, A., 2007. Recent tectonic of the Vinon-sur-Verdon thrust, Master thesis, Université de Provence.

Tassy, A., Mocochain, L., Bellier, O., Braucher, R., Gattacceca, J., Bourlès, D., 2013. Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France.xw Geomorphology, 189, 81–92. http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.019

Taylor, R. E., 1997. Radiocarbon Dating. Chronometric Dating in Archaeology, edited by Taylor and Aitken.

Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. – Bull. Soc. géol. Fr.,8, III, 533-540.

Terrier M., 1991. Néotectonique de la Provence occidentale (France) : vers une analyse multicritère des déformations récentes. Applications à la classification des structures sismogènes. Thèse Univ. Provence, Marseille, Doc. BRGM, 207.

Terrier, M., Serrano, O., Hanot, F., 2008. Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model, Geodin. Acta 21, 231–238. doi:10.3166/ga.21.231-238

Terrizzano, C.M., Fazzito, S.Y., Cortés, J.M., Rapalini, A.E., 2012. Electrical resistivity tomography applied to the study of neotectonic structures, northwestern Precordillera Sur, Central Andes of Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 34, 47–60. http://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.10.002

Tesson, J., Pace, B., Benedetti, L., Visini, F., Delli Rocioli, M., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., 2016. Seismic slip history of the Pizzalto fault (central Apennines, Italy) using in situ-produced 36Cl cosmic ray exposure dating and rare earth element concentrations, J. Geophys. Res. Solid Earth, 121, doi:10.1002/2015JB012565

Thinon, M., 2007. La végétation du mont Ventoux au cours des derniers millénaires, Forêt Méditerranéenne, t. XXVIII, 4.

Thomas, F., Godard, V., Bellier, O., Shabanian, E., Ollivier, V., Benedetti, L., Rizza, M., Espurt, N., Guillou, V., Hollender, F., Molliex, S., ASTER Team, 2017. Morphological controls on the dynamics of carbonate landscapes under a mediterranean climate, Terra Nova, 29, 3, 173-182, doi: 10.1111/ter.12260

Thomas, F., Godard, V., Bellier, O., Benedetti, L., Ollivier, V., Rizza, M., Guillou, V., Hollender, F., ASTER Team, submitted to Geomorphology. Limited influence of climatic gradients on Mediterranean carbonate landscapes evolution.

Thorn, C.E., Darmody, R.G., Dixon, J.C., Schlyter, P., 2002. Weathering rates of buried machine-polished rock disks, Kärkevagge, Swedish Lapland: Earth Surface Processes and Landforms, 27, 8, 831–845, doi: 10.1002/esp.355.

Tofelde, S., Schildgen, T.F., Savi, S., Pingel, H., Wickert, A. D., Bookhagen, B., Wittman, H., Alonso, R.N., Cottle, J., Strecker, M.R., 2017. 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina. Earth and Planetary Science Letters, 473, 141–153, doi: 10.1016/j.epsl.2017.06.001

Trudgill, S.T., Ferguson, R.I., Ball, J., Crabtree, R.W., Gent, R., 1994. Ten year remeasurement of chemical denudation on a magnesian limestone hillslope: Earth Surface Processes and Landforms, v. 19, no. 2, p. 109–114, doi: 10.1002/esp.3290190203.

Tse, S. T., J. R. Rice, 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, J. Geophys. Res., 91(B9), 9452–9472.

Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change: Water Resources Research, v. 33, no. 8, p. 2031–2047, doi: 10.1029/97WR00409.

Twiss and Moores, 1992. Structural Geology. W.H. Freeman, San Francisco, CA.

Van Der Woerd, J., Klinger, Y., Sieh, K., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Mériaux, A. S., 2006. Long-term slip rate of the southern San Andreas fault from 10Be-26Al surface exposure dating of an offset alluvial fan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 111, B4.

Vanneste, K., Meghraoui, M., Camelbeeck, T., 1999. Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldbiss Fault, Lower Rhine Graben system, Tectonophysics, 309, 57-79.

Vanneste, K., Verbeeck, K., 2001. Paleoseismological analysis of the Rurrand fault near Jülich, Roer Valley graben, Germany: Coseismic or aseismic faulting history, Geologie En Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences, 80(3–4), 155–169.

Vanneste, K., Radulov, A., De Martini, P., Nikolov, G., Petermans, T., Verbeeck, K., Camelbeeck, T., Pantosti, D., Dimitrov, D., Shanov, S., 2006. Paleoseismologic investigation of the fault rupture of the 14 April 1928 Chirpan earthquake (M 6.8), southern Bulgaria. J. Geophys. Res. 111, B01303, doi: 10.1029/2005JB003814.

Vella C., Provansal M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 year on the southern eastern Rhône delta, France. Marine Geology, 170, 27-39.

Vernet, J.L., 1997. L'homme et la forêt méditerranéenne: de la préhistoire à nos jours, Errance.

Vernon, A.J., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rhan, M.K., 2008. Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. Earth Plan. Sc. Lett., 270, vol. 3-4, 316-329.

Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., Rohl, U., 2002. Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events, Marine Geology, 180, 71–85.

Volant P., Berge-Thierry, C., Dervin P., Cushing E. M., Mohammadioun G., Mathieu F., 2000. The southeastern Durance fault permanent network: preliminary results. – J. Seism., 4, 175-189.

Von Blanckenburg, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment: Earth and Planetary Science Letters, 237, 3–4, 462–479.

Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., and Lammers, R.B., 2000. Global water resources: vulnerability from climate change and population growth.: Science, 289, 5477, 284–8, doi: 10.1126/science.289.5477.284.

Wallace, R.E., 1990, The San Andreas fault system: California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1515, 283p.

Wells, D.L., Coppersmith, J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface dis- placement: Seismological Society of America Bulletin, v. 84, p. 974–1002.

Wentworth, C.K., 1922. Grain size classification: The canonical definition of sediment grain sizes as defined by geologist Chester K. Wentworth in a 1922 article in The Journal of Geology: "A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments".

Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution: Journal of Geophysical Research, 107, B2, 2039, doi: 10.1029/2000JB000044.

Whipple, K., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. Nature Geoscience 2, 97e104.

Williams, P.W., Ford, D.C., 2006. Global distribution of carbonate rocks, Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 147, p. 1-2.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls, Geological Society of America Special Paper, 398, 55-74, doi: 10.1130/0-8137-2398-1

Wood, J. (1996): The Geomorphological characterization of Digital Elevation Models. Diss., Department of Geography, University of Leicester, U.K.

Xu, S., Liu, C., Freeman, S., Lang, Y., Schnabel, C., Tu, C., Wilcken, K., Zhao, Z., 2013. In-situ cosmogenic 36Cl denudation rates of carbonates in Guizhou karst area. Chinese Science Bulletin, 58, 2473–2479.

Zerathe, S., Braucher, R., Lebourg, T., Bourlès, D., Manetti, M., Léanni, L., 2013. Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced 10Be: Possible complications revealed through

a comparison with 36Cl applied to coexisting limestone, Quaternary Geochronology, 17, 81-93.

Zielke, O., Arrowsmith, J.R., Ludwig, L.G., Akciz, S.O., 2010. Slip in the 1857 and earlier large earthquakes along the Carrizo plain, San Andreas Fault, Science, 327, 1119–1122.

Zielke, O., Arrowsmith, J.R., 2012. LaDiCaoz and LiDAR imager–MATLAB GUIs for LiDAR data handling and lateral displacement measurement. Geosphere 8 (1), 206–221. http://dx.doi.org/10.1130/GES00686.1

Zielke, O., Klinger, Y., Arrowsmith, J.R., 2015. Fault slip and earthquake recurrence along strike-slip faults — Contributions of high-resolution geomorphic data. Tectonophysics, 638, 43–62.

Table des figures

Figure 1 - Contexte morpho-tectonique de la Méditerranée occidentale (d'après Barrier et al., 2004, dans ifremer.fr, modifié par Molliex, 2009). 21

Figure 2 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Permo-Trias au Jurassique (d'après Marthaler, 2001). 22

Figure 3 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe durant l'Aptien-Albien, montrant l'impact de l'ouverture du golfe de Gascogne dans la rotation de la plaque ibérique, provoquant ainsi la subduction de la Téthys sous l'Europe (d'après Sibuet et al., 2004). L'extension observée dans l'arrière-pays est interprétée comme étant la conséquence de l'extension arrière-arc à la suite de la subduction. 23

Figure 4 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Crétacé supérieur à l'Eocène (Marthaler, 2001).....24

Figure 5 - Reconstitution géodynamique du domaine NW méditerranéen à la fin du Rupélien (d'après Séranne et Merle, 1999).....25

Figure 6 - Reconstitution du mouvement de rotation du bloc corso-sarde de l'Oligocène au Miocène (d'après Gatacceca, 2001; modifié par Besson, 2005). 26

Figure 7 - Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe à l'Oligocène et au Miocène (d'après Marthaler, 2001). 27

Figure 8 - Contexte géodynamique de la Méditerranée durant la crise de salinité messinienne (d'après Jolivet et al., 2006). 29

Figure 9 - Carte schématique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Eurasie dans le domaine ouest-méditerranéen. Les zones les plus actives apparaissent en plus foncé. Les flèches grises correspondent au mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe (d'après Nocquet et Calais, 2004). 30

Figure 10 - Carte de la topographie en profondeur du toit du socle (en m) du bassin du SE (d'après Le Pichon et al., 2010) avec la trace des principales failles tectoniques en rouge. Le bleu indique les plus grandes profondeurs et le rouge les plus faibles profondeurs. 32

Figure 11 - Carte structurale de la Provence orientale (d'après Rouire, 1979; modifée par Molliex, 2009).....33

Figure 12 - Schéma structural de la Provence (d'après Clauzon et al., 2001, modifié d'après Chardon et Bellier, 2003). 34

Figure 13 - Distribution des vitesses GPS en Europe du sud-est par rapport à l'Eurasie fixe (d'après Nocquet, 2012).....35

Figure 14 - Carte géologique de la Provence (BRGM) avec la sismicité historique (catalogue SisFrance) et instrumentale (catalogue SI-Hex) ainsi que les indices de paléosismicité (catalogue Neopal). 37

Figure 15 - Contexte géodynamique de la faille de Salon-Cavaillon (SCF), montrant le lien entre cette structure, les Alpilles à l'ouest et le Luberon à l'est (d'après Molliex et al., 2011). 40

Figure 16 - Segmentation de la faille de la Trévaresse (d'après Chardon et al., 2005). 41

Figure 17 - Log paléosismologique de la tranchée de la Fauchonne, sur un segment de faille de la faille de la Trévaresse (d'après Chardon et al., 2005). Plusieurs plans de fracture associés à des événements tectoniques ont pu être identifiés dans cette tranchée, prouvant la viabilité de la paléosismologie en Provence. 42

Figure 18 - Bloc diagramme illustrant la géométrie du système de faille de la Moyenne Durance (d'après Cushing et al., 2013)..... 43

Figure 19 - Segmentation du système de faille de la Moyenne Durance (d'après Cushing et al., 2008). 44

Figure 20 – Schéma illustrant la cascade de réactions issues du rayonnement cosmique, en particulier la production d'isotopes cosmogéniques in-situ (modifié d'après Puchol, 2013). . 51

Figure 21 – Taux de production d'isotopes cosmogéniques (exemple du ^{10}Be) en fonction de la profondeur dans les premiers mètres sous la surface terrestre. 53

Figure 22 – Illustration du temps théorique nécessaire pour atteindre l'état d'équilibre en fonction des concentrations en ^{10}Be mesurées dans des échantillons. 54

Figure 23 – Illustration du lien entre taux de dénudation, estimés à partir de concentrations en ^{10}Be, et les concentrations en ^{10}Be elles-mêmes. 55

Figure 24 –Comparaison de la distribution des taux de dénudation sur un ensemble d'échantillons de substrat rocheux exposé, recouvert de sol et de sédiments (d'après Ryb et al., 2014a). 59

Figure 25 – Taux de dénudation en fonction de la courbure de crête sur le Petit Luberon (d'après Godard et al., 2016). Au-delà de 0.02m^{-1} de courbure, la dénudation semble atteindre un plateau et ne plus dépendre de la morphologie locale. 60

Figure 26 – Expression morphologique de la faille de Rurrand (d'après Grützner et al., 2015) illustré de plusieurs façons à l'aide de différents traitements SIG : schéma structural (A), topographie (B), pente (C), surface ombrée avec un éclairage venant du NNE (30°) (D), relief (E) et rugosité (F). 63

Figure 27 – Relations empiriques entre le k_{sn} et les taux d'érosion moyennée à l'échelle de bassins versants de divers orogènes à travers le monde (d'après Kirby et Whipple, 2012). Dans

tous les exemples, les taux d'érosion ont été déterminés par la mesure de concentrations en ^{10}Be. 66

Figure 28 - Répartition des indices de pente normalisés (k_{sn}) calculés sur les bassins versants des principaux massifs provençaux. 67

Figure 29 - Geological map of South-Eastern France (modified from Molliex et al., 2011) showing the principal faults and ranges in Provence. All sampled ranges in this study are indicated. A and B correspond respectively to a western and an eastern topographic profile discussed below (see Figure 35). 77

Figure 30 - Upper-left inset: general situation of the sampled sites (red circles) in Western Provence. The different sampled carbonate ranges are labelled and the main faults indicated in black. Other smaller insets: samples distribution for each range. High resolution (1 m) shaded DEM are used as background and were extracted from the IGN RGE database. The colors of the circles are specific to the sampled mountain range and are used throughout the article. Samples from the Petit Luberon are from Godard et al. (2016) and Thomas et al. (2017). 79

Figure 31 - Field photographs of selected sampling sites. A-B: sampling locations on flat plateau surfaces for the Alpilles and La Fare mountains respectively. C-D: sampling locations on convex crests for the Ventoux and Sainte Baume mountains respectively. 81

Figure 32 - A) Topographic map of Provence displaying the location of Météo France weather stations used in this work to calibrate WorldClim gridded (1 km resolution) climatic data (Fick and Hijmans, 2017). B) Mean Annual Temperatures (MAT, in °C) map of Provence, based on worldclim data. C) Mean Annual Precipitations (MAP, in mm, same source). D) Amplitude between mean annual minimum and mean annual maximum temperature (°C, same source). 82

Figure 33 - A) Mean Annual Temperature (MAT, in °C) at each sampling site according to WorldClim gridded data and Météo France weather stations (with at least 30 years of available annual records), as a function of altitude. B) Mean Annual Precipitations (MAP, in mm) at each sampling site according to WorldClim gridded data and Météo France weather stations, as a function of altitude. The insets are the direct comparisons of the WorldClim and Meteo France data. The red dashed lines are used to compute corrected climatic parameters at the sampling sites. 84

Figure 34 - Denudation rates for bedrock samples compared to various topographic and climatic parameters. Two types of sampling sites are differentiated in the four plots according to the local morphological context at 100 m lengthscale: plateau surface or crest. A) Denudation rates as a function of sampling site elevation. B) Denudation rates as a function of Mean Annual Temperature (°C) at the sampling location. The temperature values were calculated according to the correction computed from Figure 33A. C) Denudation rates as a function of Mean Annual Precipitations (mm) at the sampling location. The precipitation values were calculated

according to the correction computed from Figure 33B. D) Local curvature calculated over a 30-meter window around each sampling site (Hurst et al., 2012). The 1-meter resolution Digital Elevation Model from IGN RGE was used for the computation. 86

Figure 35 - A) Western topographic profile (see Figure 29 for location) with ^{36}Cl denudation rates. B) Eastern topographic profile (see Figure 29 for location) with ^{36}Cl denudation rates. 90

Figure 36 - A) Topographic map of the Ventoux-Lure range displaying the location of samples collected for denudation rates determination (black circles). B) Shaded-relief map showing the Ventoux-Lure crest and a 1.2 km wide buffer zone for calculation of the average slope of the flanks. Steepness indexes of selected basins (ksn) are also displayed, with on average higher ks_n on the Ventoux to the West than on the Lure to the East. C) East-West profile along the Ventoux-Lure axis showing the evolution of the crest elevation (orange) and the average slopes of the northern (green) and southern (blue) flanks (see inset B for the extent of the buffer zone used for calculation). D) East-West profile along the Ventoux-Lure axis showing the evolution of ks_n (see inset B for location of the basins) for the northern (green) and southern (blue) flanks. Black circles are ^{36}Cl denudation rates from samples collected in this area. 93

Figure 37 - A) Shaded relief map (25 m IGN DEM) centered on the Ventoux summit area. B) Corresponding orthophotograph. C) Shaded relief map (5 m IGN DEM) centered on the Lure mountain summit area showing the greater development of regressive erosion and gullying on the flanks compared to the Ventoux summit. D) Corresponding orthophotograph. 95

Figure 38 - Denudation rates obtained in Provence (this study, Thomas et al. (2017), Godard et al. (2016)) compared to global carbonate denudation rates determined using in-situ ^{36}Cl (compiled by Levenson et al., 2016). For clarity, denudation rates have been averaged for the Petit Luberon samples depending on their respective location (crest or plateau). Light blue hexagons symbols are results from micro-erosion measurements for Adriatic inland karst samples from Furlani et al. (2009). 96

Figure 39 – ^{36}Cl carbonate denudation rates from this study and Levenson et al. (2016) compilation compared with global bedrock ^{10}Be denudation rates compiled by Portenga et al. (2011). 98

Figure 40 - A: Geological map of South-Eastern France (modified from Molliex et al., 2011) showing the principal faults and ranges in Provence. The square indicates the location of the Petit Luberon.B: Geological section S through the Grand Luberon mountain (modified from Clauzon et al., 2011)..... 105

Figure 41 - A: Topographic map of the Petit Luberon with sampling locations and denudation rates (in mm/ka). See Figure 40 for location. Light blue shading indicates the watersheds corresponding to stream sediments. Black line indicates the location of the topographic and

geologic section from Figure 40A. B: Slope map of the Petit Luberon highlighting the flat summit surface of the range. 107

Figure 42 - A: Distribution of denudation rates on the Petit Luberon and in other carbonate landscapes (kernel density function). A: Distribution of denudation rates on the Petit Luberon depending on the sampling location (crest, northern flank and southern flank). B: Comparison of denudation rates in the Petit Luberon with results from previous similar studies in carbonate landscapes. 111

Figure 43 - Denudation rates for surface samples (bedrock or clasts) in the Petit Luberon as a function of the elevation of the sampling site. The inset shows the ^{36}Cl concentrations in clasts and bedrock samples. 112

Figure 44 - Catchment-averaged denudation rates in the Petit Luberon flanks as a function of various morphological parameters. Symbol color indicates the location of the catchment (southern or northern flank) and symbol shape indicates the grain size of the sample (sand or gravel). 113

Figure 45 - A: North South topographic profile (see Figure 41 for location) through the central part of the Petit Luberon with measured denudation rates. B: Geological cross section across the Petit Luberon anticline. The northern flank is characterized by homogeneously northward dipping strata and a single lithology whereas the geological context of the southern flank is more complex. 114

Figure 46 – A) Modèle de rebond élastique de la croûte terrestre pour une faille décrochante sénestre selon Reid (1910). B) Répartition schématique des différents types de glissement en fonction de la profondeur lors du cycle sismique d'une faille décrochante (d'après Tse et Rice, 1986). 123

Figure 47 – Illustration de plusieurs modèles de cycles sismiques, présentés dans un graphe montrant le déplacement sur le plan de faille en fonction du temps (issu de Séismes et Risques Sismiques, ed. Dunod). 124

Figure 48 – Illustration du comportement d'une faille (d'après Zielke et al., 2015). A) Mesure simple du décalage d'un unique marqueur de mouvement tectonique, ici un ruisseau décalé le long d'une faille décrochante. B) De nombreux marqueurs de déplacement peuvent être identifiés le long d'une faille et reportés dans un graphe. C) Ces marqueurs peuvent ensuite être associés à un événement spécifique, permettant ainsi d'estimer le déplacement co-sismique pour plusieurs séismes au cours du temps. D-F) Plusieurs modèles conceptuels d'accumulation de glissement le long d'une faille (Schwartz et Coppersmith, 1984). D) Le modèle de glissement variable suppose un déplacement aléatoire résultant de séismes ayant lieu à des moments et endroits différents. E) Le modèle de glissement uniforme suppose des séismes ayant lieu de façon répétitive, mais avec des segments ne rompant pas toujours ensemble. Le décalage co-sismique peut varier en un point donné de la faille d'un séisme à l'autre, avec cependant un

décalage cumulé long terme qui est quasi-identique sur tous les segments. Ce modèle considère que les sections de failles ne rompant pas lors des gros événements ont des ruptures plus faibles mais plus régulières. F) Le modèle caractéristique montre des décalages co-sismiques qui varient le long de la faille mais ces décalages seront similaires d'un séisme à l'autre, conduisant à des distributions de glissement identiques. 125

Figure 49 - Représentation schématique des relations habituellement observées entre des chenaux déplacés horizontalement de part et d'autre d'une trace de faille en surface (d'après Zielke et al., 2015)..... 126

Figure 50 – a) Carte géomorphologique simplifiée du segment de faille de Düzce sur la faille Nord-Anatolienne (d'après Pucci et al., 2008). B) Mesure de la déflection des ruisseaux à partir d'une photo aérienne. 128

Figure 51 – Illustration schématique de la préservation ou de l'abrasion des escarpements de faille en fonction de l'érosion et de la vitesse des failles tectoniques (McCalpin et co-auteurs dans le livre Paleoseismology)..... 130

Figure 52 – Illustration du principe de fonctionnement du LiDAR (modifiée à partir d'une image provenant du site web http://gmv.cast.uark.edu)..... 133

Figure 53 – Illustration de la différence entre des données topographiques ayant une résolution de 25 mètres par pixel (A) et des données LiDAR ayant une résolution de 1 mètre par pixel sur la même emprise (B). La zone représentée ici est située au nord de Puyricard et montre des escarpements liés à la faille de la Trévaresse (indiqués par les flèches rouges) ainsi qu'un cône alluvial, plus difficile à discerner sans données LiDAR (A). 134

Figure 54 – Illustration de la capacité à « enlever » la végétation grâce à la technologie LiDAR, ici en bordure ouest de la moyenne Durance, à l'est de Beaumont de Pertuis..... 135

Figure 55 – Arrangement des électrodes pour l'acquisition d'un profil électrique 2D et séquence de mesures pour construire une pseudosection (d'après Loke, 2002)..... 137

Figure 56 – Dispositif d'acquisition des données électriques sur le terrain et bobines de câbles. 139

Figure 57 – Exemple de dispositif de mesures de tomographie électrique. Sur la ligne d'acquisition, deux électrodes permettent l'injection du courant électrique, tandis qu'au minimum deux autres électrodes mesurent la différence de potentiel électrique. L'image obtenue après inversion correspond à une tomographie de résistivité électrique (image d'après Naudet, 2004)..... 139

Figure 58 – Profil électrique et log paléosismologique sur la faille normale de Chirpan, Bulgarie (d'après Vanneste et al., 2006). 140

Figure 59 – (a) Profil électrique et (b) interprétation géologique sur un cône alluvial en Argentine (d'après Terrizano et al., 2012)..... 142

Figure 60 – Photographie prise dans une tranchée de paléosismicité montrant de la déformation par faille normale sur la faille du Levant au Liban (A) et l'interprétation qui en a été faite sur un log paléosismologique (B) (d'après Daëron et al., 2005). 143

Figure 61 – Photographie (a et b) et log paléosismologique associé (c et d) de la faille de San Jacinto centrale en Californie (d'après Salisbury et al., 2017). Les auteurs y décrivent notamment des déformations inverses..... 144

Figure 62 – Log paléosismologique illustrant la ré-orientation de galets sur une zone de près d'un mètre de large dans un contexte compressif (d'après Beanland et al., 1986)..... 144

Figure 63 –Représentation schématique de la formation d'un complexe extensif en surface (A et B) et du bloc diagramme en profondeur correspondant (C) (d'après Twiss et Moores, 1992)..... 145

Figure 64 – A) Ouverture de la tranchée de Vinon-sur-Verdon à l'aide d'une pelle mécanique. B) Tranchée après ouverture, sans carroyage. C) Vue à l'intérieur de la tranchée une fois le carroyage installé..... 146

Figure 65 – Principe de la datation au carbone 14. A) Évolution au cours du temps du ratio $^{14}C/^{12}C$ d'un organisme après sa mort (le ratio étant à l'équilibre avec l'atmosphère du vivant de l'organisme). B) Évolution temporelle du ratio en tenant compte des variations de concentrations en ^{14}C dans l'atmosphère au cours du temps (source : site web du laboratoire de Poznan, sollicité pour les mesures effectuées pour ce travail). 148

Figure 66 – Principe des variations d'énergie stockée au niveau d'un sédiment dans un milieu naturel au cours du temps. Cette intensité est remise à zéro (blanchiment) lorsque le matériel est soumis à la lumière naturelle (Soleil) après transport, puis augmente au cours du temps après dépôt et enfouissement complet. Cette intensité peut ne pas être totalement remise à zéro lors du transport avant dépôt du matériel (cas de gauche). On parle alors de matériel mal blanchi. 149

Figure 67 - General geological map of Provence displaying geology, major faults and ranges. Historical (SisFrance) and instrumental (SI-Hex catalogue, data from 1963 to 2009) earthquakes are displayed, as well as the location of various paleoseismological studies (Neopal catalogue)..... 156

Figure 68 - A) Map displaying the area on which high resolution LiDAR data (30 cm per pixel) was generated for this study. B) Geological map based on the CEA mapping with location of insets C, D and E. C) The Maragrate area, which is the main zone of interest in this study. The N120° orientated contact is visible on the shaded relief map highlighted by black arrows. D) Area situated South-East of Vinon-sur-Verdon, displaying two knickpoints (indicated by blue arrows) associated with morphological scarps (indicated by black arrows). Inset D1 is a picture of one of the knick points identified in this area. E) Area located East of Vinon-sur-

Verdon, displaying deeply incised and deviated streams (in blue) as well as offset hillcrests (dashed lines) and potential fault scarps (black arrows). 162

Figure 69 - The Maragrate contact in Vinon-sur-Verdon. A) Geomorphological map of the Maragrate area located near the center of Vinon-sur-Verdon. The contour lines vertical interval is 5 m. B) Shaded relief LiDAR DEM (30 cm resolution) displaying the Maragrate contact. Black arrows indicate the morphological scarp. C) Photograph of the Maragrate contact taken on the roadside (see B inset for picture location) showing the red Miocene clays in abnormal contact with the Pliocene yellow conglomerates. 163

Figure 70 - Schematic representation of a fault scarp behavior depending on local erosion and fault slip rate (modified after McCalpin et al., 2009). Erosion rates in Provence after Godard et al. (2016) and Thomas et al. (submitted) and fault slip rates after Cushing et al. (2008). . 164

Figure 71 - A) Electric tomography profiles in Vinon-sur-Verdon. Black arrows indicate the morphological scarp of the Maragrate contact. The locations of the six profiles are shown on the LiDAR shaded DEM. Each profile is associated with a letter corresponding to the equivalent inset. VIN01, VIN04, VIN06, VIN02 and VIN07 have an electrode spacing of 2 meters and are 127 meters in length, whereas VIN08 consists of an electrode spacing of one meter, resulting in a 63 meters-long profile..... 166

Figure 72 - Map of the Maragrate valley showing the location and extent of the T1, T2 and T3 trenches. Geomorphological mapping information is similar to Figure 69A. The location of two granulometric samples in conglomeratic units are shown. 168

Figure 73 - T1 and T2 paleo-seismological trenches opened in 1995. A) Paleosesimological logs of T1 and T2. Dashed boxes correspond to the pictures on inset B. B) Interpreted pictures of the T1 and T2 trenches displaying various morphological features such as fractures and cracks. 169

Figure 74 - T3 trench. The trench was opened along a N50° direction. Both walls of the trench are displayed and are called the Northern and Southern walls. Stratigraphic units are described in Table 3. A) Southern wall of the trench. A1: Electric profile VIN08 (see Figure 71) matching the southern wall trench scale. A2: Orthophoto-mosaic reconstituted with the Agisoft Photoscan software (http://www.agisoft.com) using pictures taken inside of the trench. Locations of ^{14}C and OSL samples are displayed. A3: Paleoseismological logging from the southern wall of the trench with ^{14}C and OSL samples locations. B) Northern wall of the trench. B1: Electric profile VIN08 (see Figure 71) matching the northern wall trench scale. B2: Orthophoto-mosaic reconstituted with Agisoft Photoscan using pictures taken inside of the trench. Locations of ^{14}C and OSL are displayed. B3: Paleoseismological logging from the northern wall of the trench with ^{14}C and OSL samples locations. 172

Figure 75 - 1) Zoom on the shear zone on the southern wall of trench T3. In inset A, we can see some sheared pebbles located in the shear zone of the trench. Inset B displays sigmoid

lenses of paleo-soil located in the shear zone of T3. 2) Interpretation and paleoseismological logging corresponding to the T3 area displayed in 1). 174

Figure 76 - Ternary diagram of the granulometric distributions of sediment samples collected on the southern wall of trench T3. The respective weight percentage of the clay, silt and sand fractions are displayed. Samples colors correspond to the color scheme of their origin unit as displayed on Figure 74. The location of each sample in the trench is visible on the bottom log. The location of the Pliocene quarry and road granulometric samples are visible on Figure 72. For more information on the granulometric fractions percentages, see Table 4. 176

Figure 77 - A) Southern wall of the Vinon-sur-Verdon trench, with ^{14}C and OSL sample ages in cal. BP and ka respectively. B) Northern wall of the Vinon-sur-Verdon trench, with ^{14}C and OSL sample ages in cal. BP and ka respectively. 181

Figure 78 - Sediment accumulation as observed and dated in trench T3 in Vinon-sur-Verdon (top) and sediment accumulation/incision cycles measured in Provence (bottom, modified from Ollivier, 2015). Both the observed sediment accumulation/incision and the averaged sediment accumulation/incision are displayed. The various groups of geological units logged in T3 can be correlated with either the observed or averaged sediment accumulation phases in Provence. Colors correspond to the color scheme on the paleoseismological logs on Figure 74 and Figure 77. 184

Figure 79 – A) Tamisage humide en laboratoire. L'échantillon est d'abord transféré dans un récipient et mis en eau environ 30 minutes pour permettre aux particules fines de se décoller des particules plus grossières. L'échantillon est ensuite versé dans deux tamis (0.063 mm et 2mm) petit à petit pour éviter de saturer le tamis à mailles fines. B) Étuve permettant le séchage des échantillons. 194

Figure 80 - A) Solution défloculante à 3‰ en agitation. B) Laser Beckman - Coulter LS 13 320 (B) utilisé pour les analyses granulométriques laser de cette étude. 195

Figure 81 – Log de la paroi sud de la tranchée T3. Les histogrammes présentent les résultats de notre analyse granulométrique générale pour chaque échantillon testé dans cette étude (voir Table 7 pour les données correspondantes). Les limites de chaque fraction granulométrique sont déterminées d'après la classification de Blott et Pye (2012). 199

Figure 82 - Log de la paroi sud de la tranchée T3. Les histogrammes présentent les résultats de notre analyse granulométrique pour la fraction sableuse pour chaque échantillon testé dans cette étude (voir Table 8 pour les données correspondantes). 200

Figure 83 – Étendue géographique des trois MNT LiDAR générés en Provence dans le cadre de ce travail. 202

Figure 84 – A) Cartographie de la faille de la Trévaresse (d'après Chardon et al., 2005). B) Cartographie détaillée de la segmentation de la faille de la Trévaresse grâce aux données topographiques ombrées haute-résolution. C) Zone de Ganay, au nord de Puyricard. Le contact

principal de la faille est visible au nord. Le segment secondaire sur lequel Chardon et al. (2005) ont documenté une tranchée est retrouvé sur le MNT. Plusieurs segments secondaires sont cartographiés. D) Un ruisseau décalé et plusieurs ressauts topographiques ont pu être cartographiés. E) Plusieurs ressauts topographiques et le contact principal sont visibles ici. Un ruisseau abandonné et décalé de près de 200 mètres est observé. Les localisations des photos en Figure 85α et β sont indiquées par un symbole d'appareil photo. F) Zone de Venelles, où l'on observe des vallées perchées à la ligne de crête entre le versant escarpé vers la Durance au nord et le versant en pente douce vers la Touloubre au sud. 204

Figure 85 - Photographies d'escarpements de la faille de la Trévaresse (voir Figure 84E pour les localisations). Les lignes en pointillés rouges et bleues marquent le ressaut topographique. L'apport de l'imagerie haute résolution est important, car il est difficile de trouver ce type d'escarpements sur le terrain. En effet, ils sont souvent cachés par la végétation ou des structures anthropiques. α) Faille géologique de la Trévaresse. β) Escarpement de faille de la Trévaresse. 205

Figure 86 - Cartographie des segments de faille certains ou supposées de la faille de la Trévaresse ainsi que cartographie d'une partie des niveaux plats sur le massif de la Trévaresse au nord de la faille. 206

Figure 87 – Profils topographiques orientés nord-sud dans la zone de Ganay (correspondant approximativement à l'encadré C de la Figure 84). 207

Figure 88 - Photographie de la tranchée de paléosismicité ouverte par Chardon et al. (2005) au niveau d'un escarpement lié à la faille de la Trévaresse. L'escarpement, indiqué par une flèche noire, est bien marqué sur le MNT LiDAR ombré et se retrouve sur le terrain. 208

Figure 89 – Profils topographiques sur la zone de Venelles (correspondant approximativement à l'encadré F de la Figure 84). Les pointillés noirs indiquent la limite de partage des eaux actuelle extraite des données LiDAR. Une interprétation de ce qui apparaît comme une paléo limite de partage des eaux est indiquée plus au sud par les pointillés mauves. 209

Figure 90 - A) Cartographie de la faille d'Aix et de la portion sud du système de faille de la Moyenne Durance (Shabanian et Bellier, 2012). La carte englobe la partie nord-est de la Zone Trévaresse du MNT LiDAR. B) Zoom sur la zone de Meyrargues, avec la faille de Venelles (VF) et les segments sud (SMF) et nord (NMF) de la faille de Meyrargues. Le cadre en pointillé correspond à l'emprise de la Figure 91A. Le cercle jaune indique une zone d'intérêt documentée dans la Figure 92. 210

Figure 91 - A) Topographie haute résolution ombrée sur les failles de Venelles et de Meyrargues, ainsi que la cartographie de plusieurs segments de faille identifiés grâce aux anomalies de la morphologie (localisation correspondant au cadre en pointillé en Figure 90B). Les lignes de niveaux visibles en B, C, D et E sont espacées verticalement de 5 mètres. B) Zoom

sur une zone montrant plusieurs rivières décalées en baïonnette sénestre. Voir Figure 92 pour plus de précisions. C) Zoom sur deux rivières décalées à Meyrargues montrant une possible capture de chenal. D) Crêtes de collines ayant un décalage dextre apparent au nord de Venelles, ce qui confirme le tracé de failles de Shabanian et al. (2012). E) Possible segment de faille visible dans la topographie au nord de Venelles sur une longueur de 1200 mètres. Ce segment n'était pas encore documenté et a pu être identifié grâce à notre MNT LiDAR. 211

Figure 92 – A) MNT ombré LiDAR correspondant à la zone représentée dans l'inset C de la Figure 91. Plusieurs décalages sénestres du réseau hydrographique sont mis en évidence. B) MNT de pentes LiDAR sur la même emprise qu'en A). Les pentes mettent en évidence un escarpement orienté NE-SW, dans le même axe que les décalages en baïonnettes. Cet escarpement est recouvert de végétation et n'est pas visible sans données topographiques haute résolution. Une interprétation détaillée de la segmentation de faille est proposée ici, ce qui était compliqué sans données LiDAR. 213

Figure 93 – Cartographie du secteur de Corbières montrant les anomalies morphologiques sénestres des ruisseaux en baïonnettes, les anomalies électriques, la position du profil sismique 71D03 ainsi que la position des failles mésoscopiques (d'après Molliex, 2009). 214

Figure 94 - Cartographie des niveaux de terrasses, d'anciennes surfaces planes et des cônes alluviaux sur la zone Corbières à l'aide du MNT LiDAR créé pour cette étude, ainsi que du tracé probable du segment de faille décrit par Guignard et al. (2005) et Molliex (2009). 215

Figure 95 - Carte de la zone Corbières (approximativement même emprise que la Figure 94) présentant 4 profils topographiques, extrait à partir du MNT haute résolution LiDAR, de talwegs affectés par un décalage en baïonnette et présentant un ressaut topographique. Pour ces talwegs, le profil topographique en long de l'exutoire vers l'amont est présenté dans les encadrés. Le tracé de faille supposé ici relie les 4 knick points et n'est pas le même que celui qui relie les anomalies du réseau hydrographique. 216

Table des tableaux

Table 1 - Samples for in-situ cosmogenic ^{36}Cl measurement from Provence, SE France, with location information and chemical details of the analysis along with computed denudation rates. 88

Table 2 - Analytical results for the samples processed in this study. The samples were crushed, sieved, and chlorine was chemically extracted using AgCl. Natural Chlorine (hereafter Cl_{nat}) and ^{36}Cl concentrations were then determined via isotope dilution accelerator mass spectrometry based on the measured $^{35}Cl/^{37}Cl$ and $^{36}Cl/^{35}Cl$ ratio measurements performed at the French national accelerator mass spectrometry (AMS) facility Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques (ASTER) (CEREGE, Aix-en-Provence, France). The ^{36}Cl concentrations were normalized to a ^{36}Cl standard prepared by K. Nishiizumi: KNSTD1600, with a nominal $^{36}Cl/^{35}Cl$ value of $2.11 \pm 0.06 \times 10^{-12}$ [Sharma et al., 1990; Fifield et al., 1990]. The decay constant of $2.303 \pm 0.016 \times 10^{-6}$ yr^{-1} used corresponds to a ^{36}Cl half-life ($T_{1/2}$) of 3.014×10^5 years. The analytical uncertainties include counting statistics, machine stability, and blank correction. The measured ^{36}Cl amounts range from ~10^7 to ~6×10^7 atoms, 2 order of magnitude higher than that measured in the blanks (10^5 atoms of ^{36}Cl). The measured amount of Cl_{nat} in the samples is 10 times higher than the amount measured in the blanks. Cl_{nat} concentrations are on average 10 ppm, with one sample reaching up to 47 ppm. The different production pathways of ^{36}Cl are as follows: spallation of target elements (78%), slow negative muons capture (19%) and thermal and epithermal neutron capture (3%). [Schimmelpfennig et al., 2011]. The ^{36}Cl production rate from spallation of calcium has been calibrated in Sicily by Schimmelpfennig et al. [2011]. Because the Luberon area is located almost at the same latitude and elevation as this calibration site, we used the calibrated production rate of 42.2 ± 4.8 atoms/g/yr. Scaling with respect to latitude and elevation was performed considering constant geomagnetic field intensity and using the Stone (2000) scheme. Sand and gravel samples corresponds to the 0.5-2 mm and 2-30 mm size ranges, respectively. 110

Table 3 - Sedimentologic description of each named unit in trench T3. Direct resistivity measurements performed in the trench are displayed. 187

Table 4 - Weight percentage of the clay, silt and sand granulometric fractions for the 19 granulometric samples tested in this study (see Figure 76 for sample location). In order to obtain comparable percentages, the total weight of each sample has been brought to equal 100 grams. 188

Table 5 - ^{14}C samples collected in the Vinon-sur-Verdon trench and analyzed for datation. The origin species is indicated.....189

Table 6 - Quartz OSL data and ages measured from the T3 trench. NC means that Minimum Age Model ages were not calculated for OSL3. *a.* Field moisture, with values in parentheses indicating the complete sample saturation %. Dose rates calculated using 25% of the saturated moisture (i.e. 5 (30) = 30 x 0.25 = 8). *b*. Analyses obtained using high-resolution gamma spectrometry (high purity Ge detector). *c.* Includes cosmic doses and attenuation with depth calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994). Cosmic doses were between 0.13-0.11 Gy/ka. *d*. Number of replicated equivalent dose (DE) estimates used to calculate the equivalent dose. Figures in parentheses indicate total number replicated DE. *e*. Defined as "over-dispersion" of the DE values. Values >30% are considered to be poorly bleached or mixed sediments. *f*. Dose rate and age for fine-grained 125-90 μm sized quartz. Exponential and linear fits were used. 190

Table 7 - Distribution granulométrique massique des échantillons de sédiments collectés dans les différentes unités de la tranchée T3 de Vinon-sur-Verdon incluant toutes les fractions (argiles, silts, sables, graviers et blocs). Les poids ont été rapportés à un poids de 100 grammes pour chaque échantillon. 233

Table 8 - Distribution granulométrique massique de la fraction sableuse des échantillons de sédiments collectés dans les différentes unités de la tranchée T3 de Vinon-sur-Verdon. Les poids ont été rapportés à un poids de 100 grammes pour chaque échantillon. 234



Ce manuscrit traite de l'analyse géomorphologique et tectonique pluri-échelle de la Provence, une région localisée au sud-est de la France métropolitaine en domaine intra-continental et soumise à des déformations tectoniques lentes. Cependant, des séismes historiques d'intensités majeures (VIII voire IX) ont été répertoriés durant les derniers siècles (par exemple à Manosque en 1509 et 1708 ou à Lambesc en 1909). Si l'intensité des séismes historiques est relativement élevée en Provence, la région ne subit qu'une faible microsismicité, d'où la nécessité d'une approche tectonique, géomorphologique et paléosismologique pour mieux y comprendre la dynamique des paysages et les déformations.

Afin d'appréhender la morphogenèse grande longueur d'onde en Provence, nous avons tout d'abord évalué les taux de dénudation des massifs carbonatés de la région grâce à des mesures de concentrations en isotopes cosmogéniques 36Cl. Une campagne d'échantillonnage a été menée à l'échelle régionale dans le but de collecter des échantillons en provenance des crêtes de onze massifs provençaux. Nous obtenons des taux de dénudation comparables entre les différents sites (de l'ordre de 20 à 60 mm/ka) et comparables aux études précédentes dans ce type de contextes (e.g. Ryb et al., 2014a,b), sauf pour le Grand Luberon et la montagne de Lure, qui se dénudent plus rapidement (jusqu'à 140 mm/ka). Le fort contraste de dénudation entre le Ventoux et la montagne de Lure pourrait s'expliquer par un gradient climatique Est-ouest à l'échelle de l'Holocène. Cette approche a ensuite été appliquée à plus petite échelle en se concentrant sur un unique massif, le Petit Luberon, où nous comparons la dénudation de la surface sommitale à la dénudation moyennée sur plusieurs bassins versants de ses flancs sud et nord. La dénudation des bassins versants est de l'ordre de 3 à 6 fois supérieure à la dénudation observée sur la crête, ce qui démontre l'importance du transport de particules dans les processus de dénudation en domaine carbonaté méditerranéen en complément de la dissolution chimique.

Enfin, nous avons implémenté une approche pluri-disciplinaire à une échelle locale, associant cartographie haute-résolution, mesures de résistivités électriques, paléosismologie, granulométrie, datations 14C et OSL, dans le but d'obtenir une meilleure compréhension du comportement Quaternaire et Holocène d'un segment de faille associé au chevauchement de Vinon et localisé à Vinon-sur-Verdon. Notre analyse confirme de la déformation dans les 200 derniers milliers d'années sur cette faille mais démontre l'absence de déformation depuis 18000 ans. Cette étude confirme la nécessité de continuer à développer les approches multi-échelles pour étudier les failles en domaine de déformations très lentes.

Mots clés : géomorphologie, tectonique, cartographie, isotopes cosmogéniques, paléosismologie, failles, comportement sismogénique, déformation lente.