



HAL
open science

Mesure et interprétation des mouvements verticaux de la lithosphère ; De l'érosion des côtes rocheuses à la géodynamique, en passant par les datations Béryllium-10

Vincent Regard

► To cite this version:

Vincent Regard. Mesure et interprétation des mouvements verticaux de la lithosphère ; De l'érosion des côtes rocheuses à la géodynamique, en passant par les datations Béryllium-10. Géomorphologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010. tel-00812104

HAL Id: tel-00812104

<https://theses.hal.science/tel-00812104>

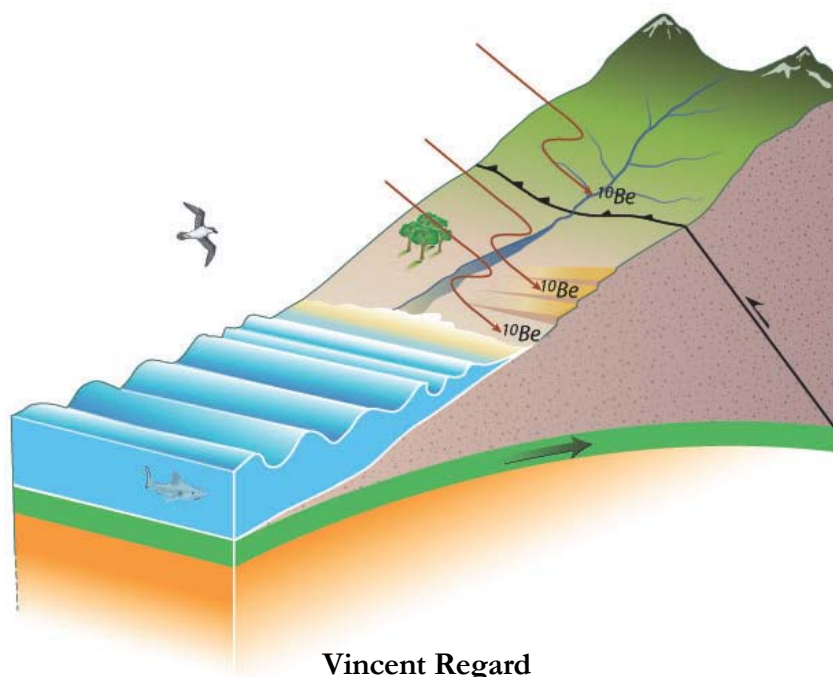
Submitted on 22 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MESURE ET INTERPRETATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE

De l'érosion des côtes rocheuses à la géodynamique,
en passant par les datations Béryllium-10



Habilitation à Diriger des Recherches (HDR), soutenue le 14/06/2010

JURY

Président	Dominique Chardon	Professeur (Toulouse III)
Rapporteur	Pascal Allemand	Professeur (Lyon I)
Rapporteur	Christophe Delacourt	Professeur (Brest)
Rapporteur	Peter van der Beek	Professeur (Grenoble I)
Examineur	Dominique Astruc	Maître de Conférences (INP Toulouse)
Examineur	Didier Bourlès	Professeur (Aix-Marseille)
Examineur	Joseph Martinod	Professeur (Toulouse III)

Laboratoire des Mécanismes et
Transferts en Géologie (LMTG)

Université Paul Sabatier – Université de Toulouse

TABLE DES MATIÈRES

<u>PERCEPTION PERSONNELLE DE LA RECHERCHE</u>	2
<u>INTRODUCTION - LES MOUVEMENTS VERTICAUX DES ZONES DE SUBDUCTION ; ET L'INTÉRÊT D'Étudier LES CÔTES ROCHEUSES</u>	3
1 GEODYNAMIQUE DES ZONES DE SUBDUCTION	3
2 MOUVEMENT VERTICAUX ET PROCESSUS PROFONDS	4
3 NIVEAU DE LA MER ET TERRASSES MARINES	6
4 MODELISATION ANALOGIQUE	8
4.1 MODELES DE PRISME EN SABLE	8
4.2 MODELES DE SUBDUCTION	8
4.3 CANAL A HOULE	9
5 PLAN	9
<u>CHAPITRE 1 - GEODYNAMIQUE DES ZONES DE SUBDUCTION</u>	10
1 MODELISATION ANALOGIQUE	10
1.1 MODELES EN SABLE, SILICONE ET SIROP DE GLUCOSE	10
1.2 MODELES EN SILICONE ET SIROP DE GLUCOSE	11
1.3 MODELES DE PRISME EN SABLE	12
2 CONSEQUENCES TECTONIQUES	12
2.1 IRAN	12
2.2 ALPES	14
2.3 TUNISIE	15
3 SOULEVEMENTS	16
3.1 SOULEVEMENT COTIER	16
3.2 SOULEVEMENT EN AMAZONIE	16
<u>CHAPITRE 2 - GEOMORPHOLOGIE DES COTES ROCHEUSES</u>	17
1 TERRASSES MARINES	17
1.1 TERRASSES MARINES DES ANDES CENTRALES	17
1.2 COMPILATION MONDIALE DES TERRASSES MARINES	19
2 SYSTEME PLATEFORME/FALAISE	20
2.1 LES PROCESSUS A L'ŒUVRE	21
2.2 OBSERVATIONS	22
2.3 MODELISATION EXPERIMENTALE	24
<u>CHAPITRE 3 - ¹⁰BE : DATATIONS ET DEVELOPPEMENT METHODOLOGIQUE</u>	26

1	PRINCIPE (VERSION COURTE)	26
2	DATATION	29
3	BILANS D'ÉROSION	29
4	TRANSPORT DANS LES RIVIERES	32
5	SYSTEME PLATEFORME/FALAISE	33

PERSPECTIVES ET PROJET DE RECHERCHE - LA FORMATION DES TERRASSES (MARINES OU NON) **36**

1	FALAISES ACTUELLES	36
1.1	PROLONGATION DES TRAVAUX D'OBSERVATION	36
1.2	CANAL A HOULE	36
1.3	DYNAMIQUE DES BLOCS EN PIED DE FALAISE	37
1.4	MODELISATION NUMERIQUE	38
2	DONNEES SUR LES TERRASSES ET ETUDE DE LEUR MISE EN PLACE	39
2.1	COMPILATION DE DONNEES SUR LES TERRASSES MARINES	39
2.1.1	Comparaison des caractéristiques géométriques des terrasses	39
2.1.2	Base de données mondiale sur les terrasses	40
2.2	TERRASSES FLUVIALES	40
3	RETOUR A LA GEODYNAMIQUE	41
3.1	EXPLORATION GEODYNAMIQUE DE LA BASE DE DONNEES MONDIALE SUR LES TERRASSES	41
3.2	ANDES ET TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE	41
3.3	CONFRONTATION AVEC DES MODELES	41
4	DEVELOPPEMENTS EN COSMONUCLEIDES	42
5	LES PYRENEES	42

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES **43**

CURRICULUM VITAE **55**

	ÉCOLE DOCTORALE	55
	CANDIDAT	55
1	PARCOURS UNIVERSITAIRE	55
2	PARCOURS PROFESSIONNEL	55
3	ACTIVITES D'ENSEIGNEMENT	56
3.1	MATIERES ENSEIGNEES	56
3.2	RESPONSABILITES PEDAGOGIQUES	57
4	ACTIVITES DE RECHERCHE	57
4.1	ARTICLES DE RANG A	57
4.2	AUTRES ARTICLES	59
4.3	CONFERENCES	59
4.4	SEMINAIRES INVITES ET AUTRES COMMUNICATIONS	63
4.5	RESPONSABILITES SCIENTIFIQUES	64
5	ACTIVITES D'ENCADREMENT	64
5.1	THESES	64
5.2	POST-DOC	64

5.3	STAGES MASTER 2	64
5.4	STAGES MASTER 1	65
6	AUTRES	65
6.1	PRINCIPAUX FINANCEMENTS OBTENUS	65
6.2	RESPONSABILITES ADMINISTRATIVES	65
6.3	EXPERTISES	66
6.4	COMITES DE LECTURE	66

COPIE DES 5 PUBLICATIONS ESSENTIELLES **67**

REMERCIEMENTS

Je voudrais remercier toutes les personnes que j'ai eu l'occasion de rencontrer au cours de mes années de recherches et en particulier :

- l'équipe des géodynamiciens de Toulouse, grâce à laquelle j'ai pu découvrir les Andes et l'Amazonie, grâce à laquelle j'ai dessiné mes propres thématiques ; je n'oublie pas Nicole et son support permanent, ni la composante IRD qui dynamise les recherches sur les Andes ;
- les étudiants (et colocataires pour certains) de Toulouse, pour le travail et les bières (Nicolas & Marianne, Benjamin, Marcelo, Natalia, German, Emilie, Bastien, et j'en oublie...) ;
- Joseph Martinod, Jean-Charles Thomas, Olivier Bellier et Claudio Faccenna, encadrants de ma thèse et qui m'ont permis de découvrir la recherche. Une mention spéciale à Joseph qui a toujours su m'encourager dans mes décisions et qui est tout naturellement le référent de cette Habilitation.
- A Toulouse je tiens à remercier l'accueil qui m'a été fait à l'IMFT (notamment Frédéric Moulin et Dominique Astruc) ;
- la communauté des littoralistes, en particulier les quelques uns avec lesquels j'ai créé des liens forts (Thomas, Anne, Kevin, Grégoire, Stéphane, Sandrine, etc.) ;
- les cosmomagiciens de tout poil : Didier, Regis, Riccardo, Sébastien, Christelle, Julien.

Ce manuscrit doit aussi beaucoup pour Christiane Cavaré-Hester pour ses beaux dessins.

Enfin je dois à Sacha du temps matinal pour écrire ce manuscrit, à Sandra ses sarcasmes, et tous deux pour tellement d'autres choses.

Avant-propos

PERCEPTION PERSONNELLE DE LA RECHERCHE

A l'occasion de ce manuscrit présentant mes travaux de recherche, il me semble nécessaire de commencer en exposant brièvement mes conceptions de la recherche ; cela expliquera probablement quelques parties de mes travaux qui semblent un peu déconnectées du reste. En effet, si mes recherches ont un objectif général assez bien identifié (les mouvements verticaux et la géodynamique de la subduction), elles sont grandement influencées par les occasions et les rencontres diverses. En particulier je crois que la recherche ne peut être un travail solitaire. Il est toujours utile de confronter ses idées, mais aussi de façon plus pragmatique ses expertises techniques ou ses informations plus politiques pour faire avancer son cheminement dans le monde de la recherche. A ce titre, je suis heureux des 5 années passées à Toulouse mais aussi de la façon dont la communauté des chercheurs sur les falaises m'a ouvert ses portes.

Ce fonctionnement au sein d'un groupe a comme corollaire que, tout le monde n'ayant pas exactement les mêmes intérêts, on se retrouve à travailler sur des sujets sortant du fil directeur qu'on s'est imposé. Là aussi, je suis heureux d'avoir pu voir des choses différentes comme l'Amazonie, la Tunisie ou les terrasses des Pyrénées Atlantiques.

Tout cela a fait de moi le chercheur que je suis mais implique aussi que le projet de recherche exposé en fin de manuscrit correspond à mes idées d'aujourd'hui et aura probablement changé d'ici quelques années au gré des collaborations et des rencontres que je vais être amené à faire.

LES MOUVEMENTS VERTICAUX DES ZONES DE SUBDUCTION ; ET L'INTÉRÊT D'Étudier LES CÔTES ROCHEUSES

1 Géodynamique des zones de subduction

Les zones de subduction ont été décrites depuis l'émergence de la tectonique des plaques comme fonctionnant sous l'effet de la poussée exercée par la ride et de la traction due au poids (à la densité plutôt) de la plaque océanique passant en subduction. Cette vision avait alors conduit à faire une différence essentielle entre les subductions de plaques jeunes ou vieilles (types « Chili » ou « Mariannes »). Cette distinction permettait d'expliquer la distribution des séismes en profondeur ainsi que la morphologie de la marge avec présence ou non d'une chaîne de montagnes associée à la subduction, dont le type de référence était la chaîne des Andes. Or, cette chaîne qui a, sur la majeure partie de sa longueur, des caractéristiques similaires du point de vue de ses conditions aux limites -la plaque en subduction est jeune (moins de 50 Ma) et la vitesse de convergence est relativement constante de l'Équateur au sud du Chili (~8 cm/an, Nuvel-1A, DeMets *et al.*, 1990)- montre de larges variations. Cette hétérogénéité s'exprime dans ses caractéristiques tant géomorphologiques, géologiques que géodynamiques. D'un point de vue géomorphologique sa largeur varie entre 100 km en Équateur et 700 km au niveau de l'altiplano. La façade pacifique présente une cordillère de la côte, parfois séparée de la cordillère principale par une vallée centrale, dont la présence semble corrélée à des paramètres géologiques comme la présence de volcans actifs. Cette vallée centrale paraît disparaître dans les zones où le plan de subduction prend un pendage faible (segments à subduction dite « plane », Gutscher *et al.*, 2000).

Ces observations sur la chaîne andine conduisent naturellement à nuancer le schéma classique de la subduction. Un certain nombre de questions sont posées comme l'origine et l'effet des zones de subduction planes (Gutscher *et al.*, 2000; Yañez *et al.*, 2002). De même, il a été proposé que la morphologie des Andes serait liée de façon plus ou moins directe au climat et en particulier au régime pluviométrique sur sa façade pacifique (voir Lamb et Davis, 2003). Une autre observation qui motive une partie de mes travaux de recherche est que le raccourcissement conduisant à la formation de la chaîne des Andes ne s'est initié qu'au Crétacé Supérieur (Jaillard et Soler, 1996; Mamani *et al.*, 2010), alors que la subduction est active au moins depuis le Permien (Willner *et al.*, 2004). De plus, une grande partie du soulèvement de la chaîne semble être survenu récemment, au cours des 10 derniers Ma (Garzzone *et al.*, 2008). La cause du soulèvement des Andes comme relief reste énigmatique et de nombreuses hypothèses ont été formulées comme la fragmentation de la plaque Farallon pour donner les plaques Cocos et Nazca dont la subduction se fait avec un angle presque orthogonal depuis 23 Ma (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998). L'ouverture de l'océan Atlantique Sud au Crétacé, se traduisant par le début de la dérive vers l'ouest du continent sud-américain (Somoza et Zaffarana, 2008, et références), a probablement joué un rôle dans le début du raccourcissement continental. Ces observations montrent que la géodynamique des zones de subduction doit être appréhendée à l'échelle globale et que l'ancrage de la subduction dans le manteau inférieur joue probablement un rôle fondamental (e.g., Doglioni *et al.*, 1999; Heuret et Lallemand, 2005; Husson *et al.*, 2008).

En parallèle à cela, la subduction dont le fonctionnement a longtemps été schématisé dans un plan vertical (2D) est de plus en plus conçue comme un processus tridimensionnel. En effet, le fonctionnement de la subduction pourrait être influencé par la longueur du panneau plongeant (e.g., Russo et Silver, 1994; Morra *et al.*, 2006), par les mouvements induits dans le manteau (Funciello *et al.*, 2004; Kincaid et Griffiths, 2004; Guillaume, 2008), ou encore par la déformation de la plaque plongeante (cf. Gutscher, 2002 et travaux dérivés; Espurt, 2007).

2 Mouvement verticaux et processus profonds

Les zones de subduction, d'après ce qui a été dit plus haut, entraînent des mouvements verticaux. D'ailleurs les mouvements verticaux les plus rapides observés sur des échelles de temps de plusieurs cycles glaciaires sont à relier sans ambiguïté à des phénomènes de subduction (Tableau 1) (Pedoja *et al.*, soumis [18])¹.

Tableau 1. Quelques unes des vitesses de soulèvement les plus importantes observées sur la base de données des terrasses marines (Pedoja *et al.*, soumis [18]); elles sont situées à proximité de zone de subduction, à l'exception de celles indiquées par une astérisque.

Pays	Zone géographique	Taux de soulèvement (mm/an)	+/-
Nouvelle Guinée	Péninsule d'Huon	3,25	0,33
Russie	Kamchatka	2,13	0,28
Vanuatu	Ile Santo	1,93	0,22
Chili	Péninsule d'Arauco	1,86	0,23
Vanuatu	Ile Malekula	1,85	0,23
Japon	Ryūkyū	1,66	0,31
Japon	Kyushu centre	1,56	0,21
Costa Rica	Côte ouest	1,44	0,20
Indonésie	Ile Rote	1,44	0,18
Italie	Sicile orientale	1,40	0,19
États-Unis *	Californie *	1,40	0,36
Grèce *	Golfe de Corinthe *	1,35	0,15

Il n'est pas facile de mettre en évidence les mouvements verticaux pour un certain nombre de raisons. En premier lieu, mesurer un soulèvement d'un point de vue géologique nécessite de bons marqueurs. Actuellement on évalue sur le long terme des notions de mouvement vertical via la thermochronologie basse température comme les traces de fission sur apatite (e.g., Espurt, 2007; Schildgen *et al.*, 2007), l'(U-Th)/He sur apatite (e.g., Ehlers et Farley, 2003) voire même la PSL (luminescence stimulé optiquement, en développement comme thermochronomètre à l'ETH). Ces techniques renseignent sur la dynamique des derniers stades de refroidissement. Malheureusement, le signal thermochronologique résulte d'un refroidissement lié au géotherme et son interprétation en

¹ Les numéros de référence de mes travaux sont indiqués entre crochets.

terme de soulèvement n'est pas triviale (cf. Ehlers et Farley, 2003). Il est alors tentant pour les géomorphologues de chercher des marqueurs plans à grande échelle, mais là encore, il n'est pas trivial de retrouver ce genre de marqueur, de s'assurer de son horizontalité initiale et de son développement synchrone... Les géomorphologues ont eu la tentation d'étudier les terrasses fluviales. Elles se sont avérées utiles pour l'étude de la déformation et du soulèvement à l'échelle locale (e.g., Molnar *et al.*, 1994; Lave et Avouac, 2000; Graveleau, 2008; Oveisi *et al.*, 2009) ou plus régionale (e.g., Clark *et al.*, 2006; Guillaume *et al.*, 2009b), mais sans quantification réelle des taux de soulèvement. Cela vient du fait –il me semble– que la dynamique érosive des rivières est mal connue. Leur pente locale varie dans le temps, comme au passage de *knickpoints* (e.g., Bishop *et al.*, 2005; Farias *et al.*, 2008), zones de ressaut qui migrent dans le temps de l'aval à l'amont de la rivière (cf. Carretier *et al.*, 2006; Loget et Van Den Driessche, 2009). La géophysique apporte un certain secours. Il s'agit de la gravimétrie qui peut donner une vitesse de soulèvement finie à grande longueur d'onde (e.g., Amalvict *et al.*, 2006) et du GPS qui donne les vitesses verticales en plus des vitesses horizontales (Figure 1). Malheureusement la précision verticale du GPS est bien moins bonne que la précision horizontale (environ 10 fois) et seules quelques études dans des zones à fort soulèvement ou avec une longue période de mesure permettent d'obtenir des résultats satisfaisants (en Californie par ex., Niemi *et al.*, 2008).

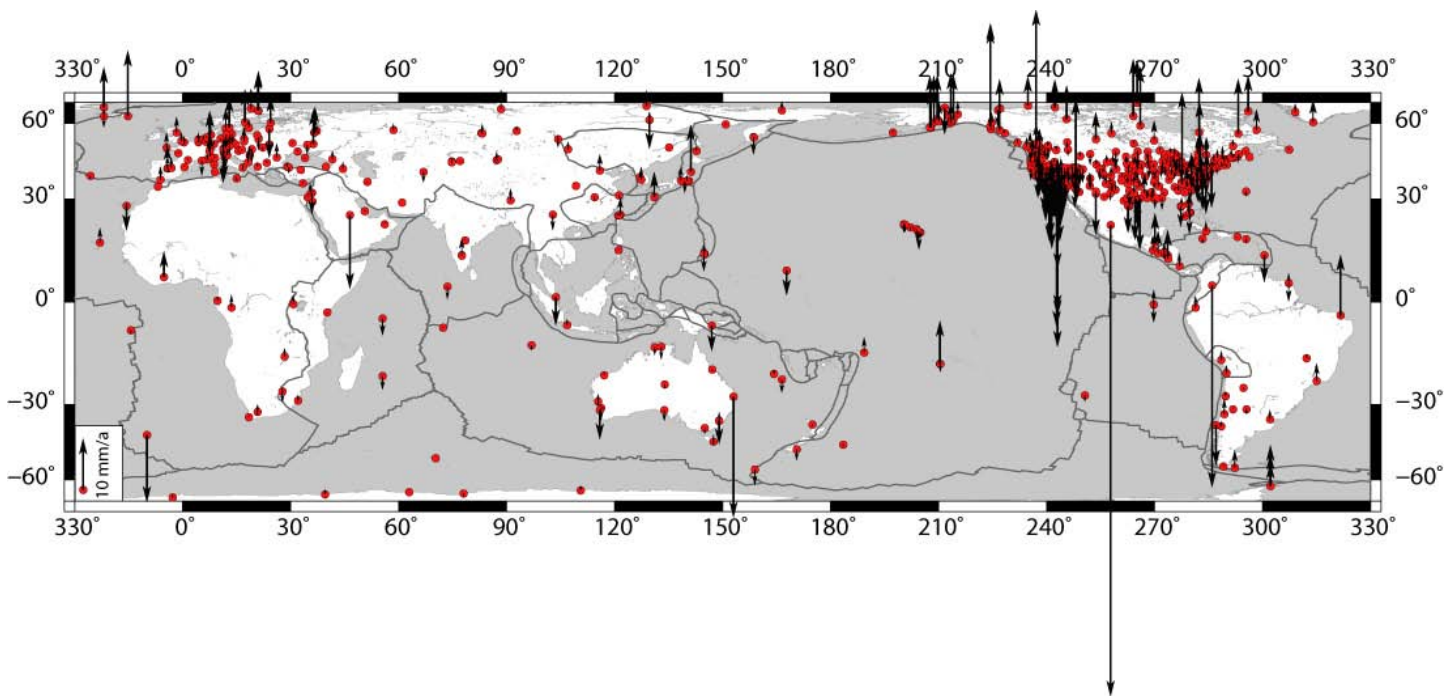


Figure 1. Vitesses verticales GPS dans le référentiel ITRF 2005 (<http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>). L'échelle est donnée dans l'encart en bas à gauche.

Mes travaux ont pour objet des zones de subduction où ils bénéficient alors de la présence de la mer. En effet le niveau de la mer est ubiquiste ce qui facilite sa connaissance au niveau global. Le trait marquant du niveau de la mer sur le Quaternaire est son oscillation en fonction des cycles glaciaires. Or ceux-ci sont bien connus sur les 800 derniers milliers d'années grâce aux carottes

réalisées dans les glaces du Groenland et de l'Antarctique, et en particulier grâce à leur contenu en ^{18}O (e.g., Jouzel *et al.*, 2007). Les sédiments du fond des océans enregistrent ces variations isotopiques, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ reflétant la quantité de glace stockée sur les continents. On a donc accès en mesurant le rapport isotopique du fond des océans dans les foraminifères benthiques, à un *proxy* (indicateur se comportant de la même façon) du niveau de la mer. Un certain effort a conduit de nombreux auteurs à comparer les courbes obtenues avec des indicateurs ponctuels et prétendument fiables du niveau de la mer comme la position des coraux (e.g., Cutler *et al.*, 2003). Cependant, les différentes courbes publiées diffèrent notablement en termes de niveau de la mer mais s'accordent assez bien en termes temporels (Siddall *et al.*, 2006; Caputo, 2007). D'ailleurs ces courbes ont été découpées en stades, dits isotopiques en référence aux courbes de $\delta^{18}\text{O}$, comptés à partir de l'actuel (*Marine/Oxygen Isotopic Stage 1* ou MIS 1/OIS 1). Les stades isotopiques pairs (et respectivement les impairs) correspondent aux époques glaciaires (respectivement interglaciaires). De même des sous-stades sont individualisés et repérés par des lettres. Par la suite nous supposerons que certaines évaluations reconnues sont fiables et nous les prendrons comme référentiel (Tableau 2), tout en restant critique sur leur valeur. Néanmoins, les données des calottes glaciaires et des sédiments marins, montrent une cyclicité de l'ordre de 100 ka, valable depuis 700-800 ka (Jouzel *et al.*, 2007; Siddall *et al.*, sous presse). Auparavant, la cyclicité aurait été de 40 ka (Siddall *et al.*, sous presse).

Les zones de subduction bénéficient de l'action de la mer qui constitue un bon marqueur en dépit des réserves que nous venons d'émettre. Le niveau de la mer y est bien marqué par la présence de terrasses marines (Pedoja *et al.*, soumis [18]), que nous allons maintenant présenter.

3 Niveau de la mer et terrasses marines



Figure 2. Série de terrasses marines à San Juan de Marcona, sud Pérou. Vue vers le nord, l'océan étant à gauche ; le sommet à l'arrière-plan est environ à 400 m d'altitude. Chaque partie plane correspond à une ancienne plateforme d'abrasion et donc à un ancien niveau de la mer.

La mer joue un rôle morphogène de premier plan et rares sont les côtes qui ne sont pas marquées profondément par son niveau (Bird, 2000). Cette morphogenèse conduit à un certain nombre de formes parmi lesquelles on trouve les rides de plage, les plateformes d'abrasion, les récifs coralliens, etc. (Pedoja *et al.*, soumis [18]). Ces morphologies se forment à un niveau proche du

niveau de la mer et constituent souvent des formes plus ou moins horizontales appelées terrasse *sl* (sens large).

Dans les zones subissant un soulèvement (*uplift*), ces morphologies ont tendance à s'étagier sous la forme de marches d'escalier (Figure 2). Elles seraient d'anciennes plateformes abandonnées lors de la chute du niveau de la mer entre deux périodes interglaciaires (Lajoie, 1986). Si la vitesse de soulèvement est suffisante, le niveau de la mer ne remonte pas jusqu'à ces morphologies lors de l'interglaciaire suivant (Caputo, 2007). Elles se trouvent alors fossilisées mais peuvent être érodées par la mer (Saillard *et al.*, 2009 [12]) ou les agents météoriques (e.g., Anderson *et al.*, 1999). De cette manière, chaque interglaciaire (stade isotopique impair, Tableau 2), laisse sa signature sous forme d'une terrasse et il est possible d'établir une chronologie en attribuant à chaque terrasse par ordre d'altitude l'âge des interglaciaires successifs, diagnostic appelé morphostratigraphie.

La méthode classique pour calculer la vitesse de soulèvement U est alors donnée par :

$$\text{Équation 1.} \quad U = \frac{dz - e}{t}$$

où dz est l'altitude de la terrasse marine (*sl*), e et t les niveau eustatique et âge, respectivement, de l'interglaciaire (informations données dans le Tableau 2). Il est souvent considéré que cette vitesse est constante quel que soit l'interglaciaire considéré car les processus géodynamiques et tectoniques à l'origine de ce soulèvement varient sur des échelles de temps se comptant en millions d'années. Si cela paraît souvent vérifié (e.g., Sumba, Pedoja *et al.*, soumis [18]), ce n'est pas une vérité absolue et nous avons montré que le taux de soulèvement peut varier d'un ordre de grandeur sur le dernier million d'années (Saillard *et al.*, 2009 [12]).

Tableau 2. Ages et niveaux de la mer des différentes périodes interglaciaires (*MIS* impairs)

Stade isotopique	Sous-stade	Âge (ka)	Niveau de la mer (m)	Référence
1		6,5±1	3±1	(Zazo, 1999; Woodroffe et Horton, 2005; Hodgson <i>et al.</i> , 2006)
3		53±7	-60±10	(Zazo, 1999; Cutler <i>et al.</i> , 2003; Thompson et Goldstein, 2006; Siddall <i>et al.</i> , 2008)
	5a	85±5	-15±10	(Zazo, 1999; Cutler <i>et al.</i> , 2003; Thompson et Goldstein, 2006)
5	5c	100±7	-15±10	(Zazo, 1999; Cutler <i>et al.</i> , 2003; Thompson et Goldstein, 2006)
	5e	125±7	3±3	(Siddall <i>et al.</i> , 2006; Hearty <i>et al.</i> , 2007)
	7a	195±6	-10±5	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
7	7c	225±5	-10±5	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
	7e	233±3	-10±5	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
9	9a	285±7	-15±10	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
	9c	321±6	2±5	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
11		404±6	8±10	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
13		480±10	0±10	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
		500±10	0±10	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
15		570±10	0±10	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
17		690±10	-20±10	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)
19		780±10	-15±10	(Siddall <i>et al.</i> , 2006)

Le $d\zeta$ de l'Équation 1 est en réalité sujet à débat car les morphologies côtières ne sont pas des marqueurs absolus du niveau de la mer. Nous conseillons donc l'utilisation de ce $d\zeta$ comme dénivelée entre la morphologie fossile et la morphologie actuelle équivalente (par exemple le pied de falaise fossile et l'actuel, Pedoja *et al.*, soumis [18]), même s'il n'est pas certain que le décalage entre la forme fossile et le niveau de la mer qui en est à l'origine est le même que l'altitude actuelle de son équivalent moderne.

Afin de s'assurer que la morphostratigraphie n'a pas été compliquée par l'érosion de certaines terrasses (qu'on peut appeler cannibalisation), il paraît raisonnable de faire des efforts pour en dater le maximum de niveaux. Les méthodes de datations précises sur les quelques dernières centaines de milliers d'années ne sont pas légion et les méthodes communément utilisées pour les terrasses marines sont l'U-Th, l'ESR, la racémisation des acides aminés, les isotopes cosmogéniques (cf. Pedoja *et al.*, soumis [18]; Regard *et al.*, soumis [21]).

4 Modélisation analogique

La modélisation analogique (ou physique) figure parmi les outils que j'ai le plus utilisés. En effet j'ai été amené à travailler sur trois types différents de modèles : des modèles de prisme en sable, des modèles de subduction en silicone et sirop et des modèles en canal à houle.

La partie la plus délicate est la mise à l'échelle des propriétés physiques du modèle par rapport à la réalité. Chaque propriété physique doit être reliée à son équivalent dans la nature par un facteur de proportionnalité (Hubbert, 1937; Mandl *et al.*, 1977; Weijermars et Schmeling, 1986). Dans les faits, il est impossible de mettre à l'échelle proprement dès que certains des comportements sont non linéaires... on essaie alors de mettre à l'échelle les propriétés susceptibles d'être les plus impliquées dans le phénomène étudié.

4.1 Modèles de prisme en sable

Il s'agit des modèles analogiques les plus simples. Ils sont réalisés à partir de sable car celui-ci est sensé représenter à peu près correctement les propriétés de la côte continentale dans son domaine de déformation cassante (e.g., Mandl *et al.*, 1977; Weijermars et Schmeling, 1986; Davy et Cobbold, 1991; Malavieille *et al.*, 1993; Koyi, 1997; Smit *et al.*, 2003; Persson *et al.*, 2004; Schreurs *et al.*, 2006). De plus la déformation cassante est régie par des lois indépendantes du temps, ce qui implique que les résultats s'appliquent à n'importe quelle échelle de temps dans la réalité, hormis les déformations trop lentes ou trop rapides, mettant en jeu d'autres mécanismes de déformation.

Ces expériences sont particulièrement adaptées à la formation de prismes sédimentaires mais elles semblent pouvoir être extrapolées à l'échelle de la chaîne de montagnes lorsque celle-ci se comporte comme un prisme (crustal) (e.g., Persson *et al.*, 2004; Bonnet, 2007; Bonnet *et al.*, 2007). Il est possible de faire varier les propriétés du sable en intercalant des niveaux de microbilles de verre ou des niveaux de silicone visqueuse, mais dans ce dernier cas, il devient essentiel de contrôler la vitesse de déformation.

4.2 Modèles de subduction

Les modèles de subduction se focalisent sur les interactions entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique sous-jacent. Le manteau est modélisé par une couche de matériau ductile et la lithosphère est généralement représentée par un matériau ductile (e.g., Funicello *et al.*, 2003a), plastique (e.g., Shemenda, 1992) ou par une double couche ductile/fragile (e.g., Faccenna *et al.*, 1999;

Regard *et al.*, 2003 [1]). Je me suis impliqué dans des modélisations à base d'un matériau ductile décrites dans le Chapitre 1 sur les zones de subduction.

4.3 Canal à houle

Depuis 2007, je travaille en collaboration avec l'équipe OTE (Ondes, Turbulence et Environnement) de l'IMFT (Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse). Cette équipe est spécialisée dans la modélisation analogique (expérimentale) et numérique des fluides naturels (par exemple Spielmann *et al.*, 2004; Moulin et Flor, 2005; Moulin *et al.*, 2007). Les modèles en cours ont lieu dans un canal à houle et ont pour but de modéliser l'érosion des côtes rocheuses. Ils sont décrits dans le Chapitre 2.

Les canaux et piscines à houle sont intensément utilisés en recherche sur les processus côtiers et notamment pour comprendre la dynamique des plages sableuses. Il existe des canaux, de largeur négligeable, et des piscines qui permettent d'étudier les variations latérales (3^e dimension). De grandes installations ont été créées, jusqu'à l'échelle même de la nature (à Delft ou Barcelone par exemple). Le problème de la mise à l'échelle est particulièrement sensible puisqu'une dizaine de grandeurs doivent être mises à l'échelle séparément, ce qui évidemment est impossible (Grasso *et al.*, 2009). En conséquence, les résultats obtenus dépendent de l'échelle de l'expérience. S'ajoute aussi des processus de résonance (D. Astruc, comm. pers.). Néanmoins, les modèles expérimentaux restent un outil de choix pour approcher la complexité des phénomènes de déferlement et de morphologie des plages. Dans le Chapitre 2 sur l'érosion des côtes rocheuses, je présenterai les travaux menés à l'IMFT dans un canal à houle.

5 Plan

Afin de montrer au mieux mon implication dans l'étude du soulèvement des zones de subduction et dans la mise en place de nouvelles méthodes, je présenterai dans les 3 chapitres de ce document mes recherches passées, en cours et dans l'avenir proche. Ces chapitres détailleront ces recherches en fonction des thèmes évoqués, c'est-à-dire la géodynamique des chaînes de subduction (Chapitre 1), la morphologie des côtes rocheuses (Chapitre 2) et l'utilisation des isotopes cosmogéniques produits *in-situ* (Chapitre 3). La modélisation analogique ne sera pas détaillée dans une partie propre, car il s'agit avant tout d'un outil que j'ai utilisé à de multiples fins. Enfin, je présenterai mes idées pour un avenir plus lointain (à l'échéance de la dizaine d'années, Chapitre perspectives).

GEODYNAMIQUE DES ZONES DE SUBDUCTION

Dans ce chapitre nous décrirons les différents travaux en relation avec la dynamique des zones de subduction d'abord à travers le prisme de la modélisation analogique puis leur observation dans des cas naturels.

1 Modélisation analogique

1.1 Modèles en sable, silicone et sirop de glucose

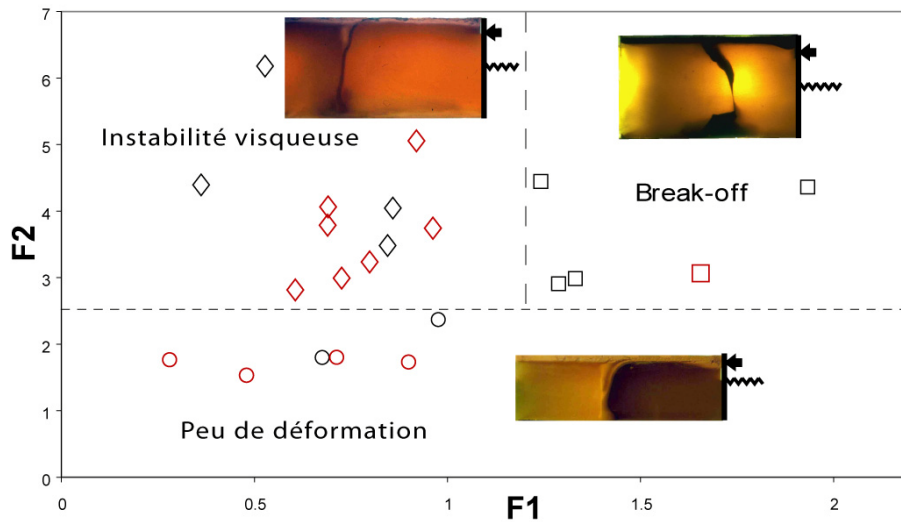


Figure 3. Type de subduction en fonction des nombres sans dimension $F1$ et $F2$. $F1$ caractérise la possibilité de rupture du *slab* sous l'effet de la force qu'il exerce (*slab pull*) ; $F2$ caractérise la possibilité de déformation visqueuse du *slab* : il s'agit du rapport entre le temps que met le *slab* à atteindre la base de l'asthénosphère s'il ne se déforme pas, et le temps nécessaire pour qu'apparaisse une instabilité de type Rayleigh-Taylor (Regard *et al.*, 2003 [1]). Les expériences définissent 3 domaines (une image latérale représentative est montrée pour chaque domaine), un domaine pour lequel le *slab* se déforme peu ($F2 < 2,5$), un domaine pour lequel le *slab* se déforme, soit de façon visqueuse ($F2 > 2,5$ et $F1 < 1,2$), soit par cassure ($F2 > 2,5$ et $F1 > 1,2$) ; les expériences indiquées sont celles, bidimensionnelles en noir de Regard *et al.* (2003 [1]; 2008 [11]), et tridimensionnelles en rouge de Regard *et al.* (2005 [3]).

Au cours de ma thèse et immédiatement ensuite j'ai réalisé des modèles de subduction dans lesquels la lithosphère était modélisée par une couche de silicone et une couche de sable, le tout

reposant sur du miel représentant le manteau asthénosphérique peu visqueux (Regard, 2003; Regard *et al.*, 2003 [1]; 2005 [3]; 2008 [11]). Ces modèles ont été réalisés à l'université Roma Tre avec Claudio Faccenna, dont nous avons initialement repris le protocole (Faccenna *et al.*, 1999). Nous avons mis en évidence une relation étroite entre la propulsion de la lithosphère subductée (*slab*) à se déformer et le délai nécessaire à faire apparaître les premiers reliefs notables. Ce délai correspond à une période de subduction continentale active, c'est la période comprise entre la fermeture océanique et le début de la collision, avec formation de chevauchements impliquant l'ensemble de la croûte continentale, il se caractérise par une subduction continentale active. Le type de subduction est défini par deux nombres sans dimension F_1 et F_2 (Figure 3), qui caractérisent la possibilité pour le *slab* de se déformer au cours du processus de subduction de manière respectivement cassante (menant à un détachement ou *break-off*) ou visqueuse (développement d'instabilités de type Rayleigh-Taylor) (Regard *et al.*, 2003 [1]).

Nous nous sommes ensuite intéressés à la déformation de la plaque supérieure au niveau de la transition entre une subduction océanique et une collision. Nous montrons que celle-ci est gouvernée à la fois par la déformation profonde du *slab*, et par les caractéristiques rhéologiques de la plaque supérieure, comme sa rigidité et la présence d'hétérogénéités (modèles 3D, Regard *et al.*, 2005 [3]).

Les modèles précédents surestiment probablement le couplage interplaque, et induisent une déformation de la plaque plongeante probablement plus forte que dans la réalité. Afin de mieux rendre compte du maintien de l'intégrité de la plaque en subduction, F. Funicello et C. Faccenna ont initié des modélisations de la subduction à base de silicone seule reposant sur un manteau en miel (et plus tard en sirop de glucose), et sans contact entre les plaque plongeante et supérieure (Funicello *et al.*, 2003a; 2003b). Cette modélisation donne beaucoup d'importance à la rigidité de la plaque en subduction et la réalité se situe probablement quelque part entre les deux (comme souvent). Dans la suite je présente des modélisations réalisées avec ce protocole.

1.2 Modèles en silicone et sirop de glucose

Les modèles analogiques en silicone seule reposant sur du sirop de glucose permettent de se focaliser sur les processus de subduction (Funicello *et al.*, 2003a). Nous nous sommes intéressés à la manière dont les hétérogénéités peu denses (volcans, rides par exemple) qui entrent en subduction peuvent modifier la dynamique de la subduction elle-même. Nous avons montré l'importance de la rigidité de la plaque entrant en subduction (Martinod *et al.*, 2005 [4]). En effet celle-ci a deux effets : (i) le forçage du passage de l'hétérogénéité en subduction, et (ii) elle limite la déformation du plan de subduction. (i) L'hétérogénéité, bien que moins dense que le manteau asthénosphérique est entraînée en subduction au sein de la plaque plongeante. (ii) La subduction difficile de l'hétérogénéité entraîne une torsion du plan de subduction se manifestant en surface par la déflexion de la fosse et en profondeur, par la déformation du plan de subduction (Martinod *et al.*, 2005 [4]). Nous sommes allés plus loin ensuite et nous avons montré que pour que cette déflexion se transforme en réelle subduction plane il fallait que la plaque supérieure avance vers la subduction (Figure 4) (Espurt *et al.*, 2008 [10]). Ceci signifie qu'un segment de subduction plane est probablement dû à la concomitance de la subduction d'une zone moins dense (ride asismique, plateau océanique), associée à l'avancée de la plaque supérieure et à l'ancrage du panneau plongeant dans la zone de subduction.

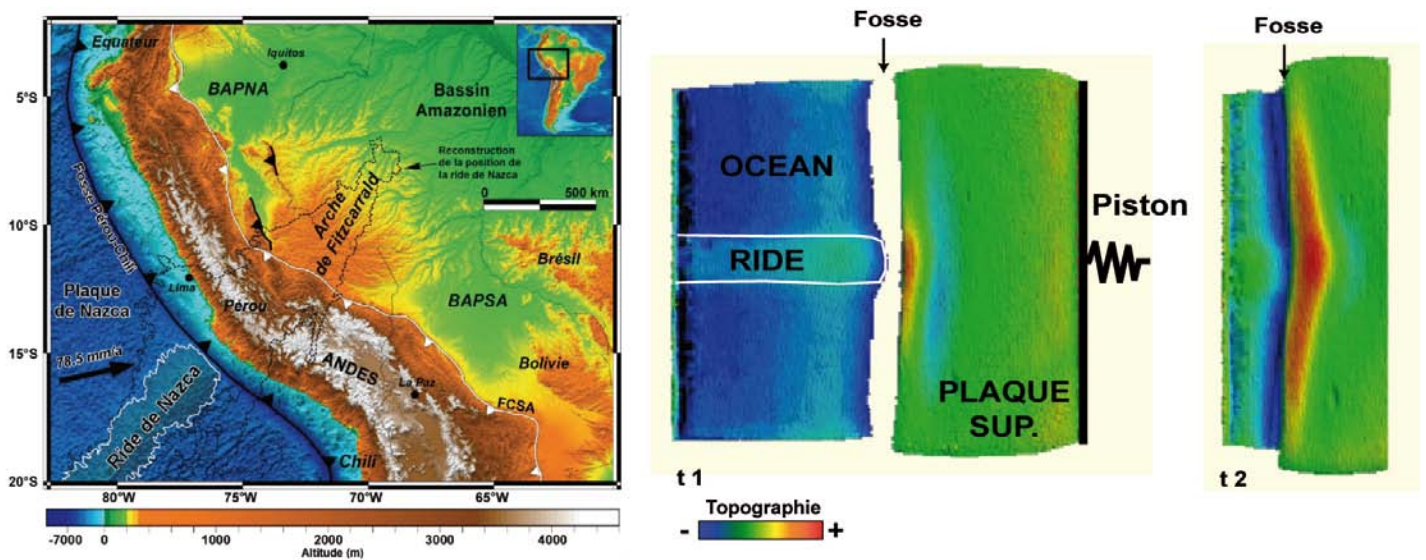


Figure 4. Topographie due à la subduction d'une ride. (Gauche) contexte du Pérou. La ride de Nazca subducte sous les Andes créant le relief de la ride de Fitzcarrald (Espurt *et al.*, 2007 [9]; Regard *et al.*, 2009 [14]), séparant les bassins d'avant-pays Nord-Amazonien et Sud-Amazonien (BAPNA et BAPSA). La reconstitution de la ride de Nazca si elle ne subductait pas est représentée (Hampel, 2002). (Droite) topographie mesurée sur un modèle analogique de subduction de ride normale à la fosse ; la mesure a été réalisée au début de la subduction de la ride (t1) puis à un stade plus avancé (t2). Cela montre que la subduction de la ride provoque un soulèvement (en rouge) ; d'après Espurt (2007).

1.3 Modèles de prisme en sable

Ces dernières années, j'ai participé à des modélisations de prisme au sein du laboratoire monté au LMTG par Francis Odonne. Elles nous ont renseignés sur la déformation de l'avant-arc Andin. Des expériences du même genre ont été réalisées au laboratoire pour comprendre la mise en place de la structure du Pamir (et plus particulièrement le Namga Parbat), par V. Vignon et A. Replumaz (du LGCA), en collaboration avec J. Martinod et N. Guerrero.

2 Conséquences tectoniques

Loin des laboratoires de modélisation, je me suis appliqué depuis la thèse, à utiliser l'observation des déformations actuelles comme marqueur de l'histoire géodynamique.

2.1 Iran

Le sud-est de l'Iran est marqué par une zone de transition entre une subduction océanique (sous le Makran) et une collision continentale (Zagros, Figure 5). La différence entre les deux zones vient de la nature de la plaque Arabe qui converge vers la plaque Eurasiatique : à l'ouest elle est continentale alors qu'à l'est elle est océanique. La zone est d'autant plus intéressante que la structuration du Zagros est récente (Regard, 2003).

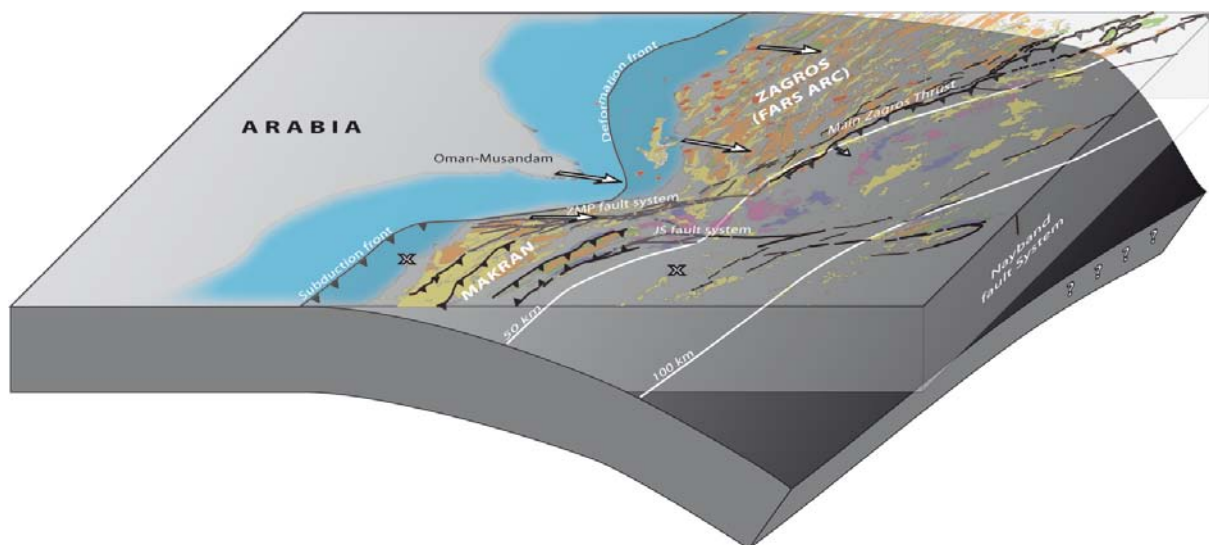


Figure 5. Diagramme 3D de la transition Zagros-Makran, le nord est à droite ; dimensions : environ 700 km E-O et 1000 km N-S. La plaque supérieure et sa géologie sont transparentes afin de visualiser le *slab* en dessous, avec un faible pendage sous la subduction du Makran, à l'est et fort sous la collision du Zagros, à l'ouest. Les flèches matérialisent les vitesses de déplacement GPS par rapport à l'Eurasie stable dont les stations GPS sont indiquées par des croix (Vernant *et al.*, 2004).

Mes observations (Regard *et al.*, 2004 [2]) ont permis de mieux définir la géométrie de la transition entre les deux régions qui consiste en deux zones de failles, l'une (Minab-Zendan-Palami, MZP) ayant pour rôle le transfert d'une partie de la déformation du Makran au Zagros, la seconde (Jiroft-Sabzevaran, JS) reliant la zone de déformation du Makran à d'autres zones situées loin vers le nord (au nord-est de l'Iran). Nous avons ensuite calculé des vitesses long-terme sur chaque faille sur la foi de marqueurs géomorphologiques décalés et de datations ^{10}Be (Regard *et al.*, 2005 [5]). L'intégration de toutes ces informations indique que la zone de transfert accommode entre 11 et 13 mm/a (± 4 mm/a), répartis en $5,6 \pm 2,3$ à $7,3 \pm 2,7$ mm/a pour MZP (2 scénarii différents) et $5,7 \pm 1,7$ mm/a pour JS (Regard *et al.*, 2005 [5]). Des résultats de GPS ont montré des vitesses globales peu différentes à travers le système mais donnant plus d'importance à MZP qu'à JS (Bayer *et al.*, 2006 [7]). Depuis j'ai participé à l'installation d'un réseau GPS plus fin afin de mesurer la composante sur chacune des failles (Peyret *et al.*, 2009). Les résultats indiquent une vitesse qui augmente du nord au sud, mais globalement pas trop différente de la vitesse long terme (~ 15 mm/a) ; la différence majeure entre les vitesses long-terme et GPS venant des estimations relatives à MZP pour lesquelles nous avons dû faire des hypothèses plus importantes qu'ailleurs, car l'âge des marqueurs décalés a été estimé, non daté (cf. Regard *et al.*, 2005 [5]).

Ma thèse s'est déroulée au sein d'une vaste collaboration franco-iranienne. D'autres études ont été menées en parallèle sur le chantier « transition Zagros-Makran ». Outre la tectonique active et le GPS dont je viens de parler, des études de sismotectonique (Yamini-Fard *et al.*, 2007; Yamini-Fard *et al.*, in prep), de paléomagnétisme (Aubourg *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2005; Aubourg *et al.*, 2008) et de tectonique (Molinari *et al.*, 2004; Molinari *et al.*, 2005a) ont été réalisées. Nous en avons synthétisé les résultats les plus importants afin d'avoir une idée claire de l'évolution de cette

transition (Regard *et al.*, 2010 [16]). La mise en place de cette transition est probablement assez récente, et autant sa structure actuelle que son évolution sont assez complexes. La zone est gouvernée par la façon dont se fait la transition en profondeur entre le plan de subduction normal et celui qui reste sous le Zagros (Figure 5), certaines études évoquant même un *slab* déjà détaché plus au nord sous le Zagros (Molinaro *et al.*, 2005b; Paul *et al.*, 2006).

Il est assez tentant de replacer la transition Zagros-Makran à l'échelle régionale et sur une histoire géologique long-terme. L'histoire géologique de la zone montre en effet un comportement que je qualifie de « yoyo ». En effet, outre le Zagros-Makran au sud, l'Iran est bordé au nord par le Caucase, l'Alborz et le Koppeh Dagh, chaînes de montagnes issues d'une fermeture océanique, celle de la Paleotéthys. Or cette zone refermée s'est ouverte à nouveau lorsque la subduction de la Néotéthys est devenue mature, avant de se refermer au moment de la fermeture de la Néotéthys. Cette zone a alors joué un rôle tampon, faisant que la mise en place de relief dans le Zagros paraît aujourd'hui largement postérieure à la fermeture océanique (cf. Agard *et al.*, 2005).

De la même manière nous nous sommes penchés sur la symétrie de la transition Zagros-Makran par rapport à la collision Arabie-Eurasie, c'est-à-dire à l'Anatolie et aux relations Anatolie-subduction égéenne. Nous en sommes venus à la conclusion que le déplacement vers l'ouest de l'Anatolie a été permis par la collision d'une part et la subduction d'autre part, le *slab* subducté sous la zone en collision se détachant progressivement vers l'ouest (Regard, 2003; Faccenna *et al.*, 2006 [6]).

2.2 Alpes

Dans les expériences analogiques, nous nous sommes trouvés en présence de détachement du *slab* ou *break-off*. En particulier, son déroulement semble laisser la partie du *slab* qui reste accrochée à la surface dans une position anormale, généralement en polarité inversée par rapport à la polarité initiale de la subduction. Il serait naïf de déduire de ces expériences que ceci se produit nécessairement dans la nature. En revanche, certains cas naturels indiquent que cela est plausible. En premier lieu, il est notable que dans certaines zones du globe, deux subductions se font face, ce qui implique un faible rayon de courbure de la subduction et un pendage vertical si l'une des deux plans de subduction n'inverse pas sa polarité en profondeur (comme au niveau des Philippines). Ceci a fait l'objet de modèles numériques (e.g., Tao et O'Connell, 1992). D'autres auteurs invoquent la possibilité pour la lithosphère subductée de se replier sur elle-même, dans le manteau inférieur (Ribe *et al.*, 2007) comme dans le manteau supérieur (e.g., Guillou-Frottier *et al.*, 1995; Guillaume, 2008; Guillaume *et al.*, 2009a).

Pour ce qui est des Alpes un *break-off* est invoqué vers 30-35 Ma (Davies et von Blanckenburg, 1995; Sinclair, 1997; Wortel et Spakman, 2000; Piromallo et Faccenna, 2004). Or ce *break-off* s'accompagne d'un remodelage de la tectonique de la chaîne avec notamment la mise en place de rétro-chevauchements jusque là minoritaires (Figure 6)(e.g., Pfiffner *et al.*, 2002). La chaîne prend alors une morphologie réellement à double vergence, qui pourrait s'accompagner en profondeur d'une inversion de polarité, peut-être visible sur les tomographies (Figure 6)(Lippitsch *et al.*, 2003; Regard *et al.*, 2008 [11]). Les modèles analogiques 3D nous ont également montré que le détachement d'une partie du *slab* reporte les contraintes sur la partie non détachée. Une concentration de la traction du *slab* est alors attendue à la limite de la zone détachée, ce qui est susceptible de déclencher une ouverture arrière-arc intense (Regard *et al.*, 2005 [3]). Ceci pourrait expliquer l'ouverture de la Méditerranée Occidentale juste postérieure à ce *break-off* (Figure 6, partie gauche)(Regard *et al.*, 2008 [11]).

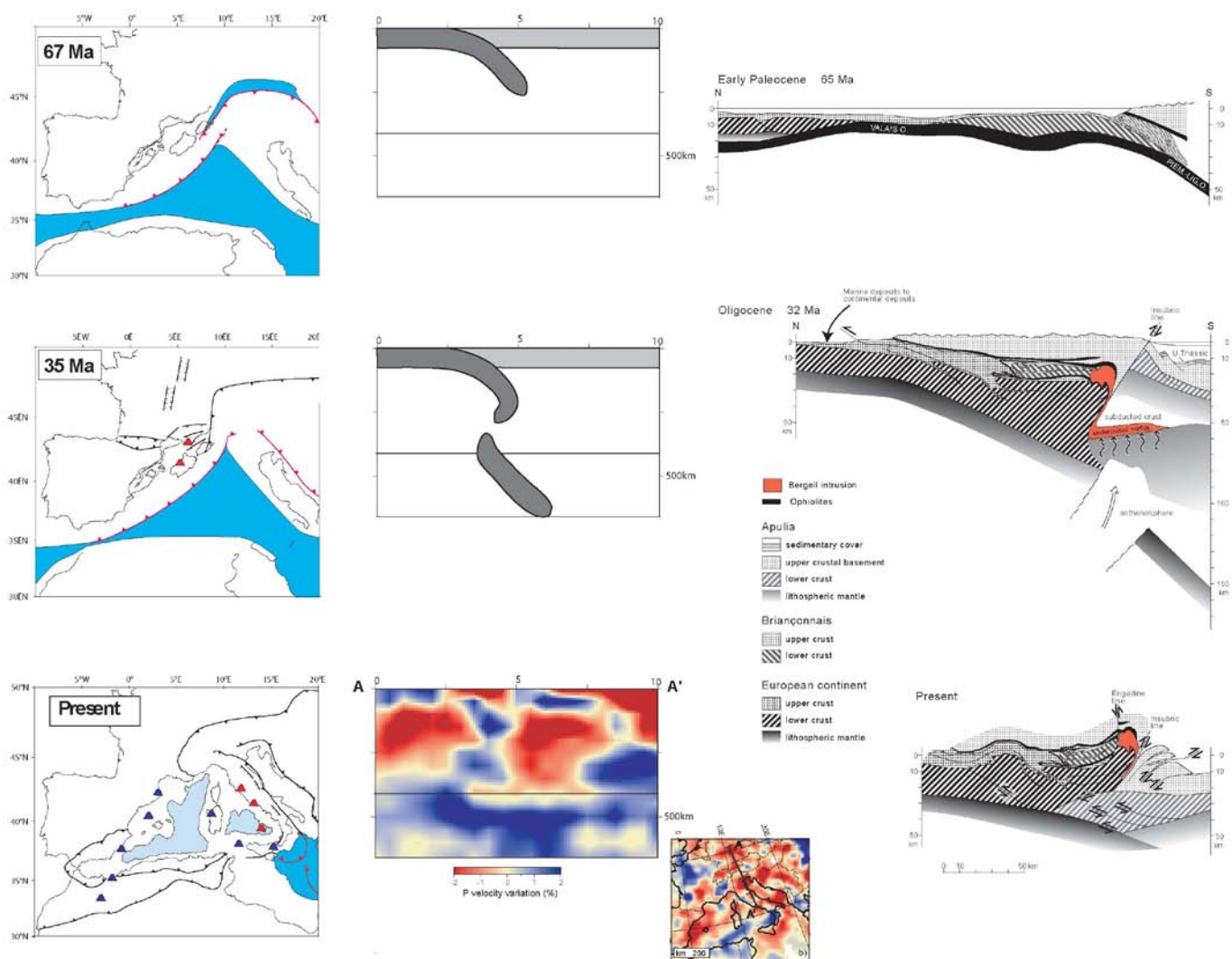


Figure 6. Evolution des Alpes depuis 65 Ma. A gauche : reconstitutions palinspatiques (Jolivet *et al.*, 2003). A droite : coupes équilibrées des Alpes centrales (simplifié d'après Schmid *et al.*, 1996; Schmid *et al.*, 2004), mettant en évidence les effets du *break-off*. Au centre : évolution schématique entre 65 et 35 Ma et la tomographie actuelle, qui montre une anomalie rapide (bleu) en forme de Z (Piromallo et Faccenna, 2004), probablement au niveau de la plaque Eurasie subductée (tiré de Regard *et al.*, 2008 [11]).

2.3 Tunisie

D'un point de vue géodynamique, l'ouverture arrière-arc qui a donné naissance aux bassins de la Méditerranée occidentale, s'est accompagnée de la fermeture complète de l'ancien océan, la Néotéthys et l'arc –accompagné ou non de blocs continentaux– serait entré en collision avec la marge Africaine, donnant naissance aux chaînes atlasiques (e.g., Maury *et al.*, 2000).

A travers la thèse de Lassaâd Mejri, je me suis intéressé à la tectonique active du nord de la Tunisie. Le résultat le plus marquant de ce travail est l'étude d'un pli de direction NNE-SSO situé à

une trentaine de kilomètres au nord de Tunis : le pli d'Utique. D'après les profils de sismique réflexion que nous avons pu obtenir, il s'agit d'un pli de propagation de faille. Grâce à ces profils, la réalisation d'une coupe et son dépliage, nous avons déterminé que le pli a subi un raccourcissement post-Miocène de 690 m, qui s'amortit vers la surface (Mejri *et al.*, en révision [17]). Il est peu probable que ce raccourcissement ait eu lieu sur toute cette période car autant les déformations que les paléocontraintes montrent que le raccourcissement actuel subi par le nord de la Tunisie aurait débuté au villafranchien il y a environ 1,8 Ma (Zargouni, 1985; Ben Ayed, 1986; Bouaziz *et al.*, 2002). Nous avons calculé alors une vitesse de raccourcissement minimum de 0,14 mm/an (depuis 5 Ma) et une vitesse plus probable de 0,38 mm/an (de 1,8 Ma à l'actuel, Mejri *et al.*, en révision [17]), ce qui représente environ 8% de la convergence Afrique-Europe, estimée pour l'actuel à ~4,5 mm/an dans une direction N145 (Hollenstein *et al.*, 2003; D'Agostino et Selvaggi, 2004; Nocquet et Calais, 2004).

Les vitesses calculées correspondent probablement à des déformations encore en cours puisque nous avons pu trouver une faille recoupant la surface montrant des signes d'activité récente : des croûtes quaternaires sont décalées d'environ 12m, et le plan de faille a remobilisé une poterie de moins de 2000 ans (Mejri *et al.*, en révision [17]).

3 Soulèvements

Le soulèvement lié à la subduction est assez aisément visible au niveau de la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud dans les Andes Centrales. Ce soulèvement est visible du côté pacifique comme du côté amazonien.

3.1 Soulèvement côtier

Le soulèvement côtier est essentiellement vu à travers le prisme de la géomorphologie des côtes rocheuses : je le décrirai plus longuement dans le chapitre suivant qui est dédié aux côtes.

3.2 Soulèvement en Amazonie

L'histoire du piedmont amazonien est assez bien contrainte même si elle fait encore l'objet d'études actuelles (e.g., Roddaz *et al.*, 2006). Le piedmont ne montre pas les mêmes caractéristiques tout le long de la chaîne. Nous nous sommes intéressés au cas de l'Arche de Fitzcarrald, un relief d'environ 500 m séparant les deux bassins d'avant-pays Nord-Amazone et Sud-Amazone (Figure 4, p. 12)(Espurt, 2007; Espurt *et al.*, 2007 [9]). En conjuguant sismicité profonde, profils sismiques et géomorphologie en association avec la reconstruction *a priori* de la ride de Nazca en profondeur dans le plan de subduction (Hampel, 2002) nous en sommes venus à la conclusion que la subduction de la ride de Nazca est à l'origine du soulèvement pliocène de l'Arche de Fitzcarrald (Espurt *et al.*, 2007 [9]; Regard *et al.*, 2009 [14]), tout à fait comme nous le voyons dans les modèles analogiques (Figure 4). Ce soulèvement se serait fait d'abord à l'ouest et aurait progressé vers l'est sous l'effet du déplacement de la zone de soulèvement au dessus de la portion de *slab* plane (Regard *et al.*, 2009 [14]).

GEOMORPHOLOGIE DES COTES ROCHEUSES

Comme je l'ai déjà indiqué, les côtes rocheuses possèdent, sous la forme de terrasses (*s'*), de très bons indicateurs du soulèvement côtier. Je décrirai ici un peu plus en détails mes travaux sur les terrasses marines. Cependant j'ai du mal à limiter les terrasses à leur seule altitude, je m'intéresse aussi à des terrasses en formation c'est-à-dire à des côtes rocheuses, leur érosion et la dynamique du système plateforme/falaise.

1 Terrasses marines

Je regroupe sous le terme de terrasse marine *s'*, tout type de trait de côte soulevé. Dans le détail, il est possible de faire la distinction entre terrasse d'abrasion/terrasse de dépôt (ou construite), formes soulevées comme les cordons de plage, encoches, etc. Ces distinctions sont nécessaires dès qu'il s'agit de faire du détail et peuvent mener à des erreurs de l'ordre de quelques mètres (cf. Pedoja *et al.*, soumis [22]).

1.1 Terrasses marines des Andes centrales

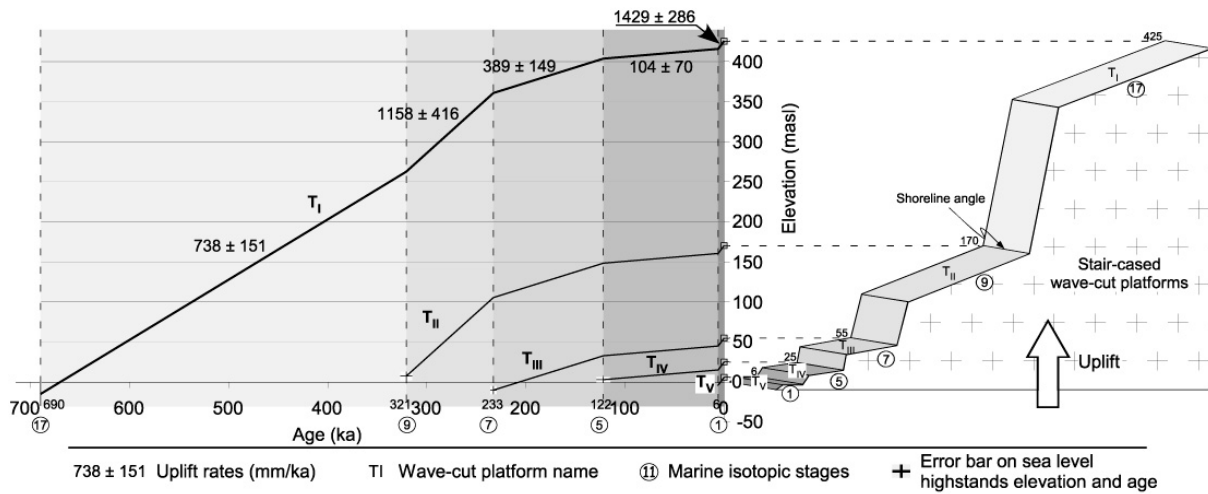


Figure 7. Vitesses de soulèvement et altitudes des différentes terrasses de Altos de Talinay, de la plus vieille (T_I) à la plus jeune (T_V), correspondant aux niveaux des MIS 1, 5, 7, 9 et 17, et montrant la cannibalisation des niveaux des MIS 11, 13 et 15 (Saillard *et al.*, 2009 [12]).

J'ai commencé à m'intéresser aux terrasses marines dans les Andes Centrales (sud Pérou/nord Chili). On y trouve des morphologies très bien conservées (Figure 2, p. 6), et il est possible de calculer des vitesses de soulèvement soit par morphostratigraphie soit grâce à des datations *ad hoc*, et on peut même proposer des vitesses pour les failles découpant des terrasses. J'ai notamment participé à la thèse de Marianne Saillard (2008) et je désire revenir sur les résultats qu'elle a obtenus

sur la péninsule de Altos de Talinay, près de Tongoy au Chili (30,5°S, Saillard *et al.*, 2009 [12]). En effet, grâce à des datations ^{10}Be sur des terrasses d'abrasion nous avons montré (Figure 7) que le taux de soulèvement est loin d'être constant dans le temps et que toutes les terrasses ne sont pas conservées, sûrement à la suite de l'érosion marine qui a mis en place des terrasses plus récentes (cannibalisation, Figure 7).

La côte des Andes Centrales regorge de terrasses et nous ne sommes pas les premiers à nous y intéresser (e.g., Darwin, 1846). Les terrasses ne sont présentes que de manière parcellaire, au sein d'un système côtier plus vaste qui consiste en une pente assez faible (mais plus forte que celle des terrasses) limitée vers le continent par un escarpement dont la taille varie de la centaine au millier de mètres (Figure 8). Diverses dénominations sont trouvables dans la littérature pour ce genre de morphologie que nous qualifierons de *rasa* (Cueto y Rui Diaz, 1930). Les *rasas*, que nous attribuons à un soulèvement côtier, sont présentes de façon beaucoup plus continue le long du littoral des Andes Centrales. Elles sont parfois divisées par un escarpement marquant probablement un épisode d'érosion plus intense ou un phénomène de cannibalisation temporaire. Nous avons relevé la position du pied d'escarpement de ces *rasas* et nous avons observé que ressort un niveau un peu au dessus de 100 m, de façon remarquablement constante sur tout le littoral observé, à quelques exceptions près (Figure 9).

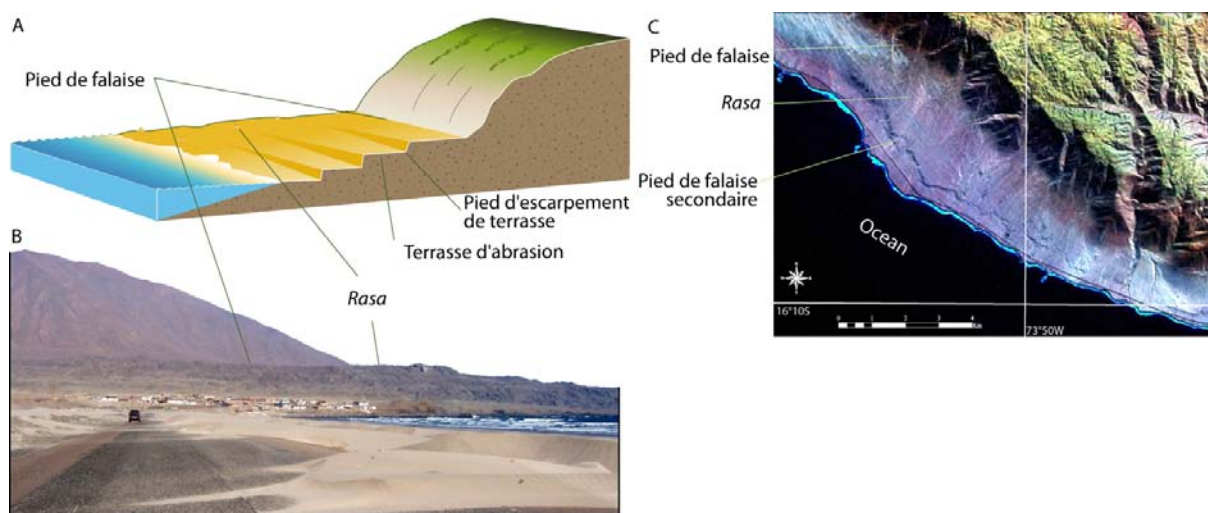


Figure 8. *Rasa* de la côte pacifique au sud du Pérou/nord du Chili. A) schéma général. B) vue de la *rasa* à Tanaka (~16°S). C) vue satellitaire de la *rasa* (LANDSAT).

Les terrasses marines des Andes Centrales ont fait l'objet de nombreuses datations. Ces datations sont pour la plupart des datations ESR, rapport allo/isoleucine, U-Th (Radtke, 1987; Hsu *et al.*, 1989; Radtke, 1989; Leonard et Wehmiller, 1991, 1992; Ortlieb *et al.*, 1992; Leonard *et al.*, 1994; Ortlieb *et al.*, 1996b; Ortlieb *et al.*, 1996c; Labonne et Hillaire-Marcel, 2000), mais on notera aussi des datations d'après le contenu faunistique (Marquardt *et al.*, 2004), ou les isotopes cosmogéniques ^{21}Ne et ^{10}Be (Quezada *et al.*, 2007; Saillard, 2008; Saillard *et al.*, 2009 [12]). Nous avons réalisé une compilation de ces données et extrapolé le résultat à la *rasa* (et son pied de falaise), en faisant l'hypothèse d'une vitesse de soulèvement constante. Il apparaît étonnamment que la *rasa* pourrait s'être formée (et abandonnée) de manière synchrone sur 1500 km de marge. Nous en proposons un

âge de 400 ± 100 ka. La *rasa* devrait avoir été abandonnée après une période de haut niveau eustatique interglaciaire, qui pourraient être le MIS 9 ou MIS 11. Les extrapolations les plus crédibles que nous avons réalisées et leur recoupement avec la prépondérance en certains endroits de la marge de la signature de l'épisode interglaciaire MIS 11 (Ortlieb *et al.*, 1996a) nous font pencher pour celui-ci. On notera que le MIS 11 semble avoir duré longtemps et avoir été plus chaud que la moyenne des interglaciaires les plus récents (voir Ortlieb *et al.*, 2003; Siddall *et al.*, 2006 parmi une littérature abondante).

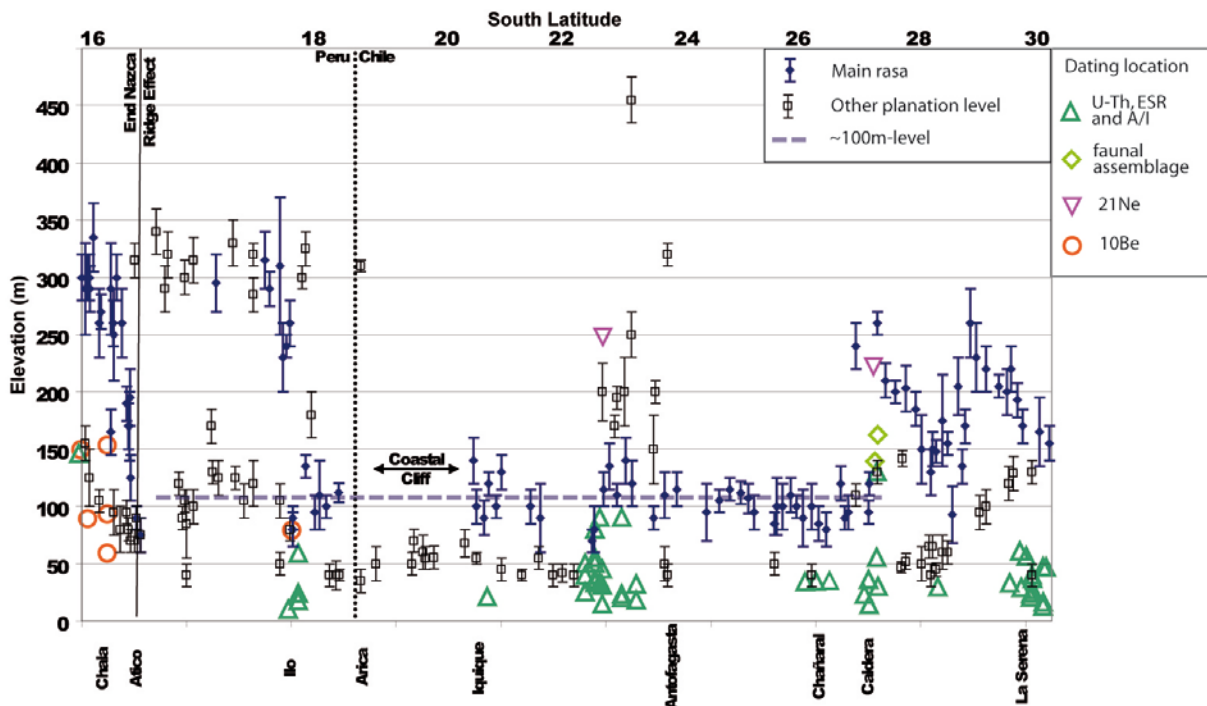


Figure 9. Altitude observée des *rasa* et sites où il existe des contraintes chronologiques (Regard *et al.*, soumis [21]).

1.2 Compilation mondiale des terrasses marines

Sous l'impulsion de Kevin Pedoja, nous avons réalisé une compilation mondiale des données de terrasses marines. Dans un premier temps nous nous sommes intéressés au seul niveau des terrasses du MIS 5e (Figure 10, Pedoja *et al.* soumis [18]).

La première implication de cette base de données est que l'ensemble des côtes paraît être en soulèvement, et notamment, ce soulèvement est observé sur de nombreuses marges passives, comme celle du Brésil par exemple. Cela nous a amené à proposer que l'ensemble des marges est à l'heure actuelle en compression (Pedoja *et al.*, soumis [18]). Cette base de données doit être maniée avec précaution et quelques objections sont envisageables. Tout d'abord, cette base de données fait la part belle aux côtes en soulèvement, aisément observables, et les zones en subsidence sont probablement mal représentées. Néanmoins, l'abondance de données semble indiquer que ces lacunes ne correspondent pas à la majorité des côtes. Il me semble que ce qui est plus grave est que les marges stables n'ont pas l'air d'être si stables que cela. On pourrait émettre l'objection que les

vitesses de la Figure 10 sont calculées sans la correction du niveau eustatique du MIS 5e qui était plus haut qu'aujourd'hui (Tableau 2). Cette objection est balayée par l'observation de plusieurs niveaux de terrasses (correspondant à des MIS antérieurs) sur certaines marges passives (Brésil par exemple, Barreto *et al.*, 2002), impliquant soit un soulèvement long terme soit une baisse du niveau eustatique ce qui a l'air exclu par les enregistrements isotopiques des carottes marines (Shackleton *et al.*, 1990; Siddall *et al.*, sous presse). Ceci pose une question fondamentale : les courbes du niveau de la mer qui reposent sur les enregistrements isotopiques et qui paraissent cohérentes avec des niveaux observés sur des marges « stables » seraient-elles biaisées ?

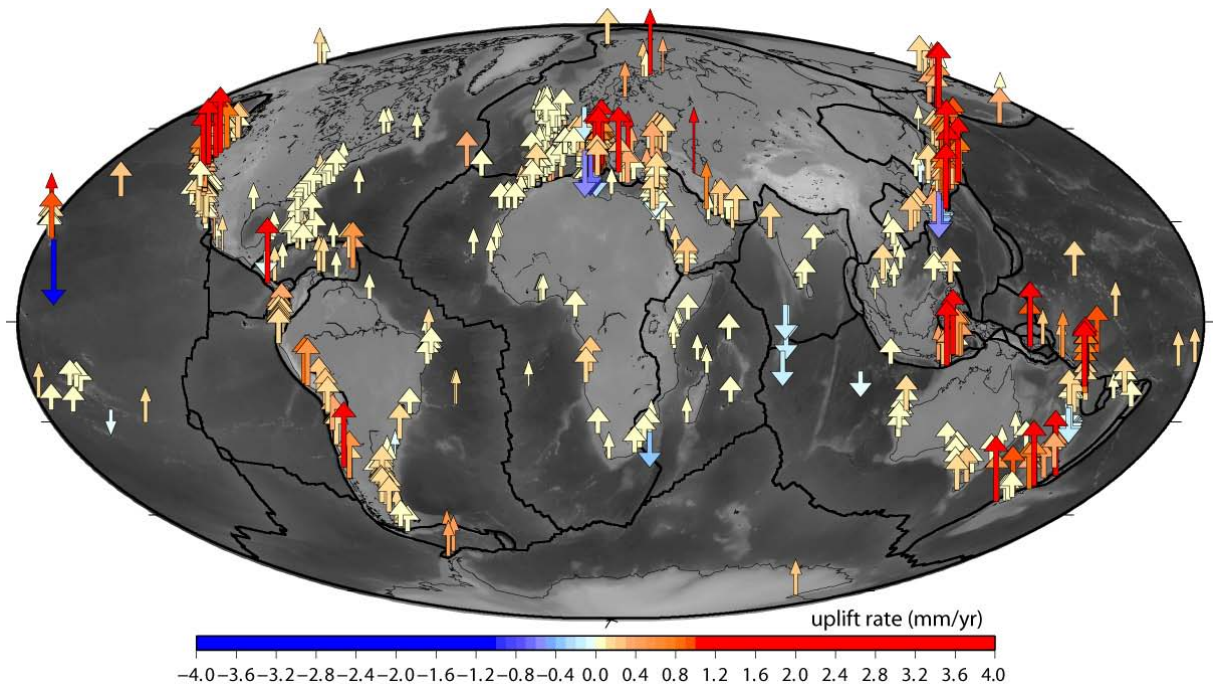


Figure 10. Vitesses de soulèvement associées aux terrasses marines du MIS 5e (Pedoja *et al.*, soumis [18]). Ces vitesses sont calculées sans la correction du niveau eustatique de l'Équation 1.

Je ne m'étendrai pas sur les conséquences de ces observations. Le message à en tirer c'est qu'autant les enregistrements isotopiques sont assez cohérents sur la chronologie des épisodes glaciaires/interglaciaires, autant le niveau eustatique exact au cours d'un interglaciaire est entaché d'une erreur probablement supérieure à celle communément admise et indiquée sur le Tableau 2 (voir aussi Caputo, 2007).

2 Système plateforme/falaise

Depuis quelques années, j'ai cherché à comprendre un peu mieux comment se fabrique une terrasse. Pour cela je m'intéresse aux systèmes plateforme/falaise. J'ai coordonné un programme Reliefs de la terre financé par le SHOM via l'INSU. 3 volets étaient présents dans ce programme : observation, modélisation expérimentale et modélisation numérique. Seuls les deux premiers volets

ont suffisamment avancé pour être présentés ici, ce qui sera fait après une introduction sur les processus à l'œuvre sur une plateforme.

2.1 Les processus à l'œuvre

Le système plateforme/falaise est un système assez complexe qui nécessite quelques précisions préalables. Le système plateforme/falaise est un système dynamique dans le sens où la falaise recule alors que la plateforme s'érode verticalement (*downwearing*). Ceci semble le cas pour toutes les côtes rocheuses malgré de forts contrastes apparemment liés au premier ordre à la lithologie (Sunamura, 1992; Bird, 2000). Les modalités d'effondrement comme les causes de ces effondrements sont le sujet de nombreuses études, évidemment liées aux problèmes de société que cela induit. Nous nous intéresserons plus particulièrement à la plateforme. Celle-ci s'érode verticalement sous l'effet principalement de l'abrasion par la houle, de l'altération par l'eau de mer suite aux émergences épisodiques dues à la marée, et par l'action des divers organismes qui vivent sur ladite plateforme.

- Que la houle ait un effet, cela s'est imposé naturellement aux premiers chercheurs, car son action paraît évidente, car des changements d'orientation de la houle induisent des déplacements du matériel mobile (les galets pour ce qui est des falaises de Normandie). Ceci dit, les rares personnes ayant essayé de quantifier l'effet des vagues l'ont fait de manière empirique, notamment afin de le mettre en équation pour des modèles numériques (Anderson *et al.*, 1999; Trenhaile, 2000, 2002).
- L'altération des roches au cours des cycles de marées par émergence/immersion a été mise en évidence dans la nature par observation du degré d'altération des roches (mesure au scléromètre, Stephenson et Kirk, 2000) et en laboratoire par des études indépendantes (Kanyaya et Trenhaile, 2005; Moses *et al.*, 2006). Il semble que l'altération soit prédominante dans le domaine supérieur de la zone intertidale c'est-à-dire que la durée d'émergence soit plus importante que la durée de submersion (Kanyaya et Trenhaile, 2005). Ces études ne sont pas encore au stade d'une description quantitative du phénomène naturel.
- L'action biologique sur la plateforme est de loin le processus le plus complexe à appréhender car il est multiple, chaque organisme ayant un lieu de vie et une action différente sur les diverses roches (voir Nesteroff et Mélières, 1967; Gul *et al.*, 2008). Nous sommes loin d'une quantification de ce phénomène et pourtant il doit avoir un rôle non négligeable comme en témoigne les trous de vers lithophages ou l'enfoncement des patelles dans la craie à Mesnil-Val² (Figure 11).

Ces agents d'érosion font en sorte que l'érosion de la plateforme est concomitante du recul de la falaise. La question qu'on se pose alors est : est-ce que ce système est en équilibre dynamique, c'est-à-dire que la géométrie et la vitesse d'évolution du système sont constants, à la translation en direction du continent près ? Si ce n'est pas le cas, c'est que la vitesse qu'on observe aujourd'hui est transitoire, probablement allant vers l'amortissement. Cette réflexion suppose implicitement que le niveau de la mer est constant. Ce qui n'est pas le cas, le niveau de la mer étant remonté de plus de 100 m depuis le dernier maximum glaciaire (*Last Glacial Maximum, LGM*). Il est très probable que la remontée du niveau de la mer s'est faite rapidement jusqu'à ~6-5 ka et que depuis le niveau de la

² Je ne résiste pas ici à citer l'étude de Andrews et Williams [2000. Limpet erosion of chalk shore platforms in southeast England. *Earth Surface Processes And Landforms*, 25, 1371-1381]. Ces chercheurs ont mesuré la concentration en calcium des matières fécales des patelles afin de connaître leur contribution à l'altération des plateformes carbonatées. De plus leurs résultats sont une authentique quantification puisqu'ils proposent des vitesses d'érosion verticale de 0,15 à 0,5 mm/an rien que par les patelles sur des substrats crayeux sur des côtes de la Manche.

mer est presque stable, bien que cela dépende de la localisation sur la Terre (Clark *et al.*, 1978). En revanche, si le système est équilibre dynamique, alors la vitesse long terme d'érosion verticale ε de la plateforme dépend de la vitesse de recul de la falaise v et de la pente α de la plateforme (Équation 2).

Équation 2.
$$\varepsilon = v \cdot \tan \alpha$$



Figure 11. Exemple d'action biologique : vers lithophages (petits trous) et patelles (chapeaux chinois). Le diamètre d'une patelle est de 2-3 cm.

2.2 Observations

Pour l'instant je me suis limité aux cas naturels de la Normandie et de la Côte Basque (où j'ai surtout fait de la prospective pour l'instant). La Normandie, et plus particulièrement le site de Mesnil-Val (commune de Criel-sur-mer), s'est imposée comme cas d'étude pour des raisons géologiques, car c'est une côte stable avec une vitesse de recul rapide (plus de 10 cm/an, Costa *et al.*, 2004), mais aussi pour des raisons pragmatiques : en effet, des programmes importants y avaient déjà été réalisés (par exemple ROCC et PROTECT) et le BRGM y faisait des scanners lasers de la falaise deux fois par an (projet interne EVOLGEOM porté par Thomas Dewez). Je me suis greffé à ce groupe de travail en mettant l'accent non sur l'observation de la falaise (Duperret *et al.*, 2004; Dewez *et al.*, soumis) mais plutôt sur l'observation de la plateforme.

Depuis 2007, je fais une semaine de terrain à Mesnil-Val chaque année. Cela me permet à la fois d'avoir des idées claires sur le fonctionnement de ce genre d'objet avant de le modéliser (partie suivante) mais aussi de faire des observations concrètes.

Le premier travail accompli a été de réaliser un MNT laser de la plateforme à Mesnil-Val mais aussi à Senneville sur Fécamp, l'idée étant de faire une remesure après quelques années. Nous avons peut-être été optimistes car si on s'en réfère à l'Équation 2, sachant que la vitesse de recul de la falaise est d'un peu plus de plus de 10 cm/an, la plateforme large de 200 m et de 3 m de dénivelée, il

faudrait attendre une vingtaine d'années avant que l'érosion dépasse la précision du levé initial ($\sim 3,5$ cm avec $\epsilon = 1,5$ mm/a). Néanmoins, une partie du signal devrait sortir avant ce délai et le MNT réalisé servira de base aux mesures futures.

Une cartographie de la craie a aussi été réalisée, ainsi qu'un échantillonnage pour analyses ^{10}Be (cf. Chapitre 3, partie 5, p. 33). Nous nous sommes aussi aperçu que d'autres phénomènes participent à l'érosion de la plateforme : le délogement de blocs et la cryoclastie.



Figure 12. Photo de bloc délogé ($\sim 1 \text{ m}^3$) à l'avant d'un banc (avril 2008) ; le marteau à gauche est long de 43 cm.

- L'hiver 2007-2008 a été plutôt mouvementé du point de vue des tempêtes. Conséquence ou pas, l'hiver a été caractérisé par un nombre important d'effondrement de falaises en Normandie (Duperret, comm. pers.) comme sur la Côte Basque (Aubié, comm. pers.). En parallèle, la plateforme, qui globalement se présente sous la forme d'un plan incliné avec quelques marches dues à des bancs très résistants, a montré des dommages importants situés sur le devant des marches. Ce mécanisme n'est pas à proprement parler un mécanisme d'érosion verticale mais il participe à l'érosion moyenne de la plateforme. Nous pouvons quantifier ce phénomène par comparaison de photographies prises avant et après les délogements. Et nous avons de la chance car la DDE de la Seine Maritime a réalisé un survol photographique de tout le littoral en 1986. La comparaison des photos de 1986 géoréférencées (et orthorectifiées, si possible) avec celles de 2008 est en cours.

- L'hiver 2008-2009 a été très froid avec plus de dix jours consécutifs de gel intense (minima autour de -10°C). Nous avons mesuré les éclats dus au gel sur 18 carrés de $1,5 \times 1,5 \text{ m}^2$ distribués sur toute la plateforme et sur toute lithologie. Nous avons évalué comme cela une érosion verticale de $0,8 \pm 0,5 \text{ mm}$ pour l'hiver 2008-2009, sans observer de localisation préférentielle.

Enfin nous avons proposé une nouvelle méthode de quantification long-terme du recul des falaises à Mesnil-Val. Cette méthode repose sur le ^{10}Be mesuré sur la plateforme et sera présenté dans le Chapitre 3 (partie 5, p. 33).

2.3 Modélisation expérimentale

En parallèle à ces observations nous modélisons expérimentalement l'érosion de falaises dans un canal à houle, dans le cadre des travaux de thèse de Bastien Caplain. Les caractéristiques de l'expérience sont schématisées sur la Figure 13. Le batteur à houle est monochromatique et des images de côté comme de dessus sont prises à cadence rapide (entre 0,1 et 100 Hz). La falaise est modélisée par du sable humide. Ces travaux sont en cours, je ne présenterai que quelques résultats préliminaires.

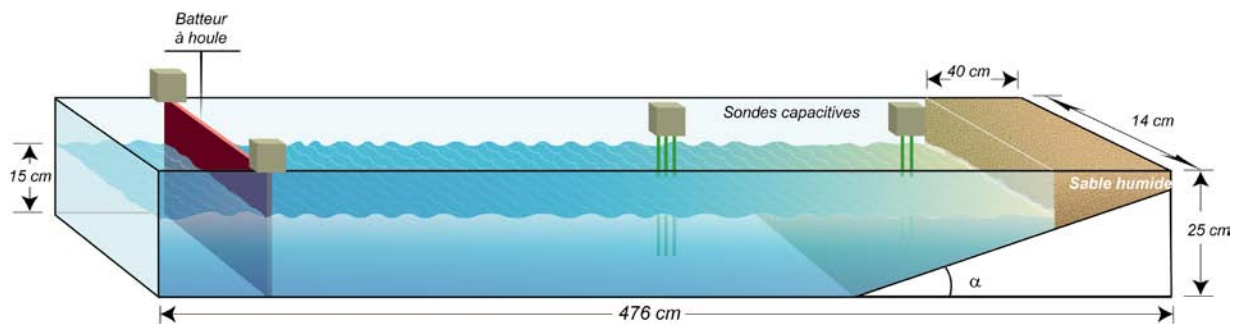


Figure 13. Canal à houle de l'IMFT.

On observe que le recul de la falaise est initialement rapide et qu'il s'amortit rapidement, alors qu'une plateforme se crée, comme l'observent Damgaard et Dong (2004) pour une houle à incidence normale. Nous avons vérifié en premier lieu que les expériences sont reproductibles. La morphologie de la plateforme dépend des paramètres hydrodynamiques : nous avons représenté sur la Figure 14 les expériences réalisées en fonction du flux d'énergie et du nombre de similitude de surf (ou d'Iribarren). Le flux d'énergie F se formule par :

$$\text{Équation 3.} \quad F = C_g E$$

où C_g est la vitesse de groupe de l'onde et E la densité d'énergie de l'onde par unité de longueur, donnée par la théorie linéaire :

$$\text{Équation 4.} \quad C_g = \frac{\omega}{2k} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right)$$

$$\text{Équation 5.} \quad E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

avec H la hauteur de houle, d la profondeur d'eau, ρ la densité de l'eau de mer, g , la gravité, k , le nombre d'onde ($k=2\pi/\lambda$, λ longueur d'onde) et ω , la pulsation ($\omega=2\pi/T$, T période de l'onde).

Le nombre d'Iribarren ξ (ou nombre de similitude de surf) caractérise le déferlement en fonction de la pente du fond β et est défini par :

$$\text{Équation 6.} \quad \xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H/\lambda}}$$

Enfin, nous avons fait varier la hauteur de la falaise comme le matériau constituant la falaise. Plus la falaise est haute, moins le recul se fait rapidement. Cela montre que le temps nécessaire à l'évacuation des matériaux de la falaise vers le large est limitant sur la vitesse de recul de la falaise dans nos manips ; il est probable que ce temps soit moins limitant en présence d'un courant parallèle au rivage qui est en mesure d'évacuer latéralement ces matériaux (Damgaard et Dong, 2004). De même nous avons observé une forte dépendance de la forme de la plateforme en fonction du matériau utilisé.

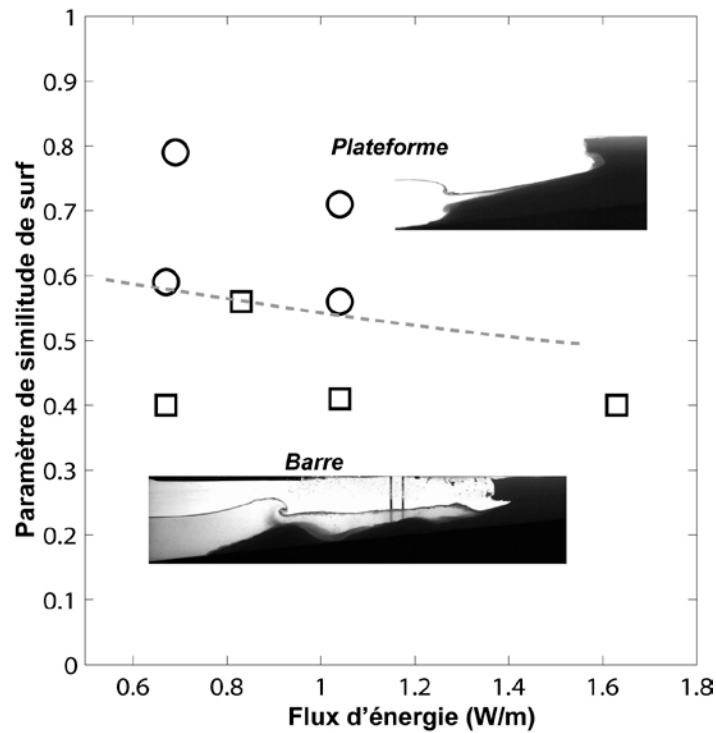


Figure 14. Morphologie de la plateforme en fonction du flux d'énergie F et du nombre de similitude de surf (ou d'Iribarren ξ). On observe deux domaines, le premier présentant des morphologies « barrées », en bas (carrés), et le second des morphologies sans barres (ronds). Des vues de côté caractéristiques sont représentées (la falaise est à droite).

¹⁰BE : DATATIONS ET DEVELOPPEMENT METHODOLOGIQUE

Les datations grâce au Béryllium-10 (¹⁰Be) et plus généralement son utilisation ont pris une place importante dans mes recherches entre autres car j'ai été amené à participer à la mise en place du laboratoire de préparation chimique du LMTG que je gère désormais, secondé par Christelle Lagane. Cette responsabilité et le délai de mise en place du laboratoire m'ont amené à me poser des questions sur la technique elle-même ; réflexions conjointes avec Sébastien Carretier le plus souvent. C'est pourquoi je présente le principe de la technique avant de passer aux différentes utilisations que nous en avons faites.

1 Principe (version courte)

Il me semble important ici de faire un rappel du fonctionnement des isotopes cosmogéniques produits *in-situ*, et plus particulièrement du cas du ¹⁰Be. Néanmoins, les notions abordées seront simplifiées et pour un tour plus complet de la question je renvoie à la volumineuse synthèse de Gosse et Phillips (2001).

Un isotope cosmogénique (ou cosmonucléide), est un isotope nouvellement formé par réaction entre un autre isotope (on parle de « cible ») et une particule de suffisamment forte énergie (> 10 MeV) pour induire une transformation nucléaire (on parle de « spallation »). L'ensemble des particules atteignant la Terre est appelé rayonnement cosmique ; ces particules ne passent pas l'atmosphère sans rencontrer d'autres éléments, et le rayonnement arrivant effectivement sur Terre est un rayonnement fait de particules dites « secondaires ». Le rayonnement arrivant à la surface de la terre est absorbé dans les premiers mètres de roche. On définit la longueur d'atténuation Λ par l'épaisseur de matière traversée pour diminuer le flux de particules cosmiques d'un facteur e ; pour les particules majoritaires permettant de générer le ¹⁰Be, les neutrons, cette longueur correspond à environ 1600 kg.m⁻², soit de l'ordre de 60 à 80 cm dans les roches de la surface terrestre (Braucher *et al.*, 2003).

On parle d'*in-situ* lorsque les réactions, avec création de nouveaux noyaux, ont lieu directement dans la matrice cristalline. De nombreux isotopes sont alors créés parmi lesquels seuls une dizaine sont utilisés communément par les chercheurs. La plupart du temps car il s'agit d'atomes n'existant pas naturellement dans les minéraux. On appelle production P_0 , le taux de genèse de l'isotope cosmogénique considéré ; ce taux varie à la surface suivant la latitude et l'altitude et vaut ~5 at/g/an pour le ¹⁰Be au niveau de la mer et en haute latitude (voir Gosse et Phillips, 2001).

L'équation générale d'évolution de la concentration C en isotope cosmogénique en fonction de la profondeur z et du temps t s'écrit :

Équation 7.
$$\frac{dC(z,t)}{dt} = P_0 e^{-\rho z/\Lambda} - \varepsilon \frac{dC(z,t)}{dz} - \lambda C(z,t)$$

où ρ est la masse volumique des roches traversées. ε représente le taux d'érosion qui a pour effet de diminuer la concentration des minéraux en isotopes cosmogéniques près de la surface. λ représente la constante de désintégration pour les isotopes cosmogéniques radioactifs (comme le ¹⁰Be). L'équation différentielle (Équation 7) n'est pas facilement solvable. Il existe alors plusieurs façons classiques de la traiter :

- (1) une inversion totale est faisable en essayant d'approcher les données par la meilleure courbe possible.

Les courbes calculées de l'évolution de la concentration en fonction du temps pour différents taux d'érosion (Figure 15) montrent que deux approximations peuvent être utiles :

- (2) avec l'hypothèse que l'érosion est négligeable, $\varepsilon = 0$, l'Équation 7 se simplifie et on peut extraire t , qui correspond à un temps « minimum » T_{min} car une même concentration en isotope cosmogénique correspond à un temps $t > T_{min}$ si $\varepsilon > 0$:

Équation 8.
$$T_{min} = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(1 - \frac{\lambda \times C_{(0,t)}}{P_o} \right)$$

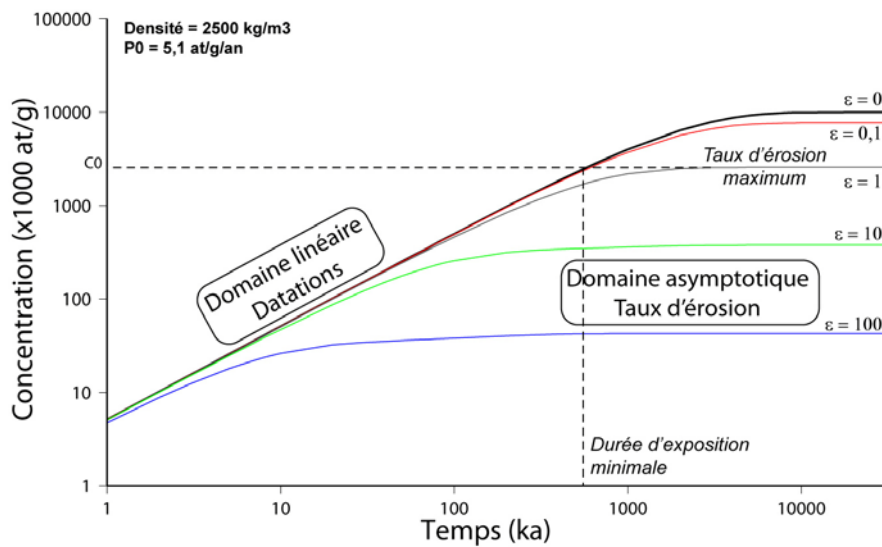


Figure 15 : Courbes calculées d'évolution de la concentration en ^{10}Be au cours du temps pour différentes valeurs du taux d'érosion ε (données en m/Ma). Ces courbes peuvent être divisées en plusieurs parties. Pour les temps d'exposition courts, la durée d'exposition est proportionnelle à la concentration : c'est le domaine d'utilisation en datation. Ce domaine est d'autant plus court que le taux d'érosion ε est fort. En revanche pour les temps d'exposition longs, les courbes sont asymptotiques et tendent vers une valeur de concentration C qui ne dépend que du taux d'érosion ε : c'est le domaine d'utilisation pour les mesures de taux d'érosion. Par exemple, pour la concentration C_0 , on déduit deux valeurs, T_{min} , la durée minimale d'exposition ($\varepsilon=0$) et ε_{max} , le taux d'érosion maximum, les durées d'exposition inférieures et les taux d'érosion supérieurs étant impossibles (courbe inspirée de Siame *et al.*, 2000).

Dans la pratique, cette approximation sert à calculer des âges d'abandon de surfaces de dépôt (e.g., Siame *et al.*, 1997; Van der Woerd *et al.*, 2002; Regard *et al.*, 2005 [5]).

- (3) De même, on peut supposer que le temps est infini, alors le taux d'érosion calculé est une estimation « maximale » (voir les courbes possibles de la Figure 15) :

Équation 9.
$$\varepsilon_{\max} = \frac{\Lambda}{\rho} \times \left[\frac{P_o}{C_{(0,\infty)}} - \lambda \right]$$

Dans la pratique, cette approximation permet d'extraire les taux d'érosion dans les montagnes où les roches qui s'érodent en surface sont remplacées par des roches de plus grande profondeur qui ont une concentration nulle en isotope cosmogénique (c'est-à-dire elles correspondent à T_{inj}) (e.g. Brown *et al.*, 1995; Bierman et Caffee, 2001; von Blanckenburg, 2005).

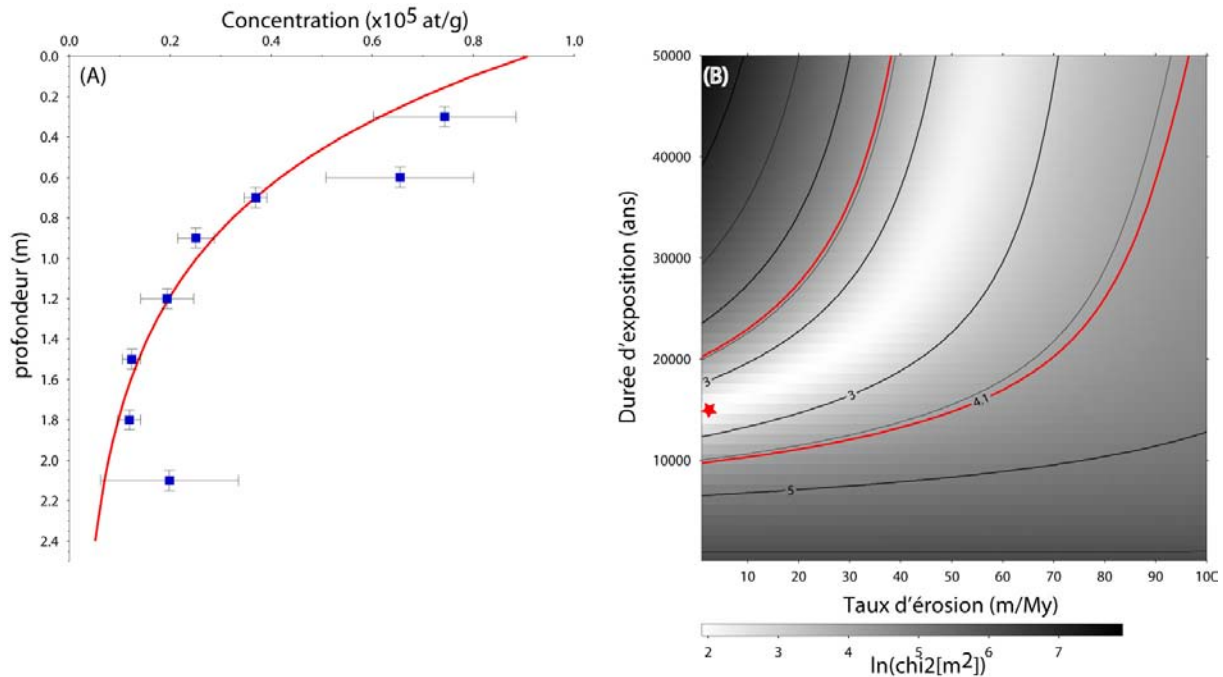


Figure 16 : Exemple de traitement de données de profil (données Pierre Lacan, programme d'inversion de S. Carretier). (A) données et meilleur profil de l'inversion ($t = 15100$ ans, $\varepsilon = 2$ m/Ma). (B) tableau des χ^2 de l'inversion : plus les teintes sont claires, meilleure est l'inversion. Le tableau dessine une zone courbe dite en « banane » des couples (t, ε) les plus probables ; les courbes en rouge donnent les limites de la zone de confiance à 68% (1σ). L'étoile donne la meilleure inversion. Les données proviennent d'une terrasse alluviale dans les Pyrénées, un âge dans la fourchette 10-20 ka avec taux d'érosion modéré est très probable.

Le système est complexe et dépend d'un certain nombre de facteurs, dont seuls les plus importants ont été indiqués ici. Les isotopes cosmogéniques ne sont pas simples d'utilisation et je m'implique dans des collaborations via mon expertise sur les isotopes cosmogéniques, essentiellement dans le domaine des datations (Thèse de Pierre Lacan à Pau par exemple). D'un autre côté, la multiplicité des facteurs modulant la production d'isotopes cosmogéniques a pour conséquence qu'ils peuvent être utilisés à de multiples fins (des variations du champ magnétique,

Carcaillet *et al.*, 2004; aux taux d'enfouissement, Wolkowinsky et Granger, 2004), et que bien de leurs utilisations sont encore à inventer.

2 Datation

L'utilisation du ^{10}Be en datation a été ma motivation première pour son utilisation. Elle est réalisée en général sur des dépôts fluviatiles en faisant l'hypothèse que le temps d'exhumation puis de trajet des échantillons depuis leur source a été négligeable, c'est-à-dire que la concentration en ^{10}Be est initialement négligeable (on notera que l'étude de la validité de cette hypothèse nous a conduit à des réflexions exposées plus loin).

Nous avons négligé le plus souvent le taux d'érosion comme dans les zones arides d'Iran (Regard *et al.*, 2005 [5]; 2006 [8]), ou de la côte sud du Pérou³ (Saillard, 2008; Saillard *et al.*, 2009 [12]). Dans les zones non arides ou pour les temps d'exposition longs, il devient nécessaire d'estimer le taux d'érosion. Cela peut être fait grâce à des données dans la même région d'étude (comme Hall *et al.*, 2005 pour le sud Pérou), mais le plus souvent, l'ensemble du couple (ε, t) est estimé via une inversion complète de données de concentration en ^{10}Be le long d'un profil vertical creusé dans la terrasse (voir Figure 16 par exemple) (Ritz *et al.*, 2003).

Les inversions sont réalisées à l'aide d'un programme écrit par Sébastien Carretier. Ces inversions soulèvent quelques problèmes. En premier lieu, on se rend compte que l'héritage, c'est-à-dire la concentration en ^{10}Be acquise avant le dépôt, peut être non négligeable ; elle peut être due à l'histoire sur les pentes et dans la rivière (voir Carretier *et al.*, 2009 [13] par exemple), ou bien par cannibalisation de terrasses (cf. Regard *et al.*, 2006 [8]). Le problème est que l'héritage est différent pour chaque échantillon, à moins d'utiliser des sables ou amalgames pour limiter la variabilité intrinsèque de l'héritage (cf. Anderson *et al.*, 1996). On aurait donc comme inconnues le taux d'érosion, le temps et l'héritage pour chaque échantillon alors que les données sont les concentrations de chaque échantillon. Il y aurait alors $(n+2)$ inconnues pour n échantillons. C'est mathématiquement insolvable. Il est possible d'améliorer le système par exemple en utilisant 2 isotopes différents (par exemple $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, ce qui permet de multiplier par deux les données), ou en minimisant les héritages. Je suis en train de travailler sur ces techniques, mais le programme que j'ai écrit n'a pas encore été validé.

Nous avons appliqué et nous appliquerons ces méthodes aux datations des terrasses marines (thèse M. Saillard, 2008), et des terrasses fluviales (thèse E. Pépin en cours, thèse P. Lacan, 2008, surface des sables blancs à Iquitos au Pérou).

3 Bilans d'érosion

Comme nous l'avons vu, l'Équation 9 permet de donner un taux d'érosion localement grâce à la concentration en isotope cosmogénique en surface. Or, lorsqu'il y a érosion, cette couche de surface part dans les rivières qui servent alors de collecteur et il est possible de mesurer le taux d'érosion moyen du bassin versant moyennant un échantillonnage dans le lit de la rivière (e.g., Brown *et al.*, 1995; Schaller *et al.*, 2001; Safran *et al.*, 2005; von Blanckenburg, 2005; Wittmann *et al.*, 2007; Kober *et al.*, 2009). Evidemment, il faut que le bassin versant soit constitué de minéraux adéquats, or pour le ^{10}Be on travaille communément avec le quartz qui est assez fréquent et se

³ Je n'ai pas réalisé les préparations ni les mesures dans le cadre de la thèse de Marianne Saillard. J'ai juste participé à l'exploitation de ces données.

dissout peu dans le transport (von Blanckenburg, 2005). La technique est jolie mais soulève pas mal de questions, sources d'un certain nombre de travaux.

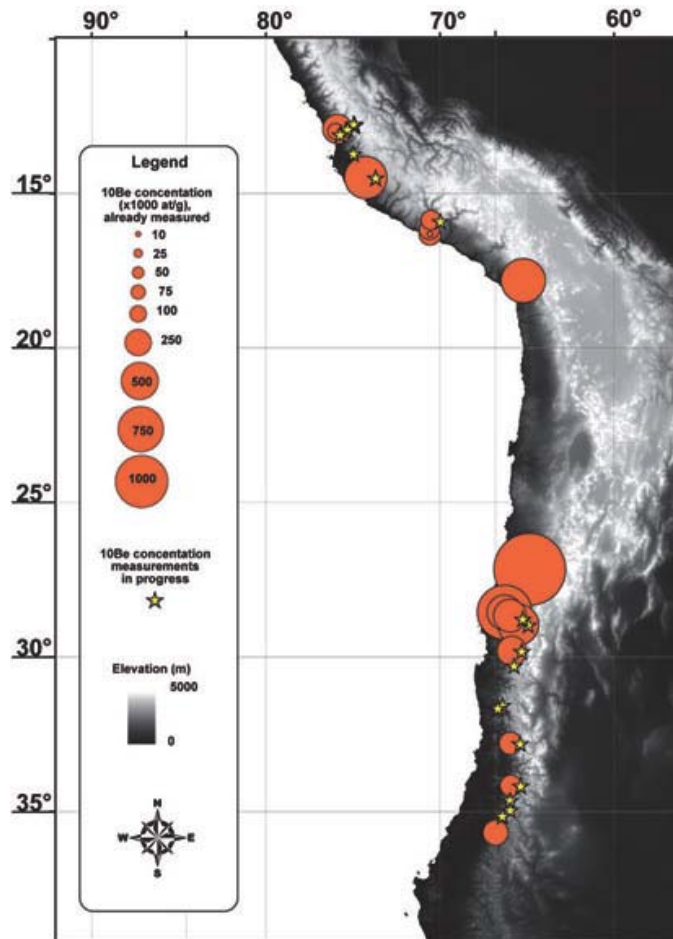


Figure 17. Échantillonnage des rivières de la façade pacifique des Andes (étoiles) et résultats d'ores et déjà obtenus (cercles proportionnels à la concentration en ^{10}Be).

Le point le plus critique est que cette intégration faite naturellement par la rivière moyenne certes les taux d'érosion mais dépend du taux de production fortement variable avec l'altitude. Cela nous avait poussé il y a quelques années à nous poser la question de l'importance de cette intégration, et nous nous étions aperçu qu'en prenant comme production la production moyenne, l'erreur faite sur le taux d'érosion moyen était faible, généralement de moins de 10%, sauf dans le cas des bassins à grand relief ou de l'utilisation du ^{14}C comme isotope cosmogénique produit *in-situ* (Regard et Carretier, papier refusé). Depuis certains auteurs préconisent le calcul du taux de production moyen grâce aux MNTs (cf. Safran *et al.*, 2005; Gayer *et al.*, 2008). Cette approche un peu lourde a aussi l'avantage de prendre en compte les variations lithologiques au sein du bassin et en particulier leur contenu en quartz (cf. Figure 18)(cf. Safran *et al.*, 2005).

Ces limitations mènent les auteurs actuels à indiquer leurs résultats en concentrations et à réserver des calculs de taux d'érosion en discussion (Kober *et al.*, 2009).

Grâce à un programme ANR jeune chercheur (projet ANDES porté par S. Carretier⁴) nous avons fait un échantillonnage intensif des rivières de la façade pacifique des Andes entre Lima et Santiago du Chili ; les résultats sont présentés sous leur forme actuelle sur la Figure 17. Le principal objectif de ce projet était d'observer comment se fait la transition entre le désert d'Atacama et les parties moins sèches (au nord de la zone d'étude) ou humide (au sud). Pour cette raison l'échantillonnage s'est toujours fait dans une position similaire par rapport à la structure des Andes, c'est-à-dire au débouché de la cordillère principale.

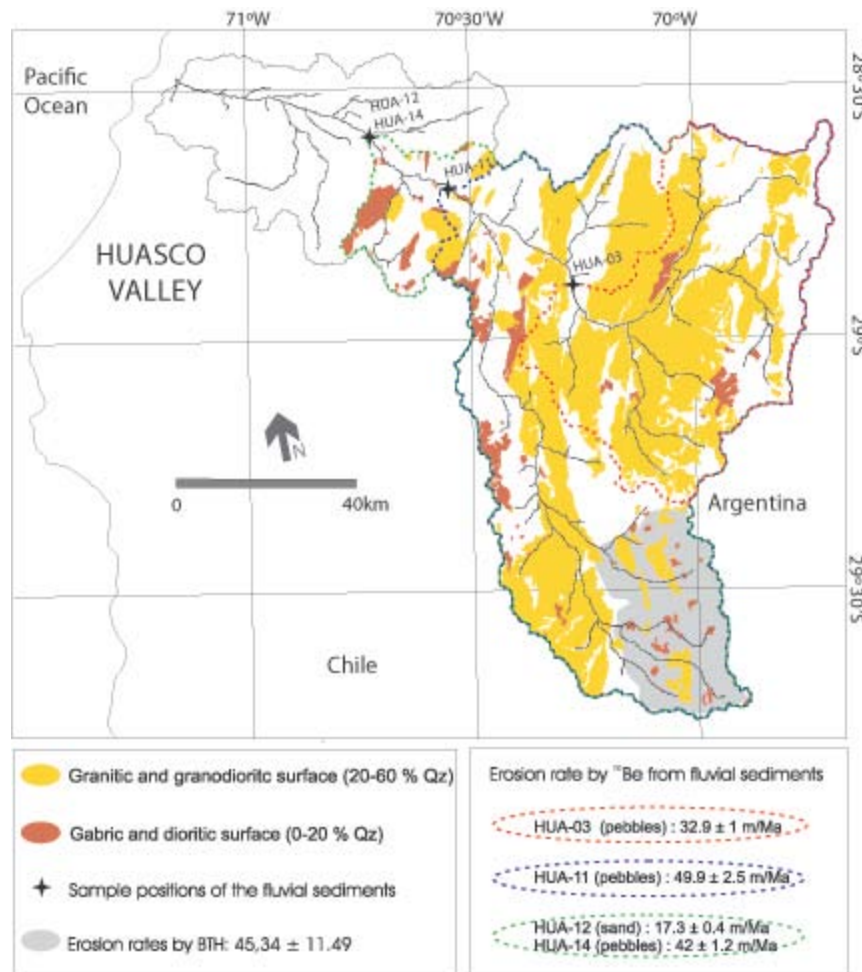


Figure 18. Carte du bassin de Huasco. Les taux d'érosion sont déterminés sur la partie grisée par la méthode BTH (Aguilar *et al.*, soumis). Les taux d'érosion ¹⁰Be sont calculés sur les bassins verants dont les limites sont en pointillés (G. Aguilar et projet ANDES).

L'échantillonnage a été réalisé dans les rivières et nous avons pris des échantillons variés en termes de granulométrie : des sables, des graviers (1-3 cm de diamètre) et des galets (5-10 cm). Pour certaines rivières l'échantillonnage a été augmenté, afin d'avoir l'évolution de la concentration dans

⁴ Ce projet nous a permis de recruter en post-doc pour un an Riccardo Vassallo.

les galets de l'amont vers l'aval, ainsi que sa variation en fonction de la granulométrie (comme cela a déjà été fait sur la vallée de Lluta (18°S) par Kober *et al.*, 2009). Cette stratégie permettra de discuter des résultats des modèles de transport dans les rivières décrits plus bas, mais aussi de reconnaître la provenance dans les graviers et galets. Pour les rivières les mieux échantillonnées, nous espérons obtenir des cartes d'érosion, comme nous le faisons sur la vallée de Huasco (29°S). Ce travail (Huasco) fait l'objet de la thèse de German Aguilar (codirection R. Riquelme d'Antofagasta et J. Martinod), au cours de laquelle d'autres méthodes de détermination des taux d'érosion sont utilisées comme la méthode Black Top Hat (Aguilar *et al.*, soumis) ; ces résultats sont représentés sur la Figure 18.

Cette technique possède quelques limitations. En particulier, en plus de la lithologie, un certain nombre de processus et cas particuliers sont mal ou pas du tout pris en compte, comme les zones à érosion nulle, le déflation éolienne, l'histoire des roches dans le régolithe, le masque de la topographie, les variations temporelles de la provenance de la décharge sédimentaire, les glissements de terrain, etc. Je pense me pencher à l'avenir sur certains de ces cas. Nous avons commencé à nous intéresser à la contribution du transport dans les rivières à la concentration finale en isotopes cosmogéniques. Ces travaux font l'objet de la partie suivante.

4 Transport dans les rivières

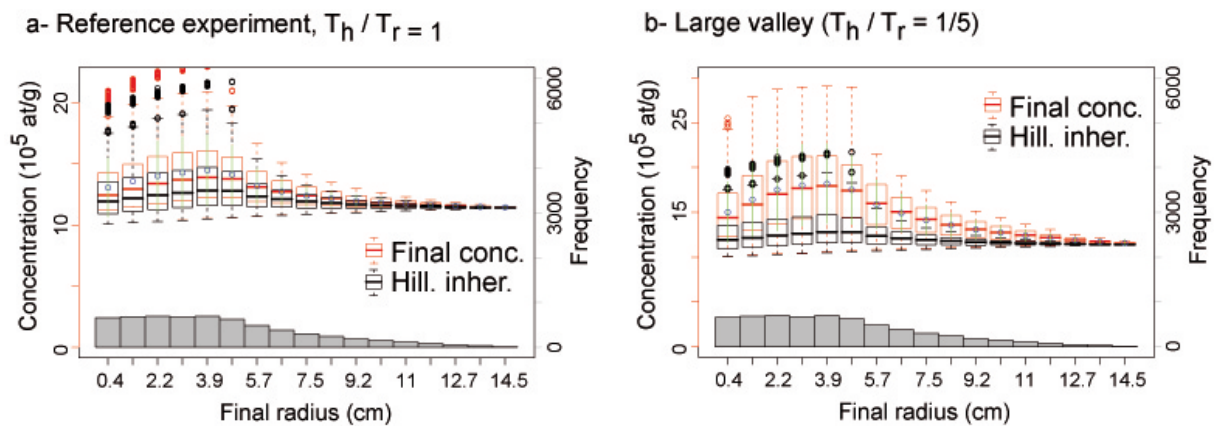


Figure 19. Distribution des concentration et taille des galets à l'exutoire d'une rivière coulant dans une vallée sans (a) ou avec (b) possibilité de stockage (vallée large). T_h est le temps nécessaire pour exhumer les cailloux les plus gros et T_r est le temps maximum de trajet le long de la rivière. Hill. inher. et final conc. représentent respectivement les concentrations au moment où le caillou passe des pentes à la rivière et à son arrivée à l'exutoire de la rivière (Carretier *et al.*, 2009 [13]) ; les ronds au dessus des « boîtes à moustaches » correspondent aux valeurs qui s'écartent de plus de 2 fois l'écart-type. La distribution initiale des tailles est uniforme avec des rayons compris entre 1 et 15 cm.

Afin de mieux comprendre ce que veut dire une concentration en isotope cosmogénique dans les sédiments d'une rivière, nous avons écrit un modèle numérique très schématique d'une rivière et du devenir des blocs qui y sont transportés, depuis leur source sur les pentes (Carretier et Regard,

soumis [20]). Ce modèle inclut les processus de pente et d'exhumation d'un rocher, puis son transport dans la rivière, transport au cours duquel il peut être temporairement piégé dans des sédiments (terrasse par exemple). Ce transport est d'autant plus rapide que le rocher est petit alors qu'au cours du transport les blocs rétrécissent par attrition (érosion des enveloppes superficielles).

Dans un premier travail (Carretier *et al.*, 2009 [13]), nous avons calculé la concentration en isotopes cosmogéniques au centre des cailloux. Nous avons montré que l'attrition augmente la variance dans la concentration finale d'une classe granulométrique donnée, car cette dernière regroupe à la fois des grains initialement petits et des grains dont la taille a diminué au cours du transport. Nous avons aussi montré que l'essentiel de la concentration en cosmonucléides est acquise avant le transport, pour les rivières sans stockage. En revanche, la possibilité de stockage temporaire peut considérablement changer les concentrations en isotopes cosmogéniques (Figure 19).

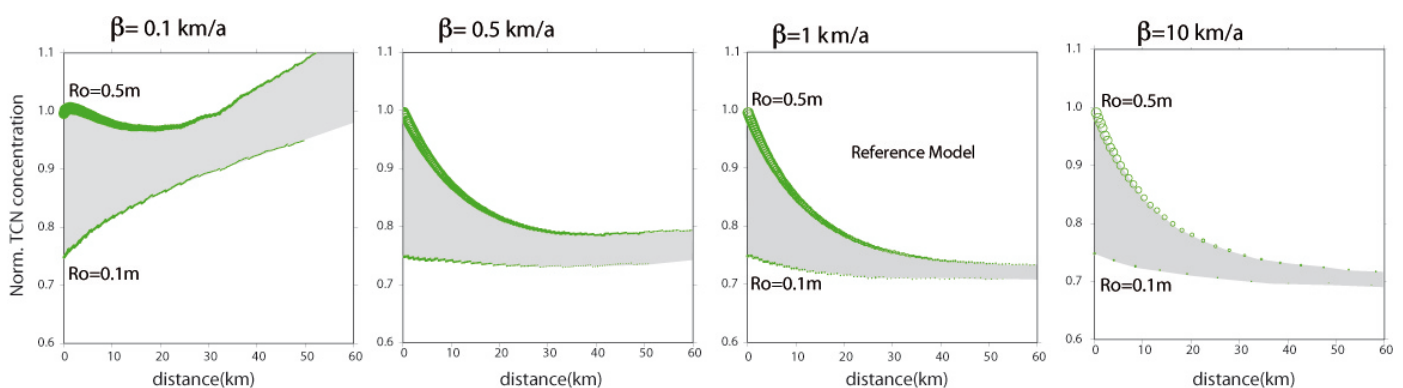


Figure 20. Effet de la vitesse de transport β sur l'évolution de la concentration en isotopes cosmogéniques en périphérie des blocs pour deux tailles initiales 0,1 et 0,5 m (Carretier et Regard, soumis [20]).

Dans un second temps nous avons complété le modèle numérique qui désormais calcule la concentration en isotopes cosmogéniques au centre et à la périphérie des blocs, dont nous avons pris un spectre de dimension plus large (Carretier et Regard, soumis [20]). L'évolution le long de la rivière dépend essentiellement de la vitesse de transport, du taux d'attrition et encore de la possibilité de stockage dans les vallées (voir la Figure 20 pour l'effet de la vitesse de transport). Ces cas se distinguent par la forme des courbes de la concentration en fonction de la distance parcourue le long de la rivière. Ceci devrait permettre d'obtenir des informations sur le taux d'attrition ainsi que la vitesse de transport dans la rivière. Nous allons chercher à mettre en évidence cette possibilité dans des cas naturels car ces deux grandeurs sont difficiles à quantifier.

5 Système plateforme/falaise

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 2, un système plateforme/falaise évolue sous l'effet combiné du recul de la falaise et de l'érosion de la plateforme. Il n'en a pas toujours été ainsi et le début de l'histoire daterait de la remontée du niveau de la mer après la période glaciaire à un niveau sensiblement équivalent à l'actuel (Clark *et al.*, 1978). Dans la Manche ce retour est daté à environ 6000 ans (Lambeck, 1997; Edwards, 2001, 2006; Antoine *et al.*, 2007). En fait il ne s'agit probablement pas du début de l'histoire puisque la mer était à peu près au même niveau durant

l'interglaciaire précédent (Hénaff *et al.*, 2006). En poussant un peu l'hypothèse, nous pouvons envisager qu'il y avait alors un système plateforme/falaise actif, qui a été abandonné ensuite pour la durée de la période glaciaire. D'un point de vue des isotopes cosmogéniques produits *in-situ*, cela se serait traduit par une longue exposition de la plateforme (Figure 21). En revanche, les zones découvertes depuis le retour de la mer ont des concentrations faibles (Figure 21). Entre les deux, on doit trouver un saut de concentration matérialisant la position de la falaise fossilisée durant la dernière période glaciaire (Regard *et al.*, soumis [19]).

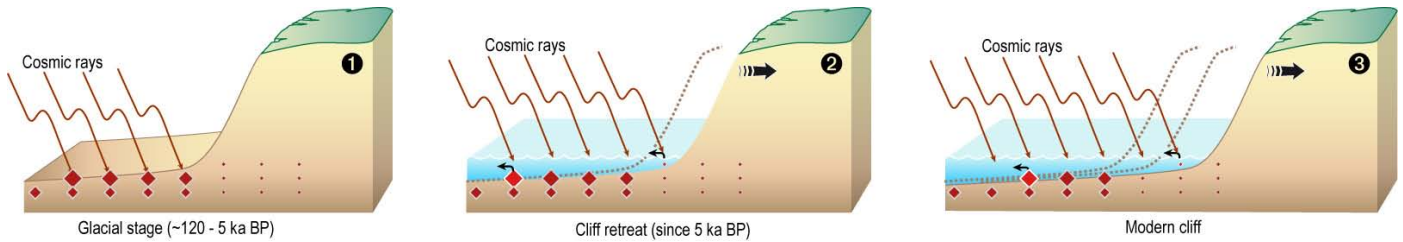


Figure 21. Évolution du système plateforme/falaise après le dernier interglaciaire. La concentration en isotopes cosmogéniques est schématisée par la taille des losanges. 1- pendant la période glaciaire, la falaise est fossilisée et la concentration en isotopes cosmogéniques croît au niveau de la plateforme. 2- remontée du niveau de la mer (~6 ka), reprise du recul de la falaise. 3- état actuel : sur la plateforme, on attend un saut de concentration en isotopes cosmogéniques entre les zones faiblement concentrées, récemment découvertes par le recul de la falaise et des zones fortement concentrées là où la plateforme était déjà en place au moment du dernier interglaciaire (Regard *et al.*, soumis [19]).

Nous avons échantillonné le site de Mesnil-Val en Normandie en espérant trouver le saut de concentration. Les vitesses de recul de la falaise sont en fait trop rapides et nous n'avons pu qu'échantillonner jusqu'à 600 m de la falaise (Figure 22). Du coup, nous avons modélisé les concentrations attendues en prenant en compte la marée et en supposant le système en équilibre dynamique (Équation 2 vérifiée). Les courbes obtenues pour différentes vitesses de recul sont dessinées sur la Figure 22. Nous avons ensuite extrait la meilleure courbe en minimisant le χ^2 , indiquant une vitesse la plus probable de l'ordre de 24 cm/an. Nous avons fait quelques tests de sensibilité afin de nous rendre compte de l'évolution de cette évaluation en fonction de paramètres mal connus (comme la densité en grand de la craie, entre 1600 et 1900 kg/m³, Mortimore *et al.*, 2004). Nous proposons au final une vitesse de 25±5 cm/an (Regard *et al.*, soumis [19]). Il faut remarquer que d'après cette vitesse, notre calcul n'est valable que sur 600 m c'est-à-dire que sur ~2500 ans. Sur cette période nous observons une vitesse pas sensiblement différente de la vitesse observée sur 30 ans (~15 cm/an, Costa *et al.*, 2004), mais probablement supérieure, ce qui implique que le système est en train de ralentir. L'action de l'homme ne semble pas avoir augmenté significativement cette vitesse de recul.

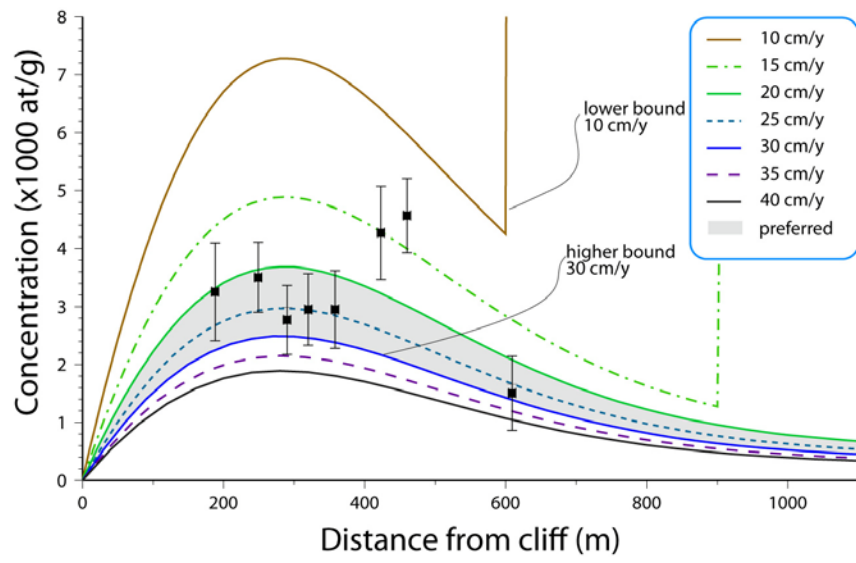


Figure 22. Concentrations mesurées sur la plateforme à Mesnil-Val (carrés) en fonction de la distance à la falaise et concentrations modélisées pour différentes vitesses de recul de la falaise (courbes); la zone en grisé correspond aux vitesses les plus probables, entre 20 et 30 cm/an (Regard *et al.*, soumis [19]).

PERSPECTIVES : LA FORMATION DES TERRASSES (MARINES OU NON)

Dans cette partie j'aborderai mes projets de recherches. Certains découlent directement de mes travaux de recherches passés, voire sont déjà en cours. D'autres correspondent à un objectif moins immédiat. L'objectif majeur à court terme est une meilleure compréhension de la morphologie des côtes rocheuses et de leurs terrasses. Cette morphologie est probablement liée au climat comme d'ailleurs les terrasses fluviales (problématique déjà abordée dans Regard *et al.*, 2006 [8]). A plus long terme mon désir est de revenir explorer la géodynamique avec cette connaissance de la morphogenèse côtière comme continentale.

1 Falaises actuelles

1.1 Prolongation des travaux d'observation

Je souhaite prolonger mes travaux sur les systèmes plateforme/falaise. Outre les travaux en cours en Normandie, une demande de financement a été rédigée pour travailler sur la Côte Basque qui se distingue de la Normandie par la lithologie et un marnage moindre. Une exploration nécessaire est celle des zones microtidales afin de voir si elles sont propices au développement de plateformes, ce qui ne semble pas être le cas à première vue.

Un autre domaine important est d'essayer de confirmer le traçage au ^{10}Be des plateformes, et surtout de vérifier s'il est possible de trouver l'emplacement de la falaise fossile ce qui validerait définitivement la méthode. Nous avons demandé un financement pour réaliser cela sur la côte Basque où les vitesses de recul sont plus faibles (Aubié *et al.*, 2005).

1.2 Canal à houle

Nous avons automatisé le traitement des images des manip en canal à houle. L'exploitation des données est en cours et peut être représenté sous la forme de vues 3D représentant l'évolution du profil de plateforme/falaise au cours du temps (Figure 23). Cela va permettre d'analyser un certain nombre de paramètres comme les migrations sédimentaires, la rythmicité de la position des rides, etc.

De façon intéressante, nous avons observé que certaines caractéristiques de houle conduisent à des morphologies de plateforme (Figure 14). Il est important de comprendre le développement de ces plateformes en canal à houle. L'observation de la mise en place de la plateforme semble (pour l'instant dans une unique expérience) se faire en peu de temps alors que l'expérience a commencé depuis longtemps (Figure 23). Une question importante est de savoir si finalement les plateformes sont une morphologie érosive ou plutôt une morphologie qui traduit un certain équilibre avec la houle incidente, comme le montreraient les expériences en canal à houle pour lesquelles la plateforme est formée par un matériau non cohésif.

Il est à noter que nous avons observé ces phénomènes pour une granulométrie donnée ($d = 400 \mu\text{m}$). Nous allons dans les mois à venir tester une granulométrie plus fine ($d = 100 \mu\text{m}$). Nous espérons aussi réaliser des expériences avec un matériau mixte fait de petites particules

($d = 30 \mu\text{m}$) remplissant les interstices entre les grosses ($d = 400 \mu\text{m}$), permettant de créer une cohésion qui ne disparaîtrait pas sous l'eau (maintien des ponts capillaires).

De plus, nous sommes en train d'adapter sur le canal une pompe permettant de recréer la marée. Des expériences sont programmées pour le milieu de l'année 2010.

Enfin, le canal devrait être amélioré d'ici quelques années avec un batteur à houle permettant de faire des houles avec un spectre de fréquences défini. Cela permettra d'observer comment évolue le système avec des climats de houle différents et en particulier de connaître la contribution des événements extrêmes.

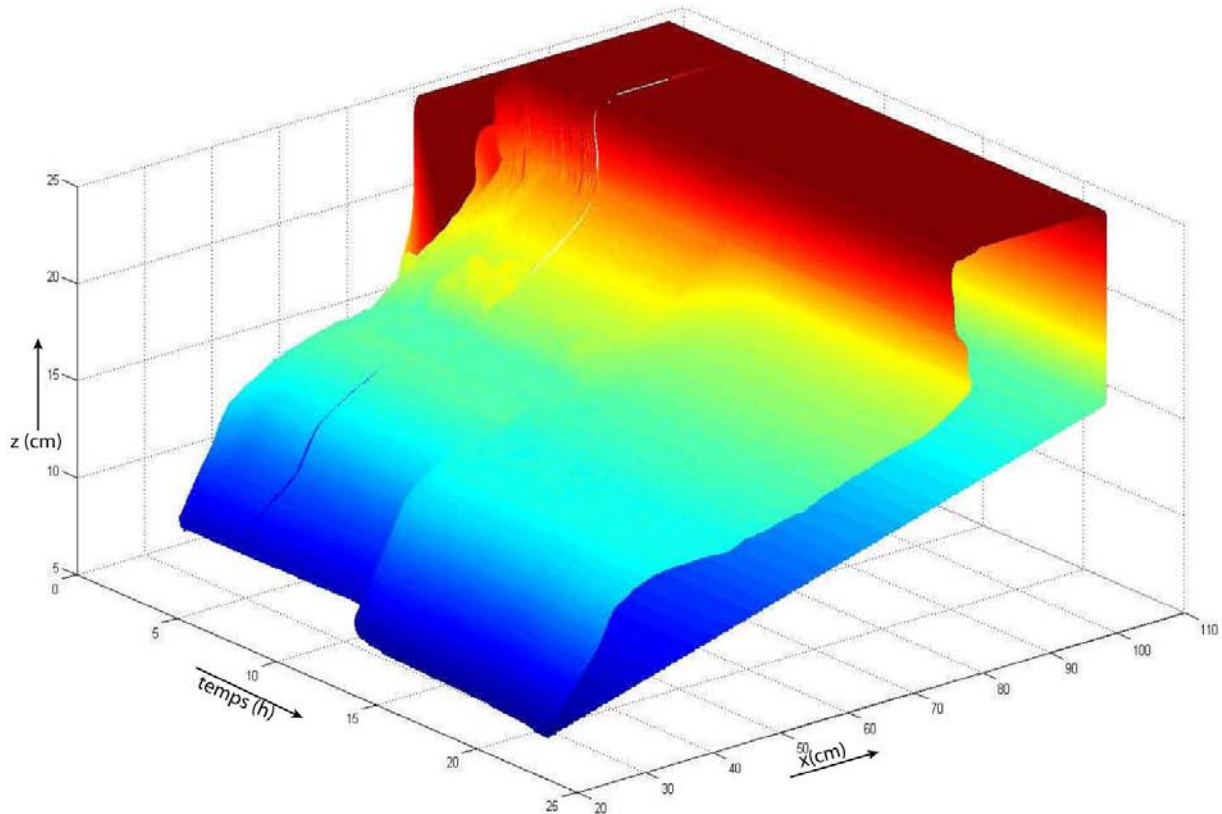


Figure 23. Évolution temporelle de l'évolution du profil d'une plage se muant en plateforme (à $t \sim 10\text{h}$).

1.3 Dynamique des blocs en pied de falaise

Un paramètre mal étudié de la dynamique des plateformes et falaises est le devenir des matériaux effondrés (Figure 24). On observe par exemple en Normandie que ceux-ci peuvent mettre quelques années voire jusqu'à cent ans à être évacués⁵. Ces blocs sont très hétérométriques et il est probable que certains sont déplacés par la houle alors que les plus gros restent en place ou ne sont déplacés que lors de tempêtes (Hearty, 1997; Noormets *et al.*, 2002). Nous avons observé des blocs

⁵ Je pense en particulier à l'effondrement du chien neuf près de Senneville-sur-Fécamp qui a eu lieu dans les années 1920 (Figure 24). Ses débris occupent toujours la plateforme ont jusqu'à présent bloqué le transit sédimentaire des galets. Ce transit commence depuis quelques années à passer l'obstacle (Costa, comm. pers.).

manifestement déplacés par les tempêtes d'hiver à Senneville-sur-Fécamp lors de notre visite en avril 2008 (Figure 24). Le déplacement de ces blocs est encore mal connu et doit être mis en relation avec des blocs qui « escaladent » des falaises (Hall *et al.*, 2006) ou bien qui passent d'un côté à l'autre de digues (comme sur la Côte Basque, Plumerault, 2009). La mise en mouvement de ces blocs fait l'objet d'études (cf. Plumerault *et al.*, 2009), et je compte participer à leur compréhension en observant à quelle vitesse ces blocs bougent en fonction de leurs dimensions et du climat de houle. Ceci pourrait être fait à l'échelle de l'année avec les données laser de Mesnil-Val ou bien à une échelle plus fine sur la côte Basque (projet soumis INSU 2010).



Figure 24. Plateforme de Senneville-sur-Fécamp. Remarquer les blocs présents sur la plateforme et l'effondrement du Chien Neuf à l'arrière plan.

1.4 Modélisation numérique

En parallèle à ces travaux, nous pensons réaliser des modélisations numériques de l'évolution du système plateforme/falaise. Notre premier essai a été réalisé en automate cellulaire (Figure 25). Ces modèles pour l'instant bien simplistes nous aident à formuler les besoins d'un futur modèle plus réaliste.

Ces modèles vont être écrits de façon à être compatibles avec des modèles d'évolution des paysages du type CIDRE (développement S. Carretier et B. Poisson).

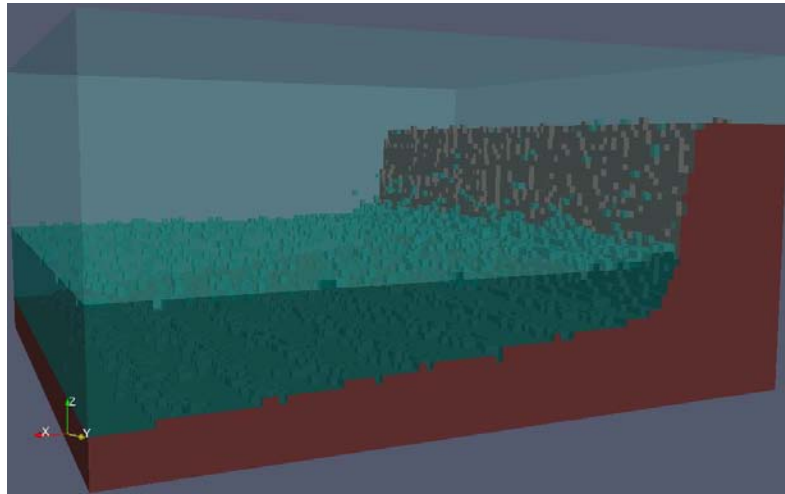


Figure 25. Vue 3D d'un modèle numérique en automate cellulaire de l'évolution d'un système plateforme/falaise (réalisation S. Baratchart).

2 Données sur les terrasses et étude de leur mise en place

Une des façons d'étudier un objet géologique est de compiler beaucoup de données le concernant et d'essayer d'en tirer des conséquences quant à la variabilité de ses formes ou de ses origines. Avec ce genre d'approche je cherche à comprendre les terrasses marines et –pourquoi pas– les terrasses fluviales.

2.1 Compilation de données sur les terrasses marines

2.1.1 Comparaison des caractéristiques géométriques des terrasses

Avec une étudiante de M2, Irene De La Torre (2009), nous avons commencé à faire une étude statistique sur les terrasses marines de l'île de San Clemente en Californie. Cette île a de nombreux intérêts. Le premier est la disponibilité d'un MNT américain de bonne résolution (~10 m). Ensuite, cette île présente de nombreuses terrasses marines sur une lithologie assez homogène et avec une orientation peu variable (Muhs, 1983). Nous y avons fait des profils sériés (une trentaine) et nous avons comparé l'enregistrement des terrasses en termes de largeur, de pente ou encore de taux de présence, car la cannibalisation a détruit un certain nombre de terrasses. Nous avons aussi fait un travail de chronologie reposant sur les données de la littérature ainsi que les principes de morphostratigraphie. Les données ont été normalisées par rapport à la terrasse la plus souvent présente⁶, celle du MIS 5e. Cela permettra de comparer ces résultats avec d'autres sites aux caractéristiques différentes. Ce travail de comparaison avec d'autres sites a été initié, grâce à quelques autres sites bien connus (De La Torre, 2009). Pour l'instant peu de choses en ressortent si ce n'est que les terrasses des niveaux des MIS 9c et 11 paraissent bien marquées (Figure 26), et cela pourrait être mis en relation avec la longue durée probable du MIS 11, dont nous avons déjà parlé au Chapitre 2, dans la partie 1.1 (page 17).

⁶ Ce fait n'a jamais été prouvé. C'est seulement ce qui ressort de ma propre expérience et de mes discussions avec des spécialistes des terrasses marines.

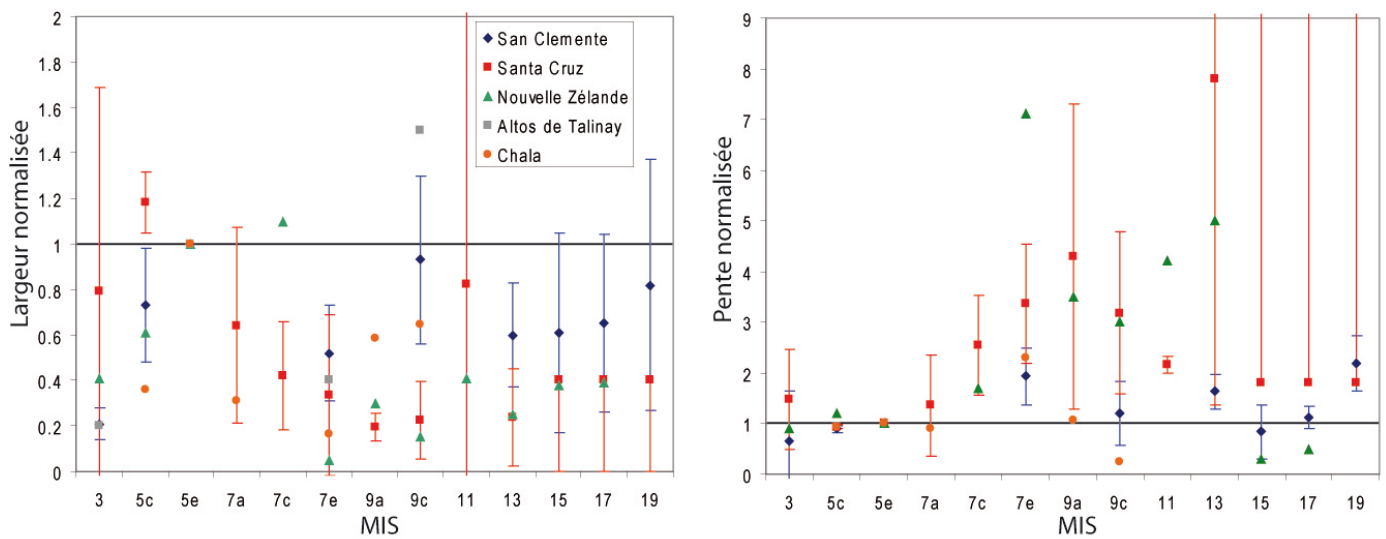


Figure 26. Largeur et pente normalisées à celles de la terrasse de MIS 5 (ou MIS 5e) (De La Torre, 2009), pour les terrasses de San Clemente (Californie, Muhs, 1983; Muhs *et al.*, 2002), Santa Cruz (Californie, Perg *et al.*, 2001), South Taranaki (Nouvelle Zélande, Pillans, 1983), et Altos de Talinay et Chala (Saillard, 2008; Saillard *et al.*, 2009 [12]). La terrasse la plus large et la moins inclinée est généralement celle du MIS 5. Les terrasses des niveaux des MIS 9c et 11 se distinguent par des largeurs importantes et pentes faibles, de même que les terrasses des niveaux des MIS 15 et 17, mais pour ces dernières les informations collectées sont moins fiables en particulier le calage chronologique.

2.1.2 Base de données mondiale sur les terrasses

J'ai déjà parlé de la base de données sur les terrasses à l'échelle globale mise en place sous l'impulsion de K. Pedoja (cf. partie 1.2, p. 19). Des données des terrasses au dessus de celle du niveau du MIS 5e y sont présentes. L'analyse de ces données donnera sans doute des informations sur les caractéristiques moyennes de ces terrasses, ainsi que la possibilité de niveaux mondialement mieux marqués que d'autres probablement suivant une origine climatique.

2.2 Terrasses fluviales

Mon travail n'est pas dédié aux terrasses fluviales. Cependant mes travaux de tectonique active (en Iran par exemple, cf. Regard *et al.*, 2006 [8]) de même que les travaux que j'ai réalisés sous l'impulsion d'autres chercheurs de mon entourage (en Amazonie et dans les Pyrénées), m'ont amené à m'intéresser aux terrasses fluviales, et en particulier au moment de leur mise en place en terme de climat. C'est une thématique que je ne souhaite pas négliger. Parmi les travaux que je souhaite mener est de compiler les données sur les âges des terrasses dans la zone subandine, car elles sont peut-être liées au même épisode climatique.

3 Retour à la géodynamique

3.1 Exploration géodynamique de la base de données mondiale sur les terrasses

La base de données mondiale sur les terrasses déjà décrite contient les données géodynamiques en chaque site. Pour l'instant nous avons diagnostiqué que les zones de subduction montrent un taux de soulèvement moyen plus fort que les zones stables (Figure 27)(Pedoja *et al.*, soumis [18]). Cette information –pas révolutionnaire par essence– va être affinée par l'analyse des vitesses de soulèvement en fonction des vitesses de plaques, de la distance terrasse/fosse, etc.

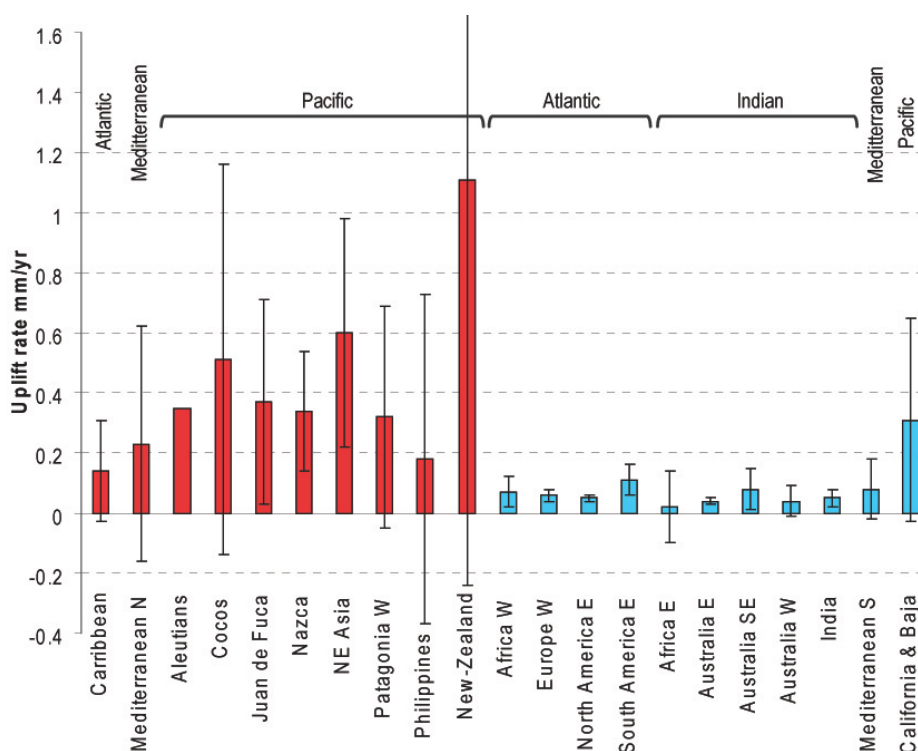


Figure 27. Distribution des taux de soulèvement en fonction des régions et des contextes géodynamiques : convergence en rouge, marges stables en bleu.

3.2 Andes et topographie dynamique

Tous ces travaux m'ont amené à connaître des bribes de l'histoire du soulèvement dans les Andes (et en Amazonie). L'objectif suivant est d'arriver à faire une synthèse correcte des connaissances sur ces mouvements et de les comparer avec la dynamique de la subduction. En particulier je m'intéresserai à la mise en place des segments de subduction plane et à la conséquence de la convergence des plaques Nazca et Amérique du Sud en termes de topographie dynamique.

3.3 Confrontation avec des modèles

Les modèles analogiques mais aussi numériques offrent, ou vont offrir, de nouvelles vues sur le soulèvement et sa distribution (cf. Gerbault pour les modèles numériques). Il me semble normal

que mes travaux de recherche s'orientent vers une confrontation (ou plutôt un échange d'idées), avec ces modèles. Par exemple les modèles précisent la localisation et la dynamique des soulèvements. En fonction de ces nouvelles connaissances, nous irons chercher les indices de soulèvement aux endroits les mieux appropriés pour comprendre leur signification.

4 Développements en cosmonucléides

Enfin, en ce qui concerne les isotopes cosmogéniques, je vais continuer à essayer de comprendre la distribution des concentrations dans les rivières, pour exploiter l'information en termes de processus dans les rivières mais aussi, ce qui était une des finalités premières de notre questionnement, pour mieux comprendre l'état initial des échantillons dans les terrasses.

Au niveau du laboratoire, je compte améliorer le labo pour traiter les échantillons pour l'analyse du ^{26}Al . Je souhaite aussi explorer les potentialités du ^{14}C produit *in-situ* dans les rivières comme sur les plateformes.

5 Les Pyrénées

Je n'en ai pas parlé encore, mais j'aimerais bien un peu plus travailler dans cette région d'accueil qui est le sud-ouest de la France. En termes de géomorphologie essentiellement : cône de Lannemezan, surfaces pyrénéennes... J'ai pris contact avec l'INRAP (Institut National de Recherches en Archéologie Préventive) et j'espère pouvoir mettre à profit leur jeu de données régionales afin de mieux définir la chronologie de la mise en place du réseau de drainage de la Garonne par exemple.

Bibliographie

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal Of Earth Sciences*, 94, 401-419.
- Aguilar, G., Darrozes, J., Riquelme, R., Maire, E., Martinod, J., soumis. Plio-quaternary erosion rate acceleration and drainage system configuration in the semiarid Chilean Andes: An example of the impact of orographically controlled rainfall on landscape evolution. *Earth Surface Processes And Landforms*.
- Amalvict, A., Hinderer, J., Rozsa, S., 2006. Crustal vertical motion along a profile crossing the Rhine graben from the Vosges to the Black Forest Mountains: Results from absolute gravity, GPS and levelling observations. *Journal Of Geodynamics*, 41, 358-368.
- Anderson, R.S., Repka, J.L., Dick, G.S., 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ¹⁰Be and ²⁶Al. *Geology*, 24, 47-51.
- Anderson, R.S., Densmore, A.L., Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research*, 11, 7-19.
- Antoine, P., Lozouet, N.L., Chausse, C., Lautridou, J.P., Pastre, J.F., Auguste, P., Bahain, J.J., Falgueres, C., Galehb, B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2701-2723.
- Aubié, S., Genna, A., Petitjean, J., 2005. Evolution historique du littoral basque français. BRGM/RP-53454-FR, Observatoire de la côte Aquitaine, BRGM.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshraghi, A., S., L., Molinaro, M., Braud, X., Delaunay, S., 2004. Post-Miocene shortening pictured by magnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis. In: A.J. Sussman et A.B. Weil (Editors), *Orogenic curvature: integrating paleomagnetic and structural analyses*. Geological Society of America special paper, Boulder, Colorado, pp. 17-40.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H.R., Guya, N., Eshraghi, A., 2008. Tertiary block rotations in the Fars Arc (Zagros, Iran). *Geophysical Journal International*, 173, 659-673.
- Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., Suguio, K., Tatum, S.H., Yee, M., Paiva, R.P., Munita, C.S., 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 179, 57-69.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., Vernant, P., Abbassi, M., Masson, F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V., Bellier, O., 2006 [7]. Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 165, 373-381.
- Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel, Université de Tunis II, Tunis, 286 pp.
- Bierman, P.R., Caffee, M., 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa. *American Journal Of Science*, 301, 326-358.
- Bird, E., 2000. *Coastal Geomorphology. An Introduction*. John Wiley & Sons, Chichester.

- Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D., Artza, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes And Landforms*, 30, 767-778.
- Bonnet, C., 2007. Interactions entre tectonique et processus de surface dans l'avant-pays alpin: apports de la modélisation analogique et analyse de la fracturation récente, Montpellier II, Montpellier.
- Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J., 2007. Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights. *Tectonics*, 26.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, 227-253.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourles, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced Be-10 measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth And Planetary Science Letters*, 211, 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 ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, 129, 193.
- Caputo, R., 2007. Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global And Planetary Change*, 57, 417-423.
- Carcaillet, J., Bourles, D.L., Thouveny, N., Arnold, M., 2004. A high resolution authigenic Be-10/Be-9 record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth And Planetary Science Letters*, 219, 397-412.
- Carretier, S., Nivière, B., Giamboni, M., Winter, T., 2006. Do river profiles record along-stream variations of low uplift rate? *Journal Of Geophysical Research-Earth Surface*, 111.
- Carretier, S., Regard, V., Soual, C., 2009 [13]. Theoretical cosmogenic nuclide concentration in river bed load clasts: Does it depend on clast size? *Quaternary Geochronology*, 4, 108.
- Carretier, S., Regard, V., soumis [20]. Pebble abrasion and velocity in rivers: a quantification based on terrestrial cosmogenic nuclide. Theoretical results. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*.
- Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R., 1978. Global changes in post glacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research*, 9, 265-287.
- Clark, M.K., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., 2006. Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau. *Journal Of Geophysical Research-Earth Surface*, 111.
- Costa, S., Delahaye, D., Freiré-Díaz, S., Davidson, R., Di Nocera, L., Plessis, E., 2004. Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis. In: R.N. Mortimore et A. Duperret (Editors), *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology special Publication, pp. 139-148.
- Cueto y Rui Díaz, E., 1930. Nota acerca de las llanuras, rasas y sierras planas de la costa de Asturias. *Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 241-254.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., Bloom, A.L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth And Planetary Science Letters*, 206, 253-271.

- D'Agostino, N., Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 109, B11402.
- Damgaard, J.S., Dong, P., 2004. Soft cliff recession under oblique waves: Physical model tests. *Journal Of Waterway Port Coastal And Ocean Engineering-Asce*, 130, 234-242.
- Darwin, C., 1846. *Geological observations on South America*. Smith, Elder and Co., London.
- Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab break-off: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 129, 85-102.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model. *Tectonophysics*, 188, 1-25.
- De La Torre, I., 2009. Quantification de paramètres géométriques dans la signification géomorphologique des séquences de terrasses marines, Université Paul Sabatier, Toulouse, 30 pp.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current Plate Motions. *Geoph. J. Int.*, 101, 425-478.
- Dewez, T., Chamblas, G., Lasseur, E., Vandromme, R., soumis. Five seasons of coastal erosion at Mesnil Val, Upper Normandy (France): phenomenology of chalk cliff collapse surveyed with a terrestrial laser scanner. *Geomorphology*.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A., Piromallo, C., 1999. Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth-Science Reviews*, 45, 167-208.
- Duperret, A., Genter, A., Martinez, A., Mortimore, R.N., 2004. Coastal chalk cliff instability in NW France: role of lithology, fracture pattern and rainfall. In: R.N. Mortimore et A. Duperret (Editors), *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society Engineering Geology Special Publication, London, pp. 33-55.
- Edwards, R.J., 2001. Mid- to late holocene relative sea-level change in Poole Harbour, southern England. *Journal Of Quaternary Science*, 16, 221-235.
- , 2006. Mid- to late-Holocene relative sea-level change in southwest Britain and the influence of sediment compaction. *Holocene*, 16, 575-587.
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 1.
- Espurt, N., 2007. Influence de la subduction d'une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante: exemple de la ride de Nazca et du bassin amazonien. PhD Thesis, University of Toulouse, Toulouse.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.O., Salas-Gismondí, R., Bolaños, R., 2007 [9]. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology*, 35, 515-518.
- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008 [10]. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, 27, TC3011, DOI: 10.1029/2007TC002175.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P., Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: insights from laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 104, 2,749-2,766.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006 [6]. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85.

- Farias, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Caceres, J., Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics*, 27, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., Regenauer-Lieb, K., 2003a. Dynamics of retreating slabs (part 2): Insights from 3-D laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 108, 2207, doi:10.1029/2001JB000896.
- Funiciello, F., Morra, G., Regenauer-Lieb, K., Giardini, D., 2003b. Dynamics of retreating slabs: 1. Insights from two-dimensional numerical experiments. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 108.
- Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. *Geophysical Journal International*, 157, 1393-1406.
- Garzzone, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., Mulch, A., 2008. Rise of the Andes. *Science*, 320, 1304-1307.
- Gayer, E., Mukhopadhyay, S., Meade, B.J., 2008. Spatial variability of erosion rates inferred from the frequency distribution of cosmogenic He-3 in olivines from Hawaiian river sediments. *Earth And Planetary Science Letters*, 266, 303-315.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Grasso, F., Michallet, H., Barthelemy, E., Certain, R., 2009. Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology: Transients and equilibrium states. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 114.
- Graveleau, F., 2008. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes: Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale), Montpellier II, Montpellier.
- Guillaume, B., 2008. Évolution cénozoïque des Andes méridionales: approche morphotectonique, géochronologique et apports de la modélisation analogique. PhD Thesis, University of Toulouse, Toulouse, 328 pp.
- Guillaume, B., Martinod, J., Espurt, N., 2009a. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, 463, 167-174.
- Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M., Riquelme, R., 2009b. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics*, 28.
- Guillou-Frottier, L., Buttles, J., Olson, P., 1995. Laboratory experiments on the structure of subducted lithosphere. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 133, 19-34.
- Gul, M., Ozbek, A., Karayakar, F., Kurt, M.A., 2008. Biodegradation effects over different types of coastal rocks. *Environmental Geology*, 55, 1601-1611.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19, 814-833.
- Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 3-10.
- Hall, A.M., Hansom, J.D., Williams, D.M., Jarvis, J., 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology*, 232, 131-155.
- Hall, S.R., Farber, D.L., Audin, L., Mériaux, A.-S., 2005. Forearc deformation of the Peruvian margin: Quantifying the rates of Quaternary deformation in pediment surfaces using in situ-

- produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al , 6th International Symposium on Andean Geodynamics. IRD, Barcelona, pp. 358-359.
- Hampel, A., 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 665-679.
- Hearty, P.J., 1997. Boulder deposits from large waves during the last interglaciation on north Eleuthera island, Bahamas. *Quaternary Research*, 48, 326-338.
- Hearty, P.J., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O'Leary, M.J., McCulloch, M., 2007. Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews*, 26, 2090-2112.
- Hénaff, A., Lageat, Y., Costa, S., 2006. Geomorphology and shaping processes of chalk shore platforms of the Channel coasts. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* 144, 61-91.
- Heuret, A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 31-51.
- Hodgson, D.A., Verleyen, E., Squier, A.H., Sabbe, K., Keely, B.J., Saunders, K.M., Vyverman, W., 2006. Interglacial environments of coastal east Antarctica: comparison of MIS 1 (Holocene) and MIS 5e (Last Interglacial) lake-sediment records. *Quaternary Science Reviews*, 25, 179-197.
- Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy. *Geophysical Research Letters*, 30.
- Hsu, J.T., Leonard, E.M., Wehmiller, J.F., 1989. Aminostratigraphy of Peruvian and Chilean Quaternary marine terraces. *Quaternary Science Reviews*, 8, 255-262.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull Geol. Soc. Am.*, 48, 1459-1520.
- Husson, L., Conrad, C.P., Faccenna, C., 2008. Tethyan closure, Andean orogeny, and westward drift of the Pacific Basin. *Earth And Planetary Science Letters*, 271, 303-310.
- Jaillard, E., Soler, P., 1996. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18 degrees S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, 259, 41-53.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E., Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal Of Science*, 303, 353-409.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317, 793-796.
- Kanyaya, J.I., Trenhaile, A.S., 2005. Tidal wetting and drying on shore platforms: An experimental assessment. *Geomorphology*, 70, 129.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2004. Variability in flow and temperatures within mantle subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5.
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Zeilinger, G., Schlunegger, F., Kubik, P.W., Baur, H., Wieler, R., 2009. Complex multiple cosmogenic nuclide concentration and histories in the arid Rio Lluta catchment, northern Chile. *Earth Surface Processes And Landforms*, 34, 398-412.
- Koyi, H., 1997. Analogue modelling: From a qualitative to a quantitative technique - A historical outline. *Journal Of Petroleum Geology*, 20, 223-238.

- Labonne, M., Hillaire-Marcel, C., 2000. Geochemical gradients within modern and fossil shells of *Concholepas concholepas* from northern Chile: an insight into U-Th systematics and diagenetic/ authigenic isotopic imprints in mollusk shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1523.
- Lajoie, K.R., 1986. *Coastal Tectonics, Active Tectonics Impact on Society*. Nac. Academy Press, Washington D.C.
- Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425, 792-797.
- Lambeck, K., 1997. Sea-Level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 129, 1-22.
- Lave, J., Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 105, 5735-5770.
- Leonard, E.M., Wehmiller, J.F., 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile; implications for late Pleistocene and Holocene uplift. *Revista Geologica De Chile*, 18, 81-86.
- , 1992. Low Uplift Rates and Terrace Reoccupation Inferred from Mollusk Aminostratigraphy, Coquimbo Bay Area, Chile. *Quaternary Research*, 38, 246-259.
- Leonard, E.M., Muhs, D.R., Ludwig, K.R., Wehmiller, J.F., 1994. Coral Uranium-series ages and mollusc amino-acid ratios from uplifted marine terrace deposits, Morro de Copiapo, northcentral Chile, American Quaternary Association Program and Abstracts (AMQUA), 13th Biennial Meeting, pp. 223.
- Lippitsch, R., Kissling, E., Ansgorge, J., 2003. Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 108, 2376.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, 106, 376-382.
- Malavieille, J., Larroque, C., Calassou, S., 1993. Experimental Modeling Of Tectonic Sedimentation Relationships Between Fore-Arc Basin And Accretionary Wedge. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, 316, 1131-1137.
- Mamani, M., Worner, G., Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 degrees S to 18 degrees S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society Of America Bulletin*, 122, 162-182.
- Mandl, G., De Jong, L.N.J., Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mechanics*, 9, 95-144.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27 degrees S). *Tectonophysics*, 394, 193-219.
- Martinod, J., Funicello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., Regard, V., 2005 [4]. Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophysical Journal International*, 163, 1137-1150.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, Q., Louni-Hacini, A., Pique, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Rehault, J.P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule A-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 331, 159-173.

- Mejri, L., Regard, V., Dlala, M., Carretier, S., Brusset, S., en révision [17]. Recent activity of the Utique fold (NE Tunisia). *Comptes Rendus Geoscience*.
- Molinaro, M., Guezou, J.C., Leturmy, P., Eshraghi, S.A., Frizon de Lamotte, D., 2004. The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran). *Mar. Petrol. Geol.*, 21, 735-752.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.C., de Lamotte, D.F., Eshraghi, S.A., 2005a. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24.
- Molinaro, M., Zeyen, H., Laurencin, X., 2005b. Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? *Terra Nova*, 17, 1-6.
- Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Feng, X., Li, J., Raisbeck, G.M., Shi, J., Wu, Z., Yiou, F., You, H., 1994. Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China. *Journal of Geology*, 102, 583-602.
- Morra, G., Regenauer-Lieb, K., Giardini, D., 2006. Curvature of oceanic arcs. *Geology*, 34, 877-880.
- Mortimore, R.N., Lawrence, J., Pope, D., Duperret, A., Genter, A., 2004. Coastal cliff geohazards in weak rock: the UK Chalk cliffs of Sussex. In: R.N. Mortimore et A. Duperret (Editors), *Coastal Chalk Cliff Instability*. Geological Society, London, Engineering Geology special Publication, pp. 3-31.
- Moses, C.A., Robinson, D.A., Williams, R.B.G., Marques, F.M.S.F., 2006. Predicting rates of shore platform downwearing from rock geotechnical properties and laboratory simulation of weathering and erosion processes. In: D.A. Robinson et Y. Lageat (Editors), *European Shore Platform Dynamics*. *Zeitschrift für Geomorphology*, pp. 19-37.
- Moulin, F.Y., Flor, J.B., 2005. Experimental study on wave breaking and mixing properties in the periphery of an intense vortex. *Dynamics Of Atmospheres And Oceans*, 40, 115-130.
- Moulin, F.Y., Guizien, K., Thouzeau, G., Chapalain, G., Mulleners, K., Bourg, C., 2007. Impact of an invasive species, *Crepidula fornicata*, on the hydrodynamics and transport properties of the benthic boundary layer. *Aquatic Living Resources*, 20, 15-31.
- Muhs, D.R., 1983. Quaternary Sea Level Events on Northern San Clemente Island, California. *Quaternary Research*, 20, 322-341.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K., 2002. The last interglacial period on the pacific Coast of North America: Timing and paleoclimate. *GSA Bulletin*, 114, 569-592.
- Nesteroff, W.D., Mélières, F., 1967. L'érosion littorale du pays de Caux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 159-169.
- Niemi, N.A., Oskin, M., Rockwell, T.K., 2008. Southern California earthquake center geologic vertical motion database. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure And Applied Geophysics*, 161, 661-681.
- Noormets, R., Felton, E.A., Crook, K.A.W., 2002. Sedimentology of rocky shorelines: 2 Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii - origins and history. *Sedimentary Geology*, 150, 31-45.
- Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., Machare, J., Pichet, P., 1992. Déséquilibres U/Th, rapports allo/isleucine et teneurs en 180 des mollusques de dépôts littoraux pléistocènes du sud du Pérou: une base d'appréciation chronostratigraphique. *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences Paris*, 314, 101-107.

- Ortlieb, L., Diaz, A., Guzman, N., 1996a. A warm interglacial episode during Oxygen Isotope Stage 11 in northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 15, 857-871.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C., Machare, J., 1996b. Pampa del Palo: An anomalous composite marine terrace on the uprising coast of southern Peru. *Journal Of South American Earth Sciences*, 9, 367-379.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996c. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23 degrees S) during the last 330 ky. *Quaternary Science Reviews*, 15, 819-831.
- Ortlieb, L., Guzman, N., Marquardt, C., 2003. A Longer-Lasting and Warmer Interglacial Episode During Isotopic Stage 11: Marine Terrace Evidence in Tropical Western Americas. In: A.W. Droxler, R.Z. Poore et L.H. Burckle (Editors), *Earth's Climate and Orbital Eccentricity, the Marine Isotope Stage 11 Question*. Geophysical Monograph, pp. 157-180.
- Oveisi, B., Lave, J., van der Beek, P., Carcaillet, J., Benedetti, L., Aubourg, C., 2009. Thick- and thin-skinned deformation rates in the central Zagros simple folded zone (Iran) indicated by displacement of geomorphic surfaces. *Geophysical Journal International*, 176, 627-654.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233- 248.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International*, 166, 227-237.
- Pedoja, K., Husson, L., Cobbold, P., Regard, V., Ostanciaux, E., Johnson, M.E., Kershaw, S., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., Delcaillau, B., soumis [18]. Relative sea-level fall since the Last Interglacial Maximum: Why are coasts uplifting worldwide? *Earth Science Reviews*.
- Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Guillaume, B., Fucks, E., Iglesias, M., Weill, P., soumis [22]. Uplift of Quaternary shorelines in eastern Patagonia: Darwin revisited. *Geomorphology*.
- Perg, L.A., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 2001. Use of a new Be-10 and Al-26 inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California, USA. *Geology*, 29, 879-882.
- Persson, K.S., Garcia-Castellanos, D., Sokoutis, D., 2004. River transport effects on compressional belts: First results from an integrated analogue-numerical model. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 109.
- Peyret, M., Djamour, Y., Hessami, K., Regard, V., Bellier, O., Vernant, P., Daignières, M., Nankali, H., Gorp, S.V., Goudarzi, M., Chéry, J., Bayer, R., Rigoulay, M., 2009. Present-day strain distribution across the Minab-Zendan-Palami fault system from dense GPS transects. *Geophysical Journal International*, 179, 751-762.
- Pfiffner, O.A., Schlunegger, F., Buiter, S.J.H., 2002. The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. *Tectonics*, 21, 1009.
- Pillans, B., 1983. Upper Quaternary marine terrace chronology and deformation, South Taranaki, New Zealand. *Geology*, 11, 292-297.
- Piromallo, C., Faccenna, C., 2004. How deep can we find the traces of Alpine subduction? *Geophysical Research Letters*, 31.
- Plumerault, L.-R., 2009. Modélisation numérique d'impacts de vagues sur un mur: prise en compte de la présence d'air dans l'eau, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Plumerault, L.R., Astruc, D., Villedieu, P., Maron, P., Mory, M., 2009. A Numerical Model For Aerated-Water Wave Impact On A Coastal Structure. *Coastal Engineering 2008, Vols 1-5*, 3173-3185.

- Quezada, J., Gonzalez, G., Dunai, T., Jensen, A., Juez-Larre, J., 2007. Pleistocene littoral uplift of northern Chile: Ne-21 age of the upper marine terrace of Caldera-Bahia Inglesa area. *Revista Geologica De Chile*, 34, 81-96.
- Radtke, U., 1987. Palaeo sea levels and discrimination of the last and the penultimate interglacial fossiliferous deposits by absolute dating methods and geomorphological investigations illustrated from marine terraces in Chile. *Berliner geographische Studien*, 25, 313-342.
- , 1989. Marine Terrassen und Korallenriffe. Das Problem der Quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. *Düsseldorfer geographische Schriften*, Heft 27, 245.
- Regard, V., 2003. Lateral and temporal evolution from subduction to collision: insights from Iranian tectonics (Zagros-Makran) and physical modeling (in French and English), Univ. Aix-Marseille III, 358 p. Thesis available at: http://tel.ccsd.cnrs.fr/documents/archives0/00/00/37/77/index_fr.html pp.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., Thomas, J.C., 2003 [1]. From subduction to collision: Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108, 2208, doi:10.1029/2002JB001943.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Fegghi, K., Soleymani, S., 2004 [2]. Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system. *Tectonics*, 23, TC4007.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., 2005 [3]. Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 99-113.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M.R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, S., Fegghi, K., 2005 [5]. Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, 162, 177-203.
- Regard, V., Bellier, O., Braucher, R., Gasse, F., Bourlès, D.L., Mercier, J.L., Thomas, J.-C., Abbassi, M.R., Shabanian, E., Soleymani, S., 2006 [8]. ¹⁰Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242, 36–53.
- Regard, V., Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., 2008 [11]. Laboratory experiments of slab break-off and slab dip reversal: insight into the Alpine Oligocene reorganization. *Terra Nova*, 20, 267-273.
- Regard, V., Lagnous, R., Espurt, N., Darrozes, J., Baby, P., Roddaz, M., Calderon, Y., Hermoza, W., 2009 [14]. Geomorphic evidence for recent uplift of the Fitzcarrald Arch (Peru): a response to the Nazca Ridge subduction. *Geomorphology*, 107, 107-117.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M., Abbassi, M., 2010 [16]. The transition between Makran subduction and the Zagros collision: Recent Advances on its Structure and Active deformation. In: P. Leturmy et C. Robin (Editors), *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geological Society of London Special Publication, pp. 43-64.
- Regard, V., Dewez, T., Bourlès, D.L., Duperret, A., Costa, S., Leanni, L., Lasseur, E., Pedoja, K., Maillet, G.M., soumis [19]. 6 kyrs of sea-cliff retreat recorded by 10Be: Theory and example from the English Channel. *Geology*.

- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P., Hérail, G., soumis [21]. Quaternary Renewed Uplift of the Central Andes Forearc revealed by Quaternary Coastal Evolution. *Earth and Planet. Sc. Lett.*
- Ribe, N.M., Stutzmann, E., Ren, Y., van der Hilst, R., 2007. Buckling instabilities of subducted lithosphere beneath the transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 173.
- Ritz, J.F., Bourles, D., Brown, E.T., Carretier, S., Chery, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R.C., Hanks, T.C., Kendrick, K.J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P., Yiou, F., 2003. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with Be-10 dates. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 108.
- Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Herail, G., 2006. Miocene tidal-influenced sedimentation to continental Pliocene sedimentation in the forebulge-backbulge depozones of the Beni-Mamore foreland Basin (northern Bolivia). *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 351-368.
- Russo, R.M., Silver, P.G., 1994. Trench-Parallel Flow beneath the Nazca Plate from Seismic Anisotropy. *Science*, 263, 1105-1111.
- Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K.X., Caffee, M., 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes And Landforms*, 30, 1007-1024.
- Saillard, M., 2008. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales: Etude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili), Université de Toulouse, 314 pp.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009 [12]. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 50.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth And Planetary Science Letters*, 188, 441-458.
- Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Reiners, P.W., Pringle, M.S., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. *Geology*, 35, 523-526.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E., 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036-1064.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. TRANSMED Transects IV, V and VI: Three lithospheric transects across the Alps and their forelands. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli et P.A. Ziegler (Editors), *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Verlag.
- Schreurs, G., Buiter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A.R., Daniel, J.M., Hoth, S., Koyi, H.A., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Yamada, Y., CavoZZi, C., Delventisette, C., Brady, J.A.E., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J.M., Montanari, D., Nilforoushan, F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*, 253, 1-27.

- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R., 1990. An Alternative Astronomical Calibration Of The Lower Pleistocene Timescale Based On Odp Site 677. *Transactions Of The Royal Society Of Edinburgh-Earth Sciences*, 81, 251-261.
- Shemenda, A.I., 1992. Horizontal lithosphere compression and subduction: constraints provided by physical modelling. *J. Geoph. Res.*, 97, 11097-11116.
- Siame, L.L., Bourles, D.L., Sebrier, M., Bellier, O., Castano, J.C., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre Fault, Argentina. *Geology*, 25, 975-978.
- Siame, L.L., Braucher, R., Bourlès, D.L., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société géologique de France*, 171, 383-396.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.-K., 2006. Eustatic Sea Level During Past Interglacials. In: F. Sirocko, T. Litt, M. Claussen et M.-F. Sanchez-Goni (Editors), *The climate of past interglacials*. Elsevier, Amsterdam, pp. 75-92.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Thompson, W.G., Waelbroeck, C., 2008. Marine Isotope Stage 3 Sea Level Fluctuations: Data Synthesis And New Outlook. *Reviews Of Geophysics*, 46.
- Siddall, M., Hönisch, B., Waelbroeck, C., Huybers, P., sous presse. Changes in deep Pacific temperature during the mid-Pleistocene transition and Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, In Press, Corrected Proof.
- Sinclair, H.D., 1997. Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, 25, 1123-1126.
- Smit, J.H.W., Brun, J.P., Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 108.
- Smith, B., Aubourg, C., Guezou, J.C., Nazari, H., Molinaro, M., Braud, X., Guya, N., 2005. Kinematics of a sigmoidal fold and vertical axis rotation in the east of the Zagros-Makran syntaxis (southern Iran): Paleomagnetic, magnetic fabric and microtectonic approaches. *Tectonophysics*, 411, 89-109.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal Of South American Earth Sciences*, 11, 211-215.
- Somoza, R., Zaffarana, C.B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth And Planetary Science Letters*, 271, 267-277.
- Spielmann, K., Astruc, D., Thual, O., 2004. Analysis of some key parametrizations in a beach profile morphodynamical model. *Coastal Engineering*, 51, 1021-1049.
- Stephenson, W.J., Kirk, R.M., 2000. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand - II: The role of subaerial weathering. *Geomorphology*, 32, 43-56.
- Sunamura, T., 1992. *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons, Chichester, UK, 302 pp.
- Tao, W.C., O'Connell, R.J.O., 1992. Ablative subduction: a two-sided alternative to the conventional subduction model. *J. Geoph. Res.*, 91, 8877-8904.
- Thompson, W.G., Goldstein, S.L., 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3207-3215.
- Trenhaile, A.S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 166, 163.
- , 2002. Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology*, 185, 341.

- Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Ryerson, F.J., Meriaux, A.-S., Meyer, B., Gaudemer, Y., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Guoguang, Z., Zhiqin, X., 2002. Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from ²⁶Al, ¹⁰Be, and ¹⁴C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophysical Journal International*, 148, 356-388.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004. Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman. *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398.
- 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, 462-479.
- Weijermars, R., Schmeling, H., 1986. Scaling of Newtonian and Non Newtonian Fluid Dynamics without Inertia for Quantitative Modelling of Rock Flow due to Gravity (Including the Concept of Rheological Similarity). *Physics of the Earth and Planet. Interiors*, 43, 316-330.
- Willner, A.P., Glodny, J., Gerya, T.V., Godoy, E., Massonne, H., 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos*, 75, 283-310.
- Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Kruesmann, T., Norton, K.P., Kubik, P.W., 2007. Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *Journal Of Geophysical Research-Earth Surface*, 112.
- Wolkowinsky, A.J., Granger, D.E., 2004. Early Pleistocene incision of the San Juan River, Utah, dated with Al-26 and Be-10. *Geology*, 32, 749-752.
- Woodroffe, S.A., Horton, B.P., 2005. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal Of Asian Earth Sciences*, 25, 29-43.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A.M., Paul, A., Mokhtari, M., 2007. The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure. *Geophysical Journal International*, 170, 182-194.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Paul, A., Kaviani, A., Vergne, J., in prep. Seismic structure beneath Zagros-Makran transition zone (Iran) from teleseismic study: seismological evidence for underthrusting and buckling of the Arabian plate beneath central Iran.
- Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernandez-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34 degrees S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 23-38.
- Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement, université Louis-Pasteur, Strasbourg, 304 pp.
- Zazo, C., 1999. Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55, 101-113.

RESUME

Cette Habilitation à Diriger des Recherches fait le point sur mes activités passées dans les domaines de la tectonique active, géomorphologie et datations ^{10}Be . Ces activités disparates sont centrées autour d'un même thème qui est la signification du relief au dessus des zones de subduction. Au cours de ces années je me suis progressivement intéressé aux mouvements verticaux. Ceux-ci sont particulièrement bien enregistrés par les morphologies côtières et en particulier par les terrasses marines. Ces dernières se sont formées au cours des précédentes périodes interglaciaires, lorsque le niveau de la mer était haut, à peu près au même niveau que l'actuel. Ainsi, ces terrasses contiennent une information de qualité sur le soulèvement à l'échelle de quelques centaines de milliers d'années. Dans le détail, les séquences de terrasses montrent des variations morphologiques qui renferment probablement plus d'informations que leur altitude seule. C'est pourquoi je me suis intéressé à des cas de terrasses en formation : les plateformes côtières, via l'étude de terrain mais aussi la modélisation. J'ai par ailleurs travaillé sur la signification des concentrations en ^{10}Be , et en particulier mis au point une méthode de quantification long-terme du recul des falaises. Ce mémoire se termine sur les perspectives d'avenir en continuité avec ces travaux sur la formation des terrasses, la vitesse d'évolution des plateformes ainsi que sur leurs caractéristiques en fonction des contextes géodynamiques.