



Transferts de matière en zone de subduction. Volume 2 : réflexions sur les conséquences de l'érosion tectonique

Serge E. Lallemand

► To cite this version:

Serge E. Lallemand. Transferts de matière en zone de subduction. Volume 2 : réflexions sur les conséquences de l'érosion tectonique. Tectonique. UPMC Université Paris VI, 1992. <tel-01261323>

HAL Id: tel-01261323

<https://theses.hal.science/tel-01261323v1>

Submitted on 25 Jan 2016

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.



HAL Authorization

Mémoire d'Habilitation à diriger des recherches

présenté à l'Université Pierre et Marie Curie (PARIS VI) n° 92-27

spécialité: Géologie Marine

TRANSFERTS DE MATIERE EN ZONE DE SUBDUCTION

Volume 2 : Réflexions sur les
conséquences de l'érosion tectonique

92-27

Serge LALLEMAND

soutenu publiquement le 16 Décembre 1992 devant un jury composé de:

Xavier LE PICHON (Président)	Professeur au Collège de France Membre de l'Institut
Roland VON HUENE	Professeur à l'Université Christian Albrecht (Kiel, RFA)
Dan DAVIS	Professeur associé à l'Université d'Etat de New-York (Stony Brook, USA)
Maurice MATTAUER	Professeur à l'Université de Montpellier
Jean-Paul CADET	Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie
Jacques ANGELIER	Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie
Claude RANGIN	Directeur de Recherche au CNRS

TABLE DES MATIERES

Remerciements	5
Avant-propos	7
Résumé	9
Abstract	13
1. Quels sont les critères de reconnaissance de l'érosion tectonique ?.....	17
1.1. Indicateurs potentiels	17
1.2. Indicateur significatif: l'épaisseur croissante des sédiments subduits	18
1.2.1. Corrections à appliquer aux épaisseurs en secondes	19
1.2.2. Examen de la variation d'épaisseur des sédiments subduits le long de différents transects	20
1.3. Indicateur le plus significatif: une forte subsidence de la marge	27
1.4. Conclusions	29
2. Quelles sont les causes de l'érosion tectonique ?	31
2.1. Qu'observe-t-on là où l'érosion tectonique est prouvée ?	31
2.2. Apports d'une simulation expérimentale de l'érosion tectonique	34
2.2.1. Influence de l'ouverture à la base de la butée en liaison avec la friction basale	34
2.2.2. Influence de la subduction d'une aspérité de la plaque	36
2.3. Causes probables de l'érosion tectonique et liens de cause à effet	40
3. Quel est le régime d'un prisme soumis à de l'érosion tectonique ?	43
3.1. Que nous apprend l'observation des prismes naturels ?	43
3.1.1. Différences dans le "taper" moyen	43
3.1.2. Différences dans la variation des "tapers" le long d'un même transect	44
3.1.3. Les données à notre disposition	46
3.1.3.1. Observations par submersible	46
3.1.3.2. Observations tirées des profils de sismique réflexion	46
3.2. Apports de la modélisation analogique	54
3.2.1. Extension à l'extrado d'une flexure	54
3.2.2. Attention aux pièges de la morphologie	56
3.2.3. Quelques effets liés à l'action simultanée de l'érosion et de l'accrétion	57
3.2.4. Conclusions de l'observation des modèles analogiques	59
3.3. Synthèse des résultats et explication en termes de mécanique des roches	59

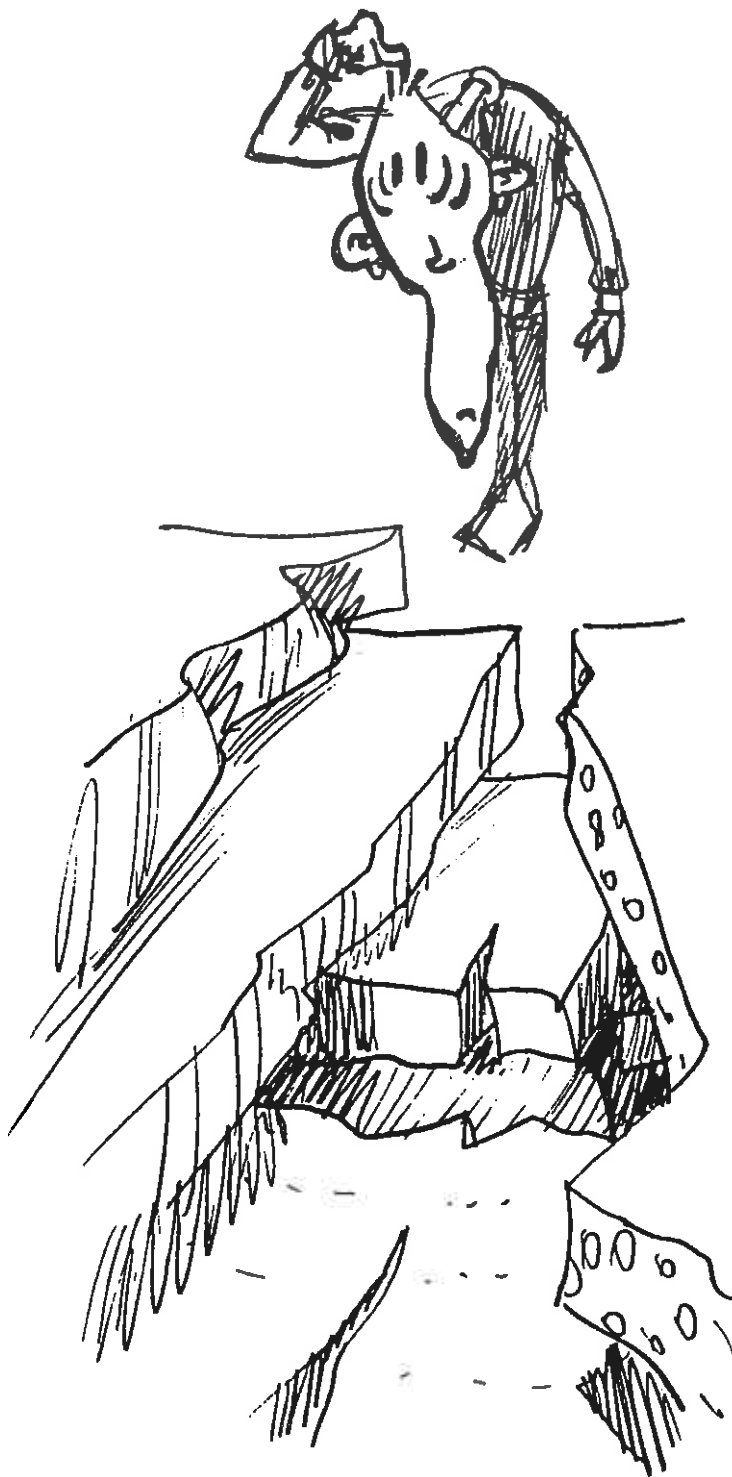
4. Comment la lithosphère chevauchante assimile-t-elle le matériel retiré par érosion tectonique dans la zone de subduction ? : Etude de quelques cas	63
4.1. Examen approfondi d'un transect bien contraint: La marge du Japon vers 40°N	63
4.2. La marge du Pérou vers 11°S	66
4.3. L'arc d'Izu-Bonin vers 32°N et des Mariannes vers 19°N	67
4.4. L'arc des Tonga vers 23°S	70
4.5. Les autres arcs	71
5. Le destin des sédiments subduits	73
5.1. Une subsidence différentielle de la marge implique-t-elle nécessairement que l'érosion soit maximum près de la fosse ?	73
5.2. Quelle est la part du matériel érodé au front qui est restituée à la marge ?	74
5.3. Quelle est l'influence de l'enfouissement de matériel sédimentaire en grandes quantités sur le magmatisme ?	75
5.4. Quelles sont les preuves du recyclage de matériel continental dans le manteau ?	76
5.5. Modèle global conciliant les observations	76
5.6. Application des conclusions précédentes à des régions où l'on soupçonne une érosion tectonique passée ?	78
5.6.1. Le prisme de la Sonde au Néogène	78
5.6.2. Le prisme andin depuis le Crétacé	79
5.6.3. Le prisme d'Hikurangi au Néogène	80
5.6.4. Le prisme méditerranéen à l'Oligo-Miocène	80
6. Doit-on parler de "croissance continentale" ou d'"érosion continentale" ?	81
6.1. Quelle valeur doit-on accorder aux estimations des flux de matière ?	81
6.2. Estimation de la quantité de matériel terrestre subduite	82
6.3. Comparaison avec les autres flux de matière	84
6.4. Tentative de synthèse des flux de matière et conséquences	84
Références	87

CONTENT

Acknowledgements	5
Foreword	7
Résumé	9
Abstract	13
1. What are the criteria of tectonic erosion ?	17
1.1. Potential indicators	17
1.2. Significant indicator: the increasing thickness of subducted sediments	18
1.2.1. Corrections applied to thicknesses in seconds	19
1.2.2. Study of the variation of subducted sediment thickness along various transects	20
1.3. The most significant indicator: the large subsidence of the margin	27
1.4. Conclusions	29
2. What are the causes of tectonic erosion ?	31
2.1. What do we observe at places where tectonic erosion is proved ?.....	31
2.2. Contributions of experimental simulation to the understanding of tectonic erosion	34
2.2.1. Influence of the height of the aperture at the base of the backstop with basal friction	34
2.2.2. Influence of the subduction of an asperity	36
2.3. Possible causes of tectonic erosion and relationships between causes and effects	40
3. What is the regime of a "tectonically eroding" wedge ?	43
3.1. What do we learn from the observation of natural wedges ?	43
3.1.1. Mean taper differences	43
3.1.2. Taper variation differences along one single transect	44
3.1.3. Available data	46
3.1.3.1. Submersible observations	46
3.1.3.2. Observations from reflection seismic lines	46
3.2. Contributions of analogical modeling	54
3.2.1. Extension due to flexure	54
3.2.2. Caution with misleading morphology	56
3.2.3. Some effects related with the simultaneous action of erosion and accretion	57
3.2.4. Conclusions of the analogical modeling observations	59
3.3. Synthesis and explanation in terms of rock mechanics	59

4. How does the overriding lithosphere assimilate the material removed by tectonic erosion in subduction zones ? : Study of some cases	63
4.1. Detailed study of a well-constrained transect: The Japanese margin around 40°N	63
4.2. The Peru margin around 11°S	66
4.3. The Izu-Bonin arc around 32°N and the Mariana arc around 19°N	67
4.4. The Tonga arc around 23°S	70
4.5. The other arcs	71
5. The fate of subducted sediments	73
5.1. Does a differential subsidence of the margin necessarily implies maximum erosion near the trench ?	73
5.2. What is the proportion of material removed frontally which will return to the margin ?	74
5.3. What is the influence of the burial of great quantities of sedimentary material on the magmatism ?	75
5.4. What are the proofs of continental material recycling in the mantle ?	76
5.5. Global model reconciling the observations	76
5.6. Application of previous conclusions to regions where past tectonic erosion is suspected	78
5.6.1. The Sunda margin in the Neogene	78
5.6.2. The Andean margin since the Cretaceous	79
5.6.3. The Hikurangi margin in the Neogene	80
5.6.4. The Mediterranean wedge in the Oligo-Miocene	80
6. "Continental growth" or "continental erosion" ?	81
6.1. What is the reliability of material fluxes estimates ?	81
6.2. Subducted terrestrial material estimates	82
6.3. Comparison with other material fluxes	84
6.4. Synthesis of material fluxes and potential consequences	84
References	87

Je remercie tout particulièrement:
 Alexandre Allain, Jacques
 Angelier, Jacques Azéma, André
 Berthet, Alexander Bokun, Michel
 Bonneau, Jacques Boulègue,
 Jacques et Jean-François Brouillet,
 Daniel Byrne, Jean-Paul Cadet,
 Sylvain Calassou, Hervé Cambray,
 Nicolas Chamot-Rooke, Franck
 Chanier, Pierre Chotin, Jean-Yves
 Collot, Jacques Daniel, Benoît
 Deffontaines, Christine Deplus,
 Francis Dahlen, Dan Davis,
 Gitane Dollin, Jacques Dupont,
 Aline Fiala-Médioni, Michael
 Fisher, Michel Fontugne, Jean-
 Paul Foucher, Georgette Glaçon,
 Gary Greene, Andrei Grocholsky,
 Yves Hénoque, Pierre Henry,
 Michel Houdart, David Howell,
 Philippe Huchon, Jean Toshimichi
 Iiyama, Guennady Ivanov,
 Laurent Jolivet, Dirk Klaetschen,
 Kazuo Kobayashi, Siegfried
 Lallemant, Claude Lalou,
 Christophe Larroque, Agnès
 Lauriat-Rage, Shu-Wen Lee,
 Xavier Le Pichon, Shu-Gen Lin,
 Char-shine Liu, Remy Louat,
 Jacques Malavieille, Jacques
 Malod, Stratis Manoussis, Maurice
 Mattauer, Michel Meybeck,
 François Michaud, Michel
 Monzier, Carla Müller, Dan
 Orange, Bernard Pelletier, Marie-
 José Perrier, Pascal Philippot,
 Didier Pilewicz, Manuel
 Pubellier, Claude Rangin, Jacques
 Récy, Philippe Robion, Delphine
 Roques, Philippe Schnurle, Dave
 Scholl, Alexander Shemenda,
 Chuen-Tien Shyu, Jean-Claude
 Sibuet, Eli Silver, Norman Sleep,
 Marie-Thérèse Vénec-Peyre,
 Jean-Claude Vicente, Roland Von
 Huene et les autres car il est
 certain que j'en ai oublié !



AVANT-PROPOS

Avant toute chose, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers Roland von Huene. Je peux en effet, sans flatterie aucune, affirmer que Roland, dont les qualités humaines sont connues de tous ceux qui ont eu la chance de travailler avec lui, a déclenché en moi le plaisir de la recherche en me dévoilant notamment la face cachée des marges convergentes.

Je ne l'aurai pas rencontré, ni d'ailleurs participé aux campagnes Kaiko, si Jean-Paul Cadet ne m'avait pas accordé sa confiance depuis 1982 (10 ans déjà!, ça se fête!). Cette confiance, humaine autant que scientifique, est en fait le second verrou qui m'a ouvert le champ formidable de la recherche. Merci Jean-Paul, car c'est grâce à toi que j'ai pu démarrer sereinement ma carrière.

Jean-Paul m'a aussi permis de rencontrer Xavier Le Pichon. Je dois dire que mon passage dans son laboratoire ainsi que les rapports que nous entretenons depuis lors ont marqué mes débuts. J'ai toujours été impressionné par sa hauteur de vue, l'étendue de ses connaissances et l'art qu'il avait de gérer son temps.... Je lui dois aussi beaucoup.

Grâce entre autre à Jean-Paul, j'ai bénéficié d'un environnement de travail quasi-optimal à la fois au Département de Tectonique de Paris 6 et au Département de Géologie de l'ENS avec lequel j'ai gardé de nombreux contacts. Il serait trop long de consacrer ne serait-ce qu'une phrase à chacun des amis que je compte dans ces deux laboratoires comme dans d'autres d'ailleurs. Je dirais seulement que mes travaux les plus récents doivent beaucoup aux regards de Jacques Malavieille et de Philippe Schnurle.

Je remercie enfin Jacques Angelier, Dan Davis, Maurice Mattauer et Claude Rangin d'avoir bien voulu accepter de participer à mon jury d'Habilitation.

Cet été, lorsque j'ai commencé à rédiger ce mémoire, j'ignorais en grande partie la forme officielle qu'il devait prendre. C'est seulement à l'issue de la rédaction que j'en prends connaissance grâce à une circulaire datée du 17 Octobre 1992 qui clarifie le problème. Il est dit, entre autre, qu'il ne doit pas s'agir d'une seconde thèse et que le candidat doit apporter la preuve de sa capacité à diriger des recherches. Compte-tenu de ces directives, je dirais simplement que ce mémoire se situe à mi-chemin entre l'ancienne thèse d'Etat et l'actuelle notion d'Habilitation à diriger des recherches. Je n'étais sans doute pas obligé de rédiger le second volume mais, quoiqu'il en soit, je ne le regrette pas car cette réflexion (écrite) m'a permis de mieux cerner mes projets futurs.

Je soutiens donc cette Habilitation un peu plus de 5 ans après mon doctorat d'université. Le thème défendu dans ce mémoire correspond mot pour mot à celui du programme de recherche sur lequel je m'étais engagé en rentrant au CNRS. Pendant ces 5 années, j'ai participé à de nombreuses campagnes océanographiques, notamment au large des Nouvelles-Hébrides et de Taïwan, qui ont ouvert mon horizon jusqu'alors restreint au Japon. Je me suis aussi intéressé de près aux mécanismes agissant dans les zones de subduction, ce qui m'a tout naturellement permis de comparer les différentes marges convergentes. J'ai réalisé ce travail en étroite collaboration avec des spécialistes de la région ou de la discipline abordée. C'est ainsi qu'après mes débuts avec notamment Roland von Huene, les notes sur les Nouvelles-Hébrides ou les Tonga-Kermadec ont été concues avec Jean-Yves Collot et Bernard Pelletier; celles sur la déformation des prismes avec Philippe Schnurle et Jacques Malavieille. Sans parler des notes un peu plus naturalistes dans lesquelles je n'ai fait qu'apporter mon modeste concours.

Le premier volume de publications donne une idée assez globale des résultats auxquels je suis parvenu à l'issue de ces 5 dernières années. D'une part, je n'ai pas eu envie de répéter sous une autre forme ces résultats dans le second volume. D'autre part, les 2 articles publiés et soumis au "Journal of Geophysical Research" ont été écrits en étroite

collaboration avec Philippe Schnurle. Il doit soutenir sa thèse au printemps prochain et il lui revient de détailler les méthodes que nous avons utilisé ou mis au point ainsi que les résultats auxquels nous sommes parvenus.

J'ai donc choisi de consacrer chacun des 6 chapitres du volume 2 à des questions que je n'ai pas cessé de me poser depuis que je travaille sur le problème de l'érosion des marges. L'idée directrice qui guide ces réflexions est la suivante: si l'érosion tectonique est aussi répandue que semblent le montrer les travaux récents, alors les conséquences sur notre interprétation des profils sismiques, la mécanique des prismes, le destin du matériel entraîné ... doivent être ré-examinées. Le lecteur se rendra compte que j'aborde des problèmes de plus en plus globaux et donc de moins en moins contraints au cours du mémoire. Les derniers chapitres auraient notamment mérité des recherches plus approfondies en collaboration avec des pétrographes et des géochimistes. C'est pourquoi je considère ce second volume comme formant la trame de mes recherches futures. Plutôt que de lister différents projets, comme le suggèrent les documents officiels, j'ai préféré aborder chacun d'eux dans la limite de temps qui m'était accordée afin de mieux cerner leur faisabilité.

RESUME

Le présent mémoire est composé de deux volumes complémentaires.

Le **premier volume** rassemble 8 publications récentes reflétant le résultat des recherches effectuées depuis 5 ans, soit depuis mon doctorat. Les publications sont agencées suivant 4 thèmes.

- Deux articles présentent différents types de reconstructions des paléomarges avant qu'elles aient été soumises à une érosion tectonique. Dans les deux cas, les modèles ont été appliqués au Japon NE et au Pérou, car nous bénéficions à la fois des contraintes "sismiques" et de forage profonds permettant de quantifier la subsidence. Le premier article est plus conservateur en termes de matériel érodé (30 à 55 km³/Ma/km de marge minimum) car il considère un ajustement de type isostatique de la plaque océanique lorsque l'on retire du matériel à la plaque supérieure. Le second article, en revanche, teste tout d'abord la validité d'une méthode de charge et décharge de la plaque océanique en subduction sur 15 transects actuels. Différents modèles élastiques sont ensuite appliqués à la plaque en subduction, pour rendre compte finalement de sa géométrie une fois chargée du matériel ayant été érodé. Ce second type de modèle, plus réaliste à notre sens, double la quantité de matériel érodé à la marge (60 à 75 km³/Ma/km de marge minimum) par rapport au modèle isostatique.

- Trois articles présentent les résultats de différentes campagnes à la mer réalisées dans des régions où l'érosion tectonique est active. Le premier compare les différents effets de la subduction d'aspérités océaniques sur les marges reconnues lors du Tour du Monde du N/O Jean Charcot. Le second décrit les différentes manifestations de sorties de fluide reconnues au front du prisme de Nankai lors de la campagne Kaiko-Nankai en 1989. L'article est focalisé sur une ride linéaire parallèle à la fosse, la ride de Yukie, dont une interprétation structurale de sa formation est proposée dans l'article 6. Le troisième article décrit les résultats de la campagne de plongées: SUBPSO dans la zone de collision entre la ride d'Entrecasteaux et la marge des Nouvelles Hébrides en 1989. Une attention particulière est portée sur l'interaction entre la marge et le guyot Bougainville en subduction.

3- Deux articles décrivant les mécanismes de l'érosion tectonique sont présentés. Ils comparent les observations naturelles à des modèles analogiques en "boîte à sable". Le premier article s'intéresse à deux cas particuliers de rides en subduction. Il s'agit tout d'abord d'une écaille intra-océanique de type "Zénisu" dont la subduction pourrait être à l'origine de la ride de Yukie décrite dans l'article 4. Le second cas examiné dans l'article est celui de la subduction d'une ride asismique comme celle de Louisville dans les Tonga. Le second article analyse la stabilité des prismes d'accrétion et de non-accrétion en s'appuyant sur la théorie de Coulomb. Il est composé de deux parties, l'une décrivant les caractères d'une trentaine de marges actives et l'autre analysant une quinzaine d'expériences analogiques. Différentes conclusions relatives au mécanisme de l'accrétion et de l'érosion sont finalement proposées.

- Il s'agit dans ce dernier article d'expliquer en termes simples l'attention que l'on porte depuis peu aux marges soumises à une érosion tectonique. Après avoir récapitulé les critères de reconnaissance du phénomène, quelques mécanismes simples sont démontrés par les modèles analogiques. Finalement, la contribution de l'érosion "profonde" ou tectonique au sein des différents flux de matière est considérée comme importante et doit être prise en compte dans les bilans.

Le **second et présent volume** rappelle tout d'abord les indices à notre disposition d'une érosion tectonique potentielle et examine ensuite les conséquences de l'érosion tectonique. Il s'agit principalement d'un travail bibliographique tendant à répondre aux différentes questions que je me suis posé au cours de ces 5 dernières années. Il servira de trame à mes futures recherches. Ce volume est articulé en 6 chapitres.

- **Le chapitre 1 récapitule les critères de reconnaissance de l'érosion tectonique.** Je critique volontairement dans ce chapitre les différents indices permettant de soupçonner, et parfois de prouver, l'existence d'une érosion active ou passée. Je distingue pour cela 3 types d'indicateurs. Les *indicateurs potentiels* comme le recul de l'arc volcanique souvent associé à un recul de la fosse, l'absence de prisme d'accrétion, une forte pente topographique responsable d'effondrements gravitaires ou encore la troncature à la base des niveaux du substratum de la marge. Même si ces indices sont très souvent associés aux marges "érosives", ils ne constituent pas, à mon avis des preuves suffisantes prouvant un tel régime. J'examine ensuite en détail un *indicateur significatif* peu utilisé en général, celui de l'augmentation d'épaisseur de la tranche sédimentaire subduite en fonction de l'enfouissement, imagée par les profils sismiques. Après avoir pris quelques précautions élémentaires (certitude de la localisation du décollement, corrections de porosité ...), je conclus qu'un grand nombre de marge (dont certains secteurs de la fosse de Nankai ou de la Barbade) sont soumises à une érosion à partir d'une certaine distance de la fosse alors que le front de la marge présente une accrétion active. Encore une fois, il ne s'agit pas d'une preuve car il est souvent difficile de localiser le décollement sur les profils et cela suppose que la vitesse de chaque grain, d'une colonne de la tranche sédimentaire subduite, se déplace à la même vitesse. Enfin, je décris l'*indicateur qui me paraît le plus significatif*. Il s'agit en l'occurrence de la subsidence importante de la marge en l'espace de quelques millions d'années. La subsidence est démontrée en général par les forages océaniques profonds. Seules 6 ou 7 marges répondent à ce critère. La subsidence est en général différentielle et augmente vers la fosse où elle peut atteindre 6 km en l'espace de 15 Ma. Une fois de plus, après avoir pris quelques précautions (pas de translation de bloc due à une convergence oblique, nature de la plaque en subduction à l'époque de la reconstruction ...), nous en déduisons l'allure de la paléomarge avant l'érosion et donc le volume de matériel entraîné dans la subduction, qui excède d'ailleurs le volume déduit directement de l'amplitude de la subsidence (voir articles du volume 1).

- **Le chapitre 2 rappelle les causes de l'érosion tectonique.** Ces causes sont décrites en détail dans l'un des articles du volume 1. L'approche est toutefois légèrement différente dans ce mémoire. Cette fois-ci, nous classons en effet les marges en fonction ou non de l'existence d'une érosion tectonique alors que dans l'article, elles étaient classées en fonction ou non de l'existence d'un prisme d'accrétion. Cette remarque est importante à mon sens et résulte des conclusions du chapitre 1. Une des conclusions est, en effet, qu'une marge peut très bien enregistrer une accrétion active à son front et une érosion sous-crustale tout aussi active là où le prisme est plus épais. Ainsi, *là où l'érosion est prouvée (par la subsidence), on observe dans les prismes naturels*: une pente de surface et du décollement très supérieure à ce qu'elles seraient dans les prismes ne présentant aucun indicateur d'érosion tectonique, une épaisseur de sédiments dans la fosse beaucoup plus faible, une vitesse de convergence 3 fois plus élevée ainsi que des grabens et des reliefs océaniques bien développés sur la plaque en subduction. Bien que n'étant pas parfaites, les *modélisations analogiques permettent de mieux comprendre les mécanismes de déformation d'un prisme* soumis à une érosion basale ou à une subduction d'aspérité. Un mécanisme est proposé pour rendre compte de l'effet érosif d'un seamount ou d'une ride sur la marge. Ce mécanisme semble confirmé par les observations naturelles comme au large du Costa Rica par exemple. Enfin, je récapitule les *différentes causes de l'érosion tectonique* (aspérités ou grabens en subduction, forte vitesse de convergence ou forte porosité des sédiments subduits) en portant l'accent sur leurs interactions.

- **Le chapitre 3 aborde le problème du régime d'un prisme soumis à de l'érosion tectonique.** On constate dans les *prismes naturels* que le "taper moyen" est 2 à 3 fois supérieur lorsque l'érosion est active. Malheureusement, cela ne nous permet pas de prédire le régime en s'appuyant sur la théorie du prisme de Coulomb car on ne connaît pas en général les paramètres caractéristiques (pressions de fluide notamment) d'un prisme, et schématiquement on peut dire que tout est permis. Ce qui est sûr, c'est que

d'une part les prismes "érosifs" se caractérisent par de fréquentes variations de la pente topographique isolant des secteurs surcritiques marqués par des effondrements. D'autre part, en plongée, ces escarpements apparaissent bien instables mais la fracturation semble plutôt compatible avec une compression orientée suivant la convergence. Les profils sismiques indiquent en général un front de marge en compression avec ou sans prisme d'accrétion, puis un secteur surcritique marqué par des effondrements et enfin, un large secteur en haut de pente caractérisé par des failles normales à faible rejet affectant la couverture sédimentaire au dessus du substratum de la marge. La *modélisation analogique apporte quelques éléments de réflexion* à ce problème, en imageant notamment la flexure d'un prisme soumis à une érosion basale. Cette flexure est responsable d'une extension en surface caractérisée par de petites failles normales alors que la pente est quasiment inexistante. Nous proposons finalement que le prisme perde son comportement coulombien lorsque le socle est impliqué. Autrement dit la marge est globalement en compression mais l'érosion est responsable d'une flexure de la marge produisant une extension en surface de type extrado.

- Le chapitre 4 pose le problème de l'assimilation dans la zone de subduction du matériel retiré au front des marges en érosion à partir de l'étude détaillée de 5 transects. L'accent est porté sur 4 observations dont nous pensons qu'elles peuvent nous renseigner sur le chemin emprunté par les sédiments subduits. Ce sont: la migration de l'arc volcanique, la subsidence différentielle de la marge, les mouvements verticaux de l'arc et la nature du magmatisme. Le premier transect examiné se situe sur *la marge du Japon vers 40°N*. Une forte subsidence différentielle est enregistrée sur la marge depuis 15 à 23 Ma en même temps que l'arc volcanique recule de 150 à 200 km. Les reconstructions prédisent un recul de la fosse d'au moins 100 km pendant la même période. Un ralentissement de la subsidence de 14 à 10 Ma se corrèle avec un hiatus du volcanisme explosif et un arrêt du recul du front volcanique de 10 à 7 Ma (soit le temps mis par les sédiments pour atteindre 100 km de profondeur). La surrection d'une partie de l'arc à cette époque n'est pas significative pour en tirer quelque conclusion que ce soit. *La marge du Pérou vers 11°S* s'enfonce progressivement depuis 20 Ma et surtout depuis 8 Ma. Le volcanisme reprend justement à 20 Ma et l'arrêt de la subsidence de 11 à 8 Ma se corrèle à un hiatus de volcanisme explosif de 8 à 5 Ma. Le front volcanique est resté stable au Miocène puis a reculé de 80 km depuis 6 Ma. La formidable surrection des Andes est contemporaine de la subsidence. *La marge d'Izu-Bonin vers 32°N* sombre aussi régulièrement depuis 40 Ma et les périodes de subsidence sont systématiquement associées à des maxima de volcanisme. Le recul de l'arc volcanique atteint 150 km depuis 17 Ma. Des corrélations exemplaires sont notées depuis 5 Ma entre l'érosion attestée par la subsidence de la marge, l'intensité du volcanisme 2 Ma plus tard, le soulèvement de l'arc depuis 2 Ma et la contamination des magmas par du matériel dérivé du slab. De plus, des séries boninitiques et des diapirs de serpentine sont observés sur la marge indiquant un fort enrichissement en eau de la série subduite. *L'arc des Mariannes vers 19°N* enregistre une histoire à peu près similaire à celle d'Izu-Bonin. *La marge des Tonga vers 23°S* semble aussi s'être affaissée de plus de 5 km depuis 17 Ma. L'arc volcanique a reculé de plus de 100 km depuis 8 Ma dont 60 km au Plio-Quaternaire. Il faut signaler aussi que les magmas forés dans le bassin de Lau indiquent une contribution importante en volatiles dérivés du slab. Les conclusions de ces études sont discutées dans le chapitre suivant.

- Le chapitre 5 discute le destin des sédiments subduits à la lumière des observations précédentes. Il apparaît tout d'abord que dans 5 cas sur 6, *la fosse recule en même temps que l'arc volcanique*. Nous en concluons donc, qu'en l'absence de modification de la pente du slab (à cause de la subduction d'une ride non compensée par exemple), celui-ci migre plus ou moins de la même quantité horizontale en surface jusqu'à au moins 100 km de profondeur par rapport à la plaque chevauchante. Autrement dit, un volume considérable de matériel doit être déplacé vers l'arrière sous la plaque chevauchante au cours du processus d'érosion. Malgré tous les *indices de restitution du matériel subduit à la marge* (underplating, volcanisme, diapirisme, suintement d'eau...), nous constatons que le volume restitué est mineur par rapport au volume entraîné en

profondeur. Il ne fait, à présent, aucun doute que *la quantité de sédiments subduits influe sur la nature et l'intensité du volcanisme*. Cela n'implique pas que le matériel soit restitué à la marge par ce processus. Bien qu'il soit impossible de *quantifier la part du matériel sédimentaire subduit qui est recyclée dans le manteau*, il est certain que ce phénomène doit exister pour expliquer les hétérogénéités du manteau (reconnues dans les basaltes océaniques par exemple). Ce recyclage est vraisemblablement facilité par de fortes vitesses de convergence. Enfin, nous possédons quelques indices en faveur d'un fluage de la croûte inférieure vers l'arrière de l'arc, notamment dans les zones de collision. *Ces conclusions sont ensuite appliquées à quelques régions où l'on soupçonne une érosion tectonique passée*. En conséquence, nous pensons que l'érosion tectonique est sans doute responsable d'un recul de la fosse et de l'arc volcanique de 50 à 100 km depuis 15 Ma de l'arc de la Sonde. Plusieurs centaines de km de bordure continentale ont sans doute été érodées au large du Chili depuis le Crétacé. Différents indices semblent aussi jouer en faveur d'une érosion du prisme d'Hikurangi du Miocène moyen au Pliocène et du prisme méditerranéen à l'Oligo-Miocène.

- Le chapitre 6 tire les conséquences d'une telle érosion continentale en comparant les volumes érodés aux autres flux de matière. Je rappelle tout d'abord les *grandes incertitudes inhérentes à ce type d'estimation*. Néanmoins les ordres de grandeur méritent d'être examinés, ne serait-ce que pour justifier l'intérêt que l'on porte au processus d'érosion tectonique. Je propose que la quantité de matériel solide subduite actuellement soit au minimum de 2 à 3 km³/an. *Les flux de matière principaux* sont la production et la disparition de croûte océanique de l'ordre de 20 km³/an. Vient ensuite l'érosion climatique de l'ordre de 10 km³/an. Les autres flux sont beaucoup plus controversés. Il y a notamment le volcanisme et le plutonisme associé aux zones de subduction de l'ordre de 3 à 8 km³/an et le magmatisme intraplaque qui interviendrait pour 3 km³/an environ. En ne retenant que 2 km³/an de matériel continental entraîné en profondeur, se pose le problème de la croissance continentale. Je pense qu'une telle croissance n'est pas compatible avec les estimations actuelles des flux de matière. Il reste néanmoins très délicat de se prononcer sur le passé.

ABSTRACT

The memoir is composed of two complementary volumes.

The **first volume** gathers 8 recent papers which illustrate the results of my research during the last 5 years, i.e. since the defense of my thesis. The papers are classified in 4 topics.

- Two papers present different models of paleomargins reconstruction before erosion using isostatic and elastic methods. The northern Japan and the Peru margins are reconstructed and the minimum rates of tectonic erosion range from 30 to 75 km³/Ma/km of trench, depending on the models, since about 20 Ma.

- Three papers present the results obtained from various cruise surveys. One of them compiles the new insights on the margin's tectogenesis in relation with the subduction of oceanic asperities, from several R/V Jean Charcot cruises. The two others describe the data obtained during two Nautilie-submersible surveys in 1989. There were the SUBPSO cruise off New Hebrides and the KAIKO-Nankai cruise off SW Japan.

- Two papers discuss the mechanics of tectonic erosion. Natural observations are compared with sandbox experiments in order to understand the deformation of an accretionary or non-accretionary wedge during material removal or asperity subduction. The results are mainly explained using the Coulomb theory applied to accretionary wedges.

- The last paper was written for scientific popularization to emphasize the role of tectonic erosion among the various earth fluxes.

The **second volume** is not a synthesis of the previous papers but more an attempt to answer several questions which arise when accepting the contribution of tectonic erosion. It is mainly a bibliographic work which takes stock of the consequences of tectonic erosion. This report will correspond to the framework of my future researches. It is composed of 6 chapters.

- The chapter 1 summarizes the criteria of tectonic erosion. The various criteria are classified according to their degree of certainty as proofs or only indicators of tectonic erosion. Among the "*potential indicators*", we find: the volcanic arc retreat which is often coupled with the trench retreat, the absence of accretionary prism, a steep topographic slope producing gravity sliding or the truncation of basal strata of the overriding basement along the décollement. Even if these indicators are generally associated with "erosive margins", they are not sufficient to prove that tectonic erosion is active for several reasons discussed in the text. Then, I examine in detail a "*significant indicator*" which is generally not used. This is the increasing thickness of subducted sediment with increasing burial. To use this criteria needs some precautions like the certainty to localize correctly the décollement or the corrections of porosity and thus thickness of the subducted layer... . After taken these precautions, I conclude that many transects (like some parts of the Nankai or Barbados trenches) undergo tectonic erosion at some distance from the trench while accretion is active frontally. One more time, this can not be a proof of erosional activity because we ignore if the thickness of incoming subducted sediment remained the same through time, we are not systematically sure of the location of the décollement and we assume that each grain over a column of subducted sediment is moving at the same rate. Finally, I describe the "*most significant indicator*", which is the large subsidence of the margin within a few million of years. Such a great subsidence is generally given by deep-sea drilling results. Only 6 or 7 margins follow this criteria. The subsidence generally increases from the coast line to the trench and can reach 6 km in 15 Ma. One more time, some precautions are required before to conclude that subsidence is due to downward tectonic removal of upper plate material (no translation of forearc slivers due to oblique subduction at the time of reconstruction ...).

Then, we reconstruct the paleogeometry of the margin before erosion and consequently we have access to the volume of lost material, which exceeds the volume directly deduced from the amplitude of subsidence (because of the vertical adjustment of the subducting plate, see volume 1).

- The chapter 2 recalls the possible causes of tectonic erosion. This topic is described in detail in one of the paper (submitted) of volume 1. However, the approach is slightly different in this memoir, because we classified in the paper the margins according to the presence or absence of accretion and finally concluded that erosion is not directly a consequence of non-accretion but still occur simultaneously. Consequently, we adopt in this work another criteria of classification which is the presence or non-indication of erosion. *Where tectonic erosion is proved, we observe:* a taper larger than along non-erosional wedges, a thinner trench fill, a convergence rate 3-times-higher and better-developed grabens and ridges on the subducting plate. Although they are not perfect, the *sandbox models help us to understand the mechanisms of deformation within a wedge* undergoing subcrustal erosion or asperity subduction. A mechanism is proposed to account for the erosional effect on the margin of seamount or ridge subduction. This mechanism is well illustrated by the new data acquired off Costa Rica for example. Finally, I summarize the various causes of tectonic erosion (subduction of asperities, high convergence rate or high porosity of subducted sediment) and the possible relationships between causes and effects.

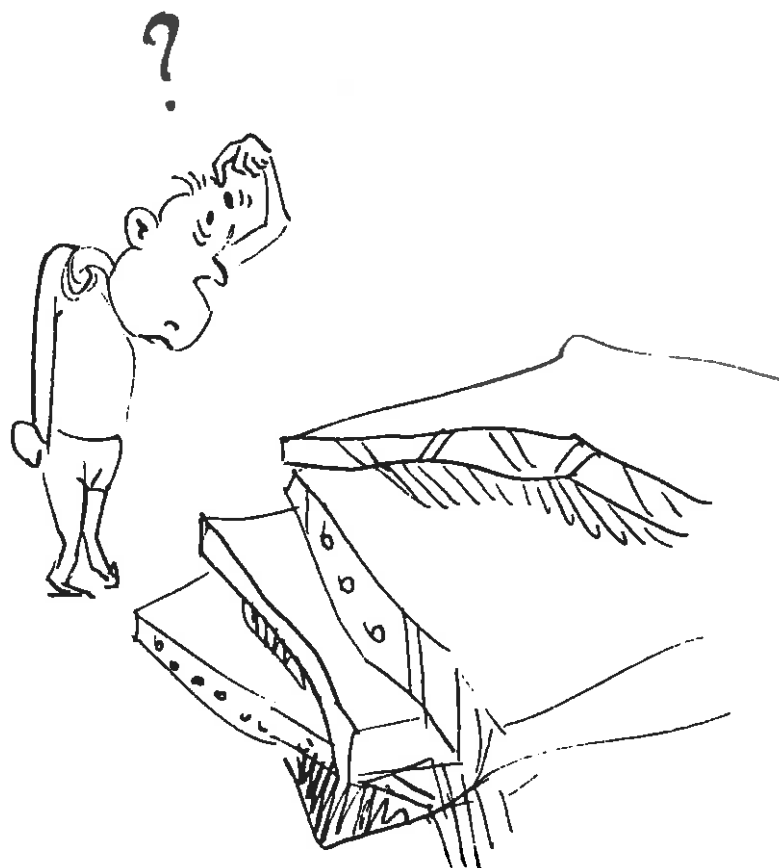
- The chapter 3 discusses the problem of the regime of a "tectonically eroding" wedge. The mean taper is 2 or 3 times larger when tectonic erosion is active. Unfortunately, this does not help us to predict the tectonic regime using the Coulomb theory, because we generally ignore the fundamental parameters (especially fluid pressures) of a wedge, and thus everything is possible. What is sure is that, first, the erosional wedges are characterized by frequent variations of topographic slope isolating overcritical sectors where mass-slumping occurs. Second, these scarps appear clearly unstable from dive observations, but the observed fractures are compatible with compression in the direction of convergence. The seismic lines indicate generally a compressive front of the wedge with or without accretionary prism, an overcritical slope marked by slumping and an upper slope characterized by small-offset normal faults affecting the sedimentary cover over the basement. *The sandbox models bring some new considerations* to this problem, especially by showing the flexure of any wedge undergoing basal erosion. This flexure is responsible for the surface extension characterized by small normal faults despite the subhorizontal topography. We finally propose that the wedge loses its Coulomb behavior as soon as the basement is involved. In other words, the margin is globally under compression, but the basal erosion is responsible for the flexure of the margin and thus surface extension (extrado).

- The chapter 4 analyses the problem of assimilation of the material removed by tectonic erosion in subduction zones from the overriding lithosphere on the basis of five detailed cases. We mainly focus our attention on 4 observations that we think they provide informations on the possible paths used by the subducted sediment. There are: the volcanic arc migration, the differential subsidence of the margin, the vertical movements of the arc and the nature of the magmatism. The first studied transect is located in the *Japan Trench near 40°N*. A large differential subsidence is recorded on the margin since 15 to 23 Ma together with a 150 to 200 km retreat of the volcanic front. The reconstructions predict at least 100 km of trench retreat at the same time. A slowing (or stopping) of subsidence between 14 and 10 Ma is well-correlated with a hiatus in explosive volcanism and the volcanic arc stops to retreat from 10 to 7 Ma (3 to 4 Ma are necessary for the sediment to reach the 100 km depth from the surface). The uplift of the Kitakami mountains (0.5 km) at this time is not sufficiently significant to be simply related with possible underplating. *The Peru margin near 11°S* subsides progressively since about 20 Ma with an acceleration since 8 Ma. The volcanism becomes intense again since 20 Ma and the stopping of the subsidence between 11 and 8 Ma correlates with a volcanic hiatus from 8 to 5 Ma. The volcanic front has retreated by 80

km since 6 Ma. The gigantic uplift of the Andes is contemporaneous of the period of margin's subsidence. *The Izu-Bonin margin near 32°N* regularly subsides since 40 Ma and the periods of subsidence are systematically associated with maxima of volcanism. The volcanic arc retreat reaches 150 km since 17 Ma. Very good correlations are detected since 5 Ma between erosion (proved by subsidence), a maxima of volcanism 2 Ma after, the uplift of the arc since 2 Ma and the contamination of magmas from slab-derived material. Furthermore, boninites and serpentine diapirs observed on the margin, indicate a high enrichment in water of the subducted sediment. *The Mariana arc near 19°N* recorded a similar history. *The Tonga margin near 23°S* subsided by more than 5 km since 17 Ma. The volcanic front has retreated by more than 100 km since 8 Ma, including 60 km during Plio-Quaternary times. We note that the igneous rocks drilled in the Lau Basin indicate a large contribution of slab-derived volatiles. The conclusions of this chapter are discussed in the next chapter.

- The chapter 5 discusses the fate of subducted sediments at the light of previous observations. 5 of the 6 studied transects show *a simultaneous trench and volcanic arc retreat*. We conclude that, if the dip of the slab is more or less constant through time (no non-compensated ridge in subduction for example), the slab migrates laterally by the same amount at the surface down at least to 100 km relative to the overriding plate. Consequently a considerable volume of mantle must be pushed back under the overriding plate during the period of tectonic erosion. Despite the various *indications of subducted material which returns to the margin* (underplating, volcanism, diapirism, fluid seepage...), we observe that the returned volume is minor compared with the subducted one. There is no doubt that the *amount of subducted sediment controls the intensity of volcanism*. This does not imply that the whole subducted material returns to the upper plate by this process. Although it is impossible to estimate the *amount of subducted material which is recycled in the mantle*, this process must occur to explain the mantle heterogeneities (known in MORB for example). This recycling is probably facilitated by high convergence rates. Finally, we have some indications in favor of lower crust transfer backward beneath the overriding crusts, especially in collision zones. These *conclusions are applied to some regions where past tectonic erosion is suspected*. Consequently, we think that tectonic erosion is responsible for the 50 to 100 km retreat of the Sunda trench and volcanic arc since 15 Ma off Java and Sumatra. Hundreds of kilometers of continental borders were probably eroded off Chile since Cretaceous times. Many indicators argue in favor of some process of tectonic erosion of the Hikurangi prism from Middle Miocene to Pliocene and of the Mediterranean ridge during Oligo-Miocene time.

- The chapter 6 examines the consequences of such a worldwide process of tectonic erosion by comparing the estimates of the removed volume of continental rocks with the other material fluxes estimates. I first recall the *great uncertainties of such kind of estimates*. However, the order of magnitudes are examined. I suggest that the amount of solid subducted material is at least 2 to 3 km³/yr. *The main material fluxes* are the creation and consumption of oceanic crust of the order of 20 km³/yr. The climatic erosion is, at present, of the order of 10 km³/yr. The other fluxes are debated, especially the volcanism and plutonism associated with subduction zones which could be of the order of 3 to 8 km³/yr and the intraplate magmatism which could reach 3 km³/yr. Only keeping 2 km³/yr of removed continental material, some problems arise relative to the continental growth. The previous estimates of material fluxes are not compatible with a present continental growth. It is however very difficult to conclude for the past.



1. QUELS SONT LES CRITERES DE RECONNAISSANCE DE L'EROSION TECTONIQUE ?

Nous n'analyserons pas dans ce chapitre les causes de l'érosion tectonique mais simplement les "symptômes" affectant la géométrie au sens large du prisme¹ de sorte que le géologue puisse les identifier si besoin. Nous adopterons une attitude volontairement critique à l'égard de tous ces critères afin de dégager les conditions à partir desquelles les symptômes deviennent des preuves.

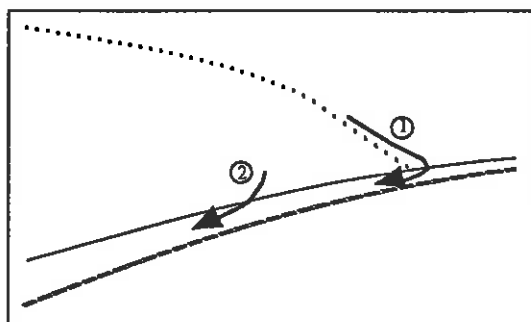


Fig.1: Schéma illustrant les 2 types de disparition de matériel d'une marge ou "érosion tectonique"

L'érosion tectonique consiste à entraîner dans la subduction, par le jeu des forces tectoniques, du matériel appartenant à la plaque chevauchante (ou marge). Deux cas sont possibles et souvent concomittants (Fig.1): 1- le matériel superficiel de la marge glisse jusqu'à la fosse puis est entraîné dans la subduction (on parle d'érosion frontale), et/ou 2- le matériel basal de la marge est lui-même entraîné dans la subduction (il s'agit alors d'érosion sous-crustale). Cette définition fournit déjà des éléments de réponse quant aux critères de reconnaissance du phénomène que je nommerai: indicateurs, et que je classerai par ordre de fiabilité croissante.

1.1. INDICATEURS POTENTIELS

Un retrait prolongé de matériel au front d'un prisme produit inévitablement un *retrait de la fosse vers l'arc ou le continent* (Fig.2) en plus d'une *réduction de la masse sédimentaire précédemment accrétée* (Fig.3). Parmi les indicateurs d'un éventuel retrait de la fosse, on trouve la migration de l'arc volcanique.

¹ j'appellerai prisme le coin formant la bordure de la marge dont l'épaisseur n'excède pas 15 km. On considérera que le comportement des roches dans le prisme obéit à la loi de Mohr-Coulomb.

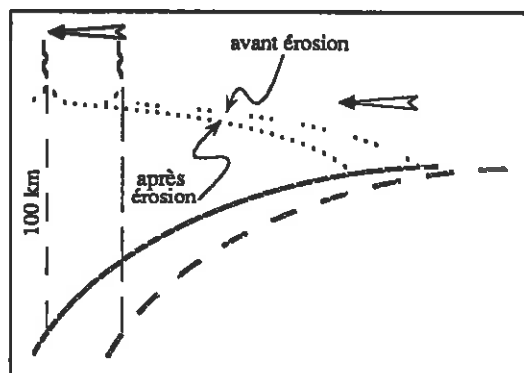


Fig.2: Schéma illustrant le retrait simultané de l'arc volcanique et de la fosse pendant une période d'érosion tectonique

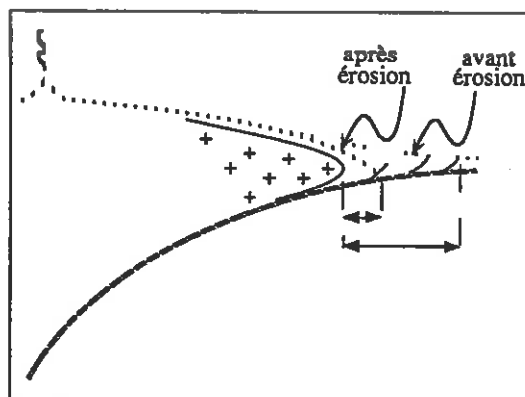


Fig.3: Schéma illustrant la proximité du socle continental avec la fosse suite à l'érosion frontale du prisme

Bien qu'il ne soit pas prouvé que le panneau plongeant (ou "slab") conserve son inclinaison dans le temps, un retrait de l'arc volcanique reste souvent associé à un retrait du slab et donc de la fosse. Citons 3 exemples où certains auteurs ont utilisé, entre autres, cet argument pour démontrer un processus d'érosion tectonique. Il s'agit du Chili (Rutland, 1971), du Japon (Moore et Fujioka, 1980; Cadet et Charvet, 1983) et des Tonga (Pelleier et Dupont, 1990). Il est tout aussi délicat d'utiliser les indicateurs d'une éventuelle réduction de la masse sédimentaire accrétée. L'argument utilisé consiste à dire: si le substratum de l'arc ou du continent est reconnu très près de la fosse, alors le prisme d'accrétion est peu ou pas développé (jusque là le raisonnement est correct), c'est donc parce qu'il a été érodé. Ce critère a été utilisé par différents auteurs pour illustrer voire prouver que la structuration d'une marge résultait de l'action de l'érosion tectonique. Ce fut notamment le cas



pour la fosse d'Amérique Centrale (von Huene et al., 1980) ou encore des Mariannes (Husson et Uyeda, 1981). Le problème est que rien ne prouve qu'un tel prisme se soit formé même si la convergence était active sur une longue période. En revanche, si l'on observe qu'une partie de la chaîne manque, comme par exemple au Pérou-Chili (e.g. Miller, 1970; Katz, 1971; Rutland, 1971), c'est donc qu'elle a disparu, mais alors rien ne prouve qu'elle ait disparu en profondeur. Des blocs continentaux importants peuvent très bien avoir été détachés, à la faveur d'une convergence oblique avec décrochement associé par exemple (problème de partitionnement des contraintes, e.g. McCaffrey, 1992), et translatés le long de la marge (notion de "terrane"; e.g. Howell et Jones, 1989). Le retrait de l'arc volcanique ou la proximité du socle continental et de la fosse sont des indicateurs d'une éventuelle érosion mais ils ne suffisent pas, à priori, à la démontrer pour les raisons invoquées précédemment. Il s'avère néanmoins que dans tous les cas cités précédemment, l'érosion tectonique a été sinon confirmée, tout au moins sérieusement argumentée.

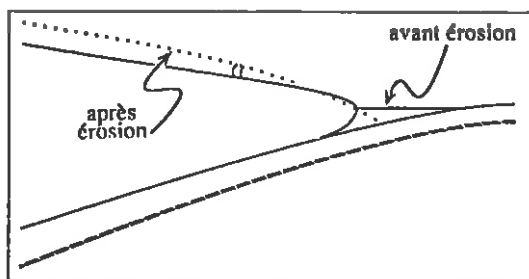


Fig.4: Schéma illustrant la pente topographique généralement plus raide des prismes soumis à de l'érosion tectonique

On observe généralement des pentes topographiques plus élevées dans les prismes soumis à de l'érosion tectonique (Fig.4). Lallemand et al. (soumis) montrent en effet que les marges sujettes à l'érosion tectonique se caractérisent par un "taper"² plus élevé que celui observé dans les prismes d'accrétion. Intuitivement, on s'attend en effet à ce qu'une disparition de matériel principalement au front de la marge provoque un basculement de celle-ci. Cela suppose néanmoins que les paramètres caractéristiques du prisme (pente du décollement, angles de friction et pressions de fluide) restent inchangés lors du basculement si l'on se réfère à un mécanisme coulombien, or rien n'est moins sûr. On aborde là le problème des causes de l'érosion tectonique qui sera développé plus loin. Disons simplement pour l'instant qu'une forte

² taper est le terme anglais désignant l'angle d'ouverture du prisme, soit l'angle compris entre la pente topographique et le décollement.

pente topographique peut-être due soit à une augmentation de la friction effective le long du décollement, soit à un retrait de matériel à la base qui aurait pour effet d'augmenter la pente topographique en conservant tous les autres paramètres constants. Cette dernière possibilité aurait pour conséquence d'amener le prisme dans un domaine de stabilité, il serait donc passif. Nous développerons ce problème dans une section spécifique par la suite. Retenons seulement que nombre de marges en érosion présente de fortes pentes (Japon, Pérou, Tonga ...) mais il n'est pas rigoureux d'utiliser cet argument comme preuve d'une érosion tectonique car nous ne connaissons pas leurs paramètres caractéristiques.

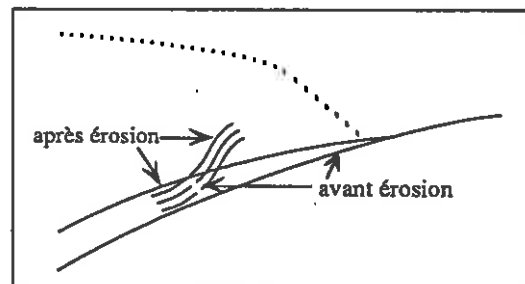


Fig.5: Schéma explicitant l'argument selon lequel la troncature des niveaux à la base du prisme résulte de l'érosion tectonique

Un autre exemple d'indicateur (presque anecdotique) d'une éventuelle érosion tectonique, serait la *troncature des unités anciennes à la base du prisme* (Fig. 5). Von Huene (1986) s'est servi de cet argument pour illustrer l'érosion tectonique au large du Japon. Le raisonnement part cette fois du principe que les unités accrétées constituant un prisme d'accrétion sont structurées de telle sorte que les niveaux sédimentaires, immédiatement au contact du décollement, sont parallèles à ce dernier. Cette observation ne peut être faite sur un prisme actif qu'à partir de l'interprétation de profils sismiques. A supposer que les réflecteurs tronqués correspondent bien à des niveaux sédimentaires et non à des chevauchements, on montre dans certaines expériences analogiques en "boîte à sable" (Lallemand et al., 1992b) que le passage d'une aspérité de la croûte océanique dans la subduction peut perturber les unités précédemment accrétées au point d'incliner de manière très significative les niveaux initialement horizontaux, sans pour autant les tronquer. Une discordance angulaire au niveau du décollement n'est donc pas nécessairement due à la troncature des niveaux.

1.2. UN INDICATEUR SIGNIFICATIF: L'ÉPAISSEUR CROISSANTE DES SEDIMENTS SUBDUITS

Bien que parfois ambiguë à détecter,

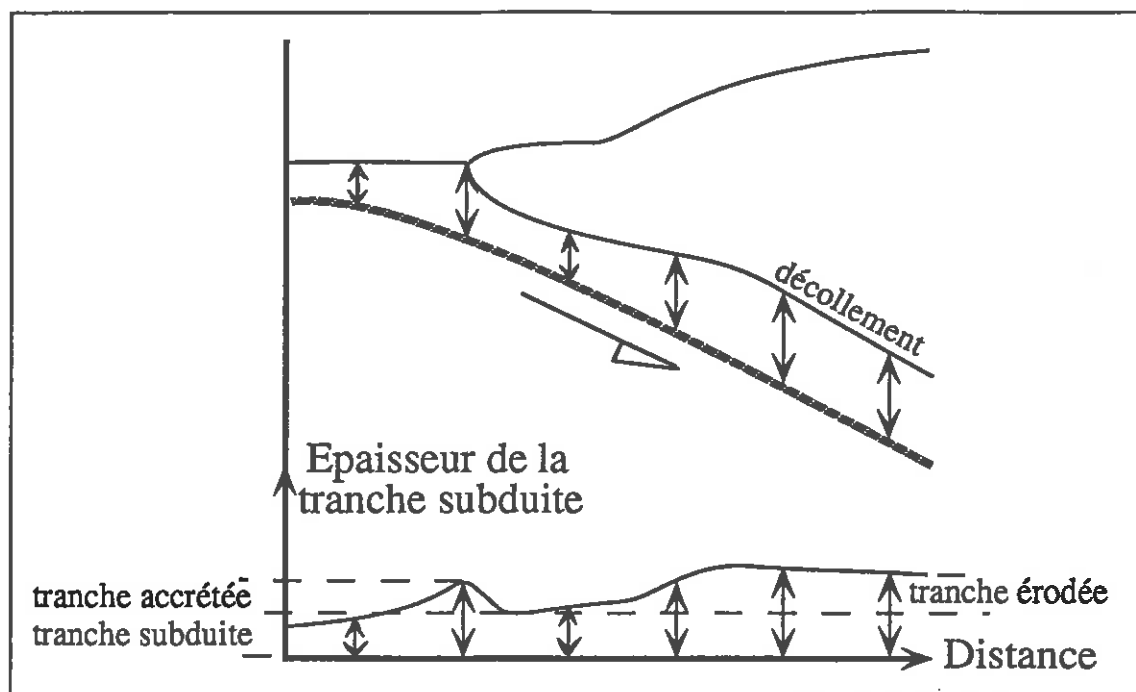


Fig.6: Enregistrement de la variation d'épaisseur de la tranche sédimentaire située sous le décollement en fonction de l'enfouissement depuis la fosse

l'augmentation d'épaisseur de la tranche sédimentaire située sous le décollement en fonction de l'enfouissement depuis la fosse, est à priori un excellent indicateur (Fig.6). Il doit néanmoins, comme nous le verrons par la suite, être manié avec précaution. Si l'épaisseur augmente, cela peut signifier en effet que du matériel du prisme nourrit progressivement la plaque en subduction, en supposant bien évidemment que l'épaisseur de la tranche subduite au front de déformation est restée identique durant la période considérée. Dans cette hypothèse, il s'agit d'une condition suffisante mais pas nécessaire, car imaginons une érosion agissant principalement au front du prisme (par glissements gravitaires par exemple), l'épaisseur de la séquence subduite sera alors supérieure à celle des sédiments entrants mais restera constante (après décompaction des sédiments subduits). Ce critère mérite donc d'être analysé cas par cas.

Les seules données utilisables, afin de déterminer une augmentation éventuelle d'épaisseur, sont les profils sismiques. Ce qui revient à dire qu'il ne peut s'agir que d'une interprétation car tout le monde sait que la production d'une image sismique tient compte d'un modèle de vitesse plus ou moins fiable et que la localisation du décollement, voire même du toit de la croûte océanique, n'est pas toujours aisée. Dans le meilleur des cas, le décollement se détecte par une inversion de polarité du signal sismique suggérant une inversion du gradient de vitesse. Cette inversion peut être due par

exemple à une augmentation de la porosité le long du décollement associée à une élévation de la pression de fluide (e.g. von Huene et Culotta, 1989; Shipley et al., 1990; Bangs et Westbrook, 1991). En l'absence d'inversion de polarité, le géologue choisira un fort réflecteur "plat" plus ou moins continu depuis la fosse séparant des unités déformées (au-dessus du décollement) des unités parallèles à la croûte océanique (au-dessous).

Afin que cette notion d'augmentation d'épaisseur des sédiments ne reste pas purement théorique, je propose d'examiner un certain nombre de profils publiés en focalisant notre attention sur la séquence subduite (Fig.5). Cette étude devrait nous permettre de classer les prismes suivant le seul critère de la variation d'épaisseur des sédiments sous le décollement. Ce critère implique nécessairement que nous nous intéressons au régime actuel (ou récent) de la marge dans sa partie frontale. La sismique ne parvient en effet à imager un décollement que jusqu'à des profondeurs de 12 ou 13 km mais le nombre important de profils permet la comparaison des différentes zones comme ne saurait le faire la subsidence que nous examinerons en dernier lieu (Fig.7).

1.2.1. CORRECTIONS A APPLIQUER AUX EPAISSEURS MESUREES EN SECONDES

Examiner les variations d'épaisseur de la séquence subduite implique que nous devons intégrer une correction qui tient compte

notamment de la diminution de la porosité $\Delta\eta$ avec l'enfouissement. Celle-ci ne peut être qu'estimée empiriquement car nous ne possédons aucune mesure de porosité sur l'ensemble de la colonne subduite, hormis à proximité de la fosse (Legs DSDP 78A et ODP 110, Barbades et Leg ODP 131, Nankai). Le gradient de porosité sera une fonction de la porosité initiale de la séquence située sous le décollement naissant à la fosse η_i , puis de la charge croissante du prisme et de l'eau, combinée à la perméabilité des niveaux situés au dessus du décollement. Ces trois paramètres principaux sont extrêmement variables d'une zone à l'autre. Une mesure de la vitesse de propagation des ondes sismiques sous le décollement permettra d'estimer la densité des roches en subduction et donc leur porosité (Hamilton, 1978). Différents modèles construits à partir de cette méthode ont été proposés pour le prisme de Nankai (Bray et Karig, 1985), le prisme de la Barbade (Shi et Wang, 1988; Bangs et al., 1990; Screaton et al., 1990) ou celui du Pérou (Shi et al., 1990).

Les seules mesures effectuées lors des forages ODP correspondent à 4 sites. Les sites 543 et 672 au nord de la Barbade (5 km au large de l'axe de la fosse) ont traversé sur 200 à 300 m le sommet de la série située sous le décollement naissant à la fosse. La porosité moyenne, η_i , était de $52 \pm 8\%$ (Moore et Biju-Duval, 1984; Shipboard scientific party, 1988). Le site 671, situé 5 km en arrière de la fosse, a traversé les 200 m supérieurs de la série sous le décollement. La porosité moyenne, η , était encore de $50 \pm 3\%$ (Shipboard scientific party, 1988). Le site 808 dans la fosse de Nankai traverse la série entière subduite (environ 320 m) alors qu'il est situé plus de 5 km en arrière de la fosse. La porosité décroît linéairement avec la profondeur de 40 à 30% sur 270 m au sein d'une série homogène représentant la série inférieure du bassin de Shikoku; puis la porosité décroît très rapidement de 30 à 5% sur les 50 derniers mètres au sein d'une série de dépôts volcanoclastiques reposant sur le substratum océanique (Shipboard scientific party, 1991).

Les différents modèles fournissant une estimation du gradient de porosité des sédiments subduits depuis la fosse illustrent bien l'impossibilité d'établir une loi simple prédisant la valeur de ce gradient. Bray et Karig (1985) proposaient une diminution de la porosité moyenne dans la région de Nankai de 40 à 20% depuis la fosse jusqu'à 17 km en arrière là où le prisme est épais de 3 km sous 4 km d'eau. Plusieurs auteurs ont appliqué le même type de modèle au prisme de la Barbade. Shi et Wang, en se calant sur les résultats du Leg DSDP 78A, proposent une diminution de 55-60 à 30-45% (suivant le modèle privilégié par les auteurs parmi les 6 étudiés) depuis la fosse jusqu'à 17

km en arrière, là où le prisme est épais de 1 km sous 5 km d'eau. Screaton et al. (1988; 1990), en se calant sur les résultats du Leg ODP 110, obtiennent une diminution de la porosité de 60 à 48% sur la même distance. Bangs et al. (1990) examinent avec précision les vitesses sismiques le long de 3 profils situés au nord et au sud des forages précédents. La porosité moyenne à la fosse dans la séquence subduite varie de $35 \pm 5\%$ au nord (ligne 465) à $20 \pm 5\%$ au sud (lignes 480 et 484), soit moitié moins que dans les modèles précédents!. Une porosité de 10% est atteinte au bout de 90 km en arrière de la fosse au nord et 60 km au sud, là où le prisme est épais de 6 km sous 4 km d'eau. Enfin, Shi et al. (1990) proposent au Pérou une diminution de la porosité de $60 \pm 10\%$ à 10% sur 16 à 17 km en arrière de la fosse, là où le prisme est épais de 4.5 km sous 5 km d'eau.

Possédant des indications sur le gradient de porosité, nous pouvons en déduire le facteur de compaction à appliquer à la séquence subduite en utilisant, en première approximation, la formule simple de Tschebotarioff (1951) reprise par Hamilton (1976) soit:

$$H_i = H_f (1 + \eta_i) / (1 + \eta_f)$$

H_i et H_f sont les épaisseurs initiale et finale (après compaction), η_i et η_f sont les porosités initiale et finale. H_f/H_i est donc le facteur de compaction à appliquer à l'épaisseur initiale à la fosse. Nous voyons donc que suivant les modèles et les régions, la compaction atteindra au maximum 13% après 17 km d'enfouissement (comptés horizontalement à partir de la fosse) sauf pour le Pérou (modèle de Shi et al., 1990) où l'on atteint 30% sur la même distance! De manière générale, on peut donc raisonnablement estimer que l'ordre de grandeur de la correction de compaction à apporter aux sédiments subduits est inférieur à celui de l'incertitude que nous avons lors de la conversion en profondeur d'un profil sismique.

1.2.2. EXAMEN DE LA VARIATION D'ÉPAISSEUR DES SÉDIMENTS SUBDUITS LE LONG DE DIFFÉRENTS TRANSECTS

Le Tableau 1 récapitule les épaisseurs mesurées de la tranche subduite le long de différents profils publiés pour la plupart. Ce tableau représente les épaisseurs en kilomètres fournit par les auteurs après conversion temps-profondeur. Entre parenthèses sont indiquées, chaque fois que cela était possible, les épaisseurs en secondes temps-double. La confrontation des deux valeurs nous montre que pour nombre de profils, les vitesses utilisées pour la conversion en profondeur dans la tranche subduite étaient très exagérées. J'ai donc choisi de représenter sur la figure 7, suivant la méthode indiquée sur la figure 6, les variations d'épaisseur en secondes

	Distance depuis le Front de Déformation								Références
	- 10 km	- 5 km	0	5 km	10 km	15 km	20 km	25 km	
Fosse du Japon	1.1 km (0.7 std)	1.1 km (0.7 std)	1.3 km (1.0 std)	1.8 km (0.6 std)	> 1.3 km (0.7 std)	2.1 km (0.8 std)	2.3 km (0.8 std)	> 1.9 km (0.8 std)	ORI 78-4 - 40°05'N; von Huene et al., 1986
Fosse des Kouriles	(0.72)	(0.67)	(0.67)	(0.44)	(0.44)	(0.44)	(0.44)	(0.61)	Shell P-856 - 42°N; Lallemand et al., unpublished data (Fig. 8)
Fosse de Nankai ¹	(0.9)	1.25 km (1.0)	1.3 km (1.05)	0.5 km (0.32)	0.55 km (0.32)	=0.55 km (0.32)	= 0.6 km (0.36)	= 0.7 km (0.41)	62-8 - 32°30'N; Moore et al., 1990
Fosse de Nankai ²	(1.16)	1.3 km (1.27)	1.4 km (1.36)	0.7 km (0.64)	0.65 km (0.41)	(0.36)	(0.36)	(0.41)	62-2 - 31°50'N; Moore et al., 1990
Fosse de Nankai		1.5 km (1.25)	1.9 km (1.55)	0.8 km (0.5)	0.9 km (0.5)	1.0 km	1.3 km	1.9 km	55-8 - 31°50'N; Kawamura et Aoki, 1986
Fosse des Nouvelles-Hébrides			(0.9)	(1.5)	(0.7)				Line 40 - 14°20'S; Fisher, 1986
Fosse des Nouvelles-Hébrides		(0.8)	(0.9)	(0.8)	(0.8)				Line 38 - 14°40'S; Fisher, 1986
Fosse des Nouvelles-Hébrides ³		0.5 km (0.5)	1.2 km (1.2)	0.7 km (0.8)	0.9 km (1.3)	0.9 km (1.7)	1.1 km (> 1.0)		Line 12 - 15°40'S; Fisher et Greene, 1986; Fisher et al., 1986; Fisher, 1986
Fosse des Nouvelles-Hébrides		(2.7)	(1.9)	(0.7)	(0.85)	(0.9)	(0.6)	(0.8)	Line 2 - 17°10'S; Fisher, 1986
Fosse des Nouvelles-Hébrides ⁴		0.4 km (0.4)	0.4 km (0.4)	0.4 km (0.4)	1.1 km (1.2)	0.8 km (1.1)	0.9 km (> 0.7)		Line 1 - 17°40'S; Fisher et Greene, 1986; Fisher, 1986
Fosse du Pérou ⁵		1.0 km	1.4 km	0.1 km	0 km	> 0.7 km	0.8 km		CDP 3 - 5°30'S; Miller, 1986
Fosse du Pérou ⁵		0.2 km (0.2)	1.0 km (0.7)	0.8 km (0.4)	0.4 km (0.2)	0.8 km (0.5)	0.3 km? (0.4)	(0.9)	CDP 2 - 9°S; Kulm, 1986
Fosse du Pérou			0.5 km	0.5 km	0.65 km	0.8 km	0.8 km		Shell? - 12°S; von Huene, unpublished
Fosse du Costa-Rica ⁵		0.5 km	0.6 km	0.6 km	0.7 km	0.6 km	0.2 km	0 km	Line CR-7 - 9°45'N; Shipley et Buffler, 1986
Fosse du Costa-Rica ⁵		0.45 km (0.5)	0.6 km (0.5)	0.35 km (0.25)					Line CR-9 - 9°45'N; Shipley et Buffler, 1986
Fosse du Costa-Rica ⁵	0.4 km	0.4 km	0.4 km	0.35 km	0.4 km	0.35 km	0.2 km	0.2 km	Line 121 - 9°45'N; Shipley et al., 1992
Fosse d'Amérique Centrale	0.1 km (0.25)	0.1 km (0.25)	0.1 km (0.25)	(0.3)	(0.4)	(0.5)			MX-16 - 16°N; Collins et Watkins, 1986
Fosse d'Oregon Centrale		3.6 km (2.5)	4.1 km (2.7)	2.2 km (1.1)	1.3 km	1.7 km	0.7 km		Line WO76-5 - 44°50'N; Snively et al., 1986
Fosse d'Oregon Centrale		(2.7)	3.8 km (2.6)	1.5 km (1.2)	1.9 km (1.0)	1.5 km (1.0)			Line WO76-4 - 44°40'N; Snively et al., 1986 / Moore et al., 1990
Fosse des Aléoutiennes (Est) ⁵	2.7 km (1.9)	1.4 km (1.4)	2.8 km (2.6)	1.2 km (1.0)	1.6 km (1.1)	1.5 km (1.1)			Line 111 - 56°10'N; von Huene et al., 1986
Fosse des Aléoutiennes (Shumagin)		0.8 km (0.9)	0.9 km (1.0)	0.8 km (1.0)	0.3 km (0.7)	0.6 km (0.8)	0.6 km (0.7)	0.8 km (0.7)	Line 104 - 54°30'N; von Huene et al., 1986
Fosse des Aléoutiennes Centrale	0.8 km (0.5)	0.8 km (0.9)	1.2 km (1.2)	0.8 km (0.6)	0.7 km	0.7 km	1.1 km	1.3 km	L 5-7 - 50°40'N; Scholl et al., 1986
Fosse du Makran	8.9 km	9.0 km	9.1 km	4.8 km	4.8 km	5.0 km	5.0 km	5.0 km	24°20'N; Minshall et White, 1989
Fosse de la Barbade ⁶	1.1 km (1.0)	1.1 km (1.0)	1.1 km (1.0)	0.6 km (0.5)	0.7 km (0.75)	0.7 km (0.6)	0.85 km (0.75)	0.85 km (0.55)	Line 465 - 16°10'N; Westbrook et al., 1988; Bangs et al., 1990
Fosse de la Barbade	3.0 km (2.6)	3.0 km (2.8)	3.0 km (2.9)	1.9 km (1.3)	1.7 km (1.2)	1.9 km (1.3)	1.9 km (1.3)	1.7 km (1.2)	Line 480 - 14°20'N; Bangs et al., 1990
Fosse de la Barbade ⁷	3.0 km (2.6)	3.3 km (2.9)	3.3 km (2.9)	2.7 km (2.3)	2.3 km (1.8)	1.4 km (1.1)	1.65 km (1.2)	1.7 km (1.2)	Line 484 - 13°20'N; Bangs et al., 1990

Tableau 1: Récapitulation des épaisseurs mesurées de la séquence sédimentaire sous le décollement en km et en secondes temps-double (std);
1 La tranche subduite est épaisse de 550 m (0.32 std) 10 km en arrière de la fosse, elle atteint 0.41 std 25 km en arrière de la fosse et 0.55 std à 30 km là où le prisme présente une ride morphologique d'après Moore et al., 1990
2 La diminution d'épaisseur de la tranche subduite s'effectue par paliers (rampes) successifs
3 profil situé en face du Bassin Central d'Entrecasteaux; les épaisseurs en std sont tirées de Fisher, 1986; le haut niveau de décollement est probablement du au passage de la ride d'Entrecasteaux.
4 profil situé en face d'Efate
5 présence de horsts et grabens ou reliefs sur la plaque plongeante -> variations d'épaisseur importantes de la tranche subduite
6 La tranche subduite est épaisse de 0.6 km (0.5 std) 5 km en arrière de la fosse, elle atteint 1.15 std à 50 km, d'après Westbrook et al., 1988
7 La tranche subduite est épaisse de 1.7 km (1.2 std) 25 km en arrière de la fosse, elle atteint 1.8 std à 65 km, d'après Bangs et al., 1990

temps-double. Il suffit d'être conscient que ces épaisseurs sont de plus en plus sous-estimées lorsqu'on s'éloigne de la fosse car les vitesses augmentent. Les résultats tirés de ce type de diagramme sont assez surprenants s'ils sont interprétés comme indiqué sur la figure 6. Prenons un cas simple. L'épaisseur des sédiments augmente depuis l'océan vers la fosse grâce aux apports terrigènes et au remplissage de la fosse. L'émergence du chevauchement au front

de déformation fait chuter l'épaisseur entrante d'une quantité représentant la tranche accrétée. Ensuite, soit l'épaisseur entraînée reste plus ou moins constante lors de l'enfouissement et l'on peut considérer que le régime de la marge est globalement en accretion, soit l'épaisseur augmente, ce qui peut signifier que du matériel de la marge vient progressivement nourrir la tranche subduite. Le régime sera alors considéré comme érosionnel. Enfin, il pourrait arriver que

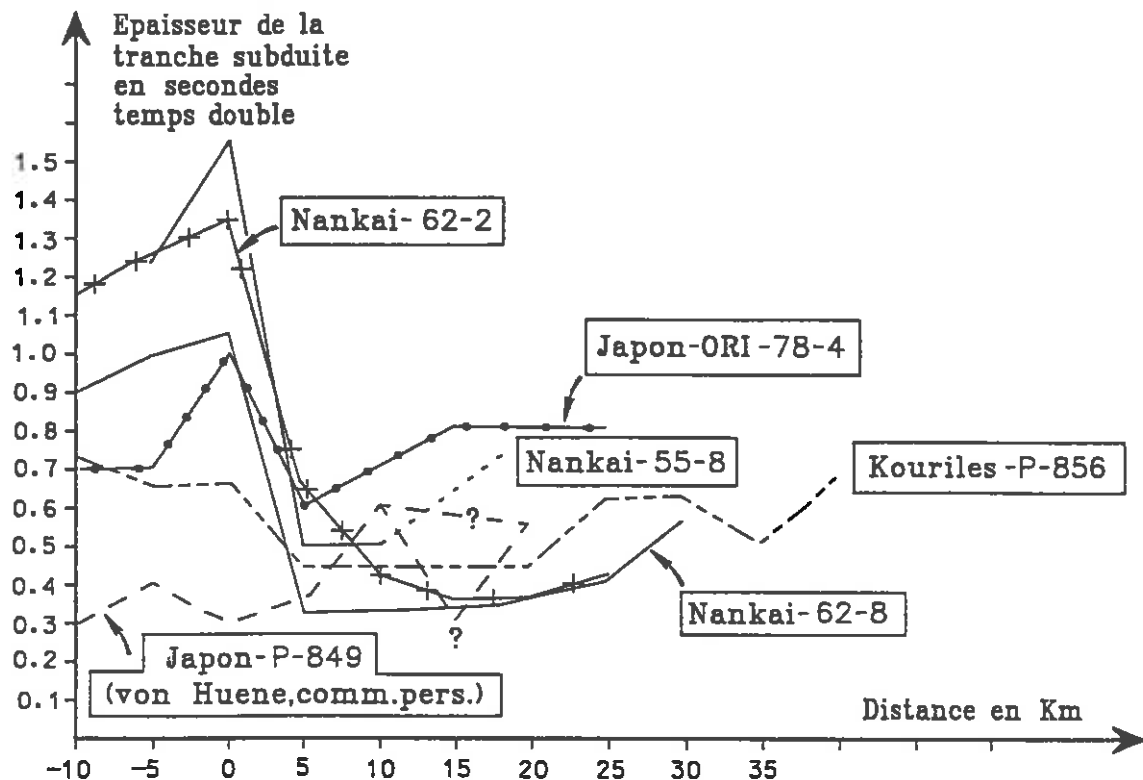


Fig. 7.1: Variations d'épaisseur de la tranche subduite en fonction de la distance à la fosse pour 3 transects au large du Japon SO (Nankai 55-8; 62-2 et 62-8), du Japon NE (P-849 et ORI 78-4) et du SE des Kouriles (P-856). En abscisse, la distance en km de part et d'autre de la fosse (0) et en ordonnée, l'épaisseur en secondes temps-double de la tranche subduite. Les références des profils sont indiquées dans le texte.

l'épaisseur diminue (plus vite qu'une diminution liée à la compaction), ce phénomène suggérerait alors une accréation sous-crustale (ou underplating) à la faveur d'une rampe par exemple.

Le diagramme 7-1 correspond aux valeurs obtenues le long de 5 profils dans les fosses japonaises, un au sud de la fosse des Kouriles, un au nord de la fosse du Japon et les trois autres dans celle de Nankai. L'examen des épaisseurs mesurées le long du profil ORI 78-4 (fosse du Japon) révèle que sur 1 seconde (std) de sédiments à la fosse, 40% participent à l'accréation frontale alors que 60% sont entraînés sous le décollement (voir Fig. 20 du chapitre 2). L'épaisseur augmente ensuite entre 5 et 15 km en arrière de la fosse jusqu'à atteindre 0.8 std, autrement dit, plus de 0.2 seconde de sédiments (si l'on tient compte de la compaction) sont venus se rajouter à la tranche subduite sur 10 km de distance. Cette augmentation d'épaisseur intervient là où les réflecteurs de la plaque supérieure apparaissent tronqués (von Huene et Culotta, 1989) et ne semble pas associée à la présence d'une dépression (graben) de la croûte océanique. D'autre part, l'uniformité de la couverture océanique dans la région, exclue une variation d'épaisseur aussi importante des sédiments océaniques. On peut donc supposer

que le décollement migre verticalement au sein du prisme dans cette région de sorte que le matériel qui se situait à la base de la plaque chevauchante se trouve finalement entraîné sous le décollement. Enfin, la tranche subduite conserve une épaisseur constante jusqu'à 25 km en arrière de la fosse, limite après laquelle il devient impossible de localiser le décollement. Donc, en ce qui concerne la partie frontale de la marge (les 25 premiers kilomètres), le transect est caractérisé par une accréation frontale sur les premiers kilomètres, et enfin une érosion tectonique active sur 10 km de longueur, puis une subduction passive des sédiments sur les 10 derniers kilomètres. Le profil P-856 au sud de la fosse des Kouriles (Fig.8) reflète sensiblement la même tendance (Schnurle et al., soumis). 35% des sédiments océaniques arrivant dans la fosse participent à l'accréation frontale alors que 65% passent dans la subduction (0.44 std). L'épaisseur des sédiments subduits augmente significativement (0.61 std) à partir d'une distance de 20 km en arrière de la fosse. On remarque, comme sur le profil ORI-78-4, une troncature des réflecteurs de la base du prisme dans cette même région.

Si l'on examine à présent le profil 62-8 (Fig.7-1 et 9) situé en face de l'île de Shikoku dans la fosse de Nankai (Moore et al., 1990), 70% des

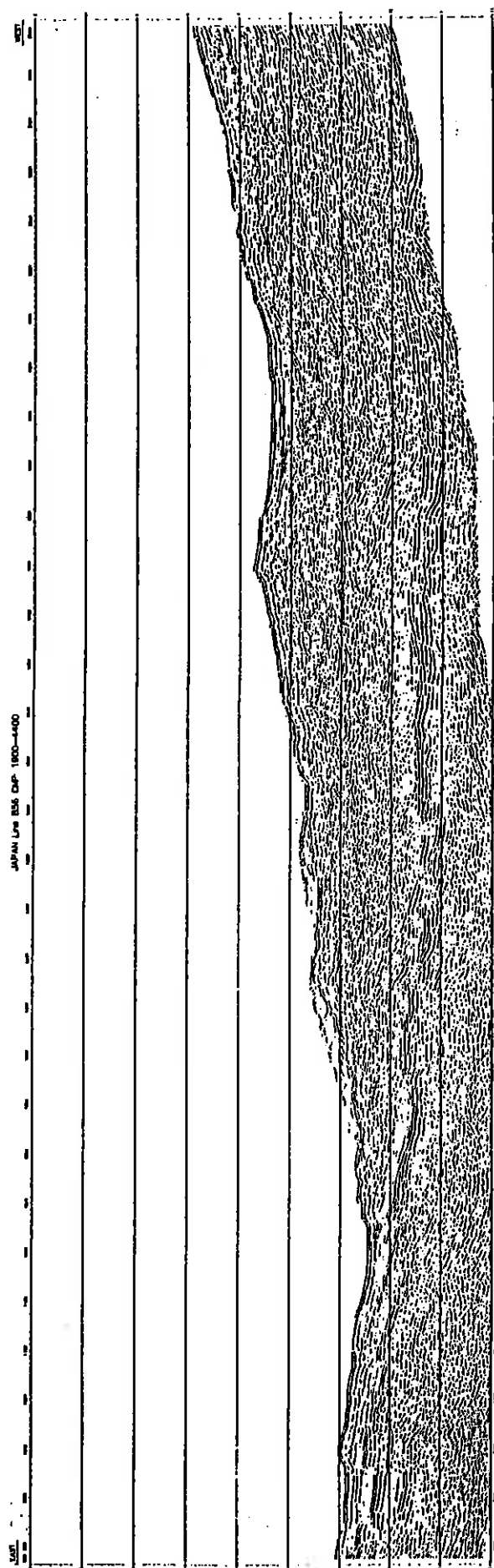


Fig. 8: Section temps migrée d'un profil en travers de la marge au SE des Kouriles: P 856 d'après Schurle et al. (soumis). Noter l'augmentation d'épaisseur de la tranche subduite lorsqu'on s'éloigne de la fosse ainsi que la troncation des réflecteurs basaux présumés représenter le substratum Crétacé de la marge.

sédiments entrants participent à l'accrétion frontale alors que 30% sont entraînés sous le décollement jusqu'à 15 km en arrière du front de déformation. Ce mécanisme simple est responsable de la structuration typique du prisme d'accrétion avec ses unités régulièrement imbriquées. A partir de 15 km, l'épaisseur de la tranche subduite se met à augmenter jusqu'à atteindre 0.55 seconde à 30 km (à comparer à 0.32 seconde au front). L'épaississement est progressif sur au moins 15 à 20 km et l'on peut dire, en tenant compte de la compaction, que l'épaisseur de la tranche subduite a doublé. Le même phénomène s'exprime, bien que moins franchement, sur le profil 62-2 situé à environ 80 km au sud-ouest du précédent. Il semble enfin, si l'on en croit les épaisseurs en kilomètres fournies dans Kawamura et Aoki (1986), que l'épaisseur augmente fortement 10 km en arrière de la fosse le long du dernier profil situé 80 km encore plus au sud-ouest du précédent. Chaque fois, le prisme est structuré, de manière homogène, là où la tranche subduite conserve son épaisseur et devient plus complexe en augmentant sa pente là où l'épaisseur subduite augmente.

Peut-on relier cette augmentation d'épaisseur à de l'érosion tectonique agissant sous le prisme loin en arrière de la fosse? Il est indiscutable que l'épaisseur augmente avec l'enfouissement, mais l'épaisseur de la tranche subduite dépend théoriquement du niveau de partitionnement des sédiments dans la fosse. Le Pichon et Henry

(soumis) ont en effet montré que le partitionnement des sédiments dépendait de la vitesse d'accumulation et de la nature des sédiments déposés dans la fosse. Donc, bien qu'étant plus ou moins contrôlé latéralement par la profondeur du niveau de décollement existant, celui-ci peut varier si les conditions de sédimentation dans la fosse varient. Etant donné que l'augmentation d'épaisseur intervient à partir de 10 à 20 km d'enfouissement et que la convergence est de l'ordre de 3 cm/an, est-il raisonnable de considérer que le niveau de partitionnement soit descendu progressivement (réduction de moitié de la tranche subduite) entre 1 et 0.5 Ma puis qu'il se soit maintenu au même niveau jusqu'à l'actuel? A priori, aucun événement catastrophique n'est intervenu durant cette période, hormis peut-être la subduction d'un "seamount" qui pourrait être responsable du rentrant de la marge près du profil 62-8 (Yamazaki et Okamura, 1989). D'après ces auteurs, sur la base de sa signature magnétique et morphologique, le "seamount" se trouverait actuellement enfoui 60 km en arrière de la fosse. D'autre part, Lallemand et al. (soumis) ont montré qu'un "seamount" entraînait dans son sillage une épaisseur importante de matériel appartenant à la marge. Les données, actuellement à notre disposition, ne nous permettent pas de retenir l'une ou l'autre hypothèse.

Le diagramme 7-2 représente la variation d'épaisseur de la tranche subduite le long de 3

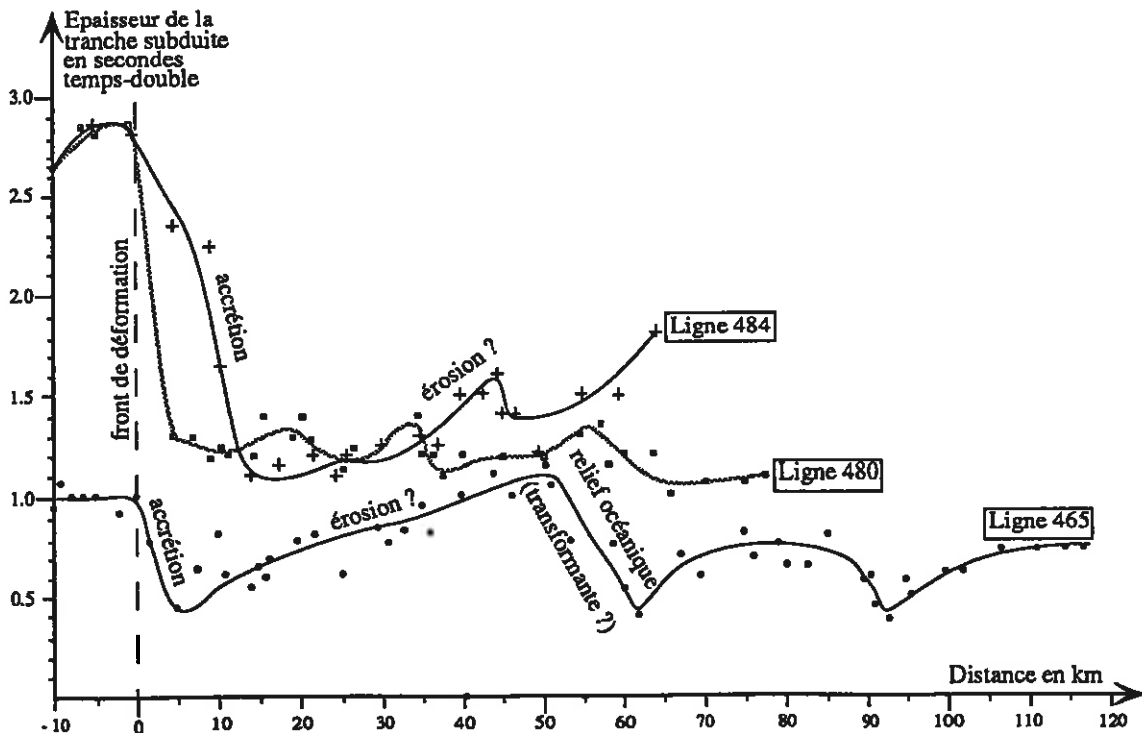


Fig.7.2: Variations d'épaisseur de la tranche subduite en fonction de la distance à la fosse pour trois transects au large des Petites Antilles.

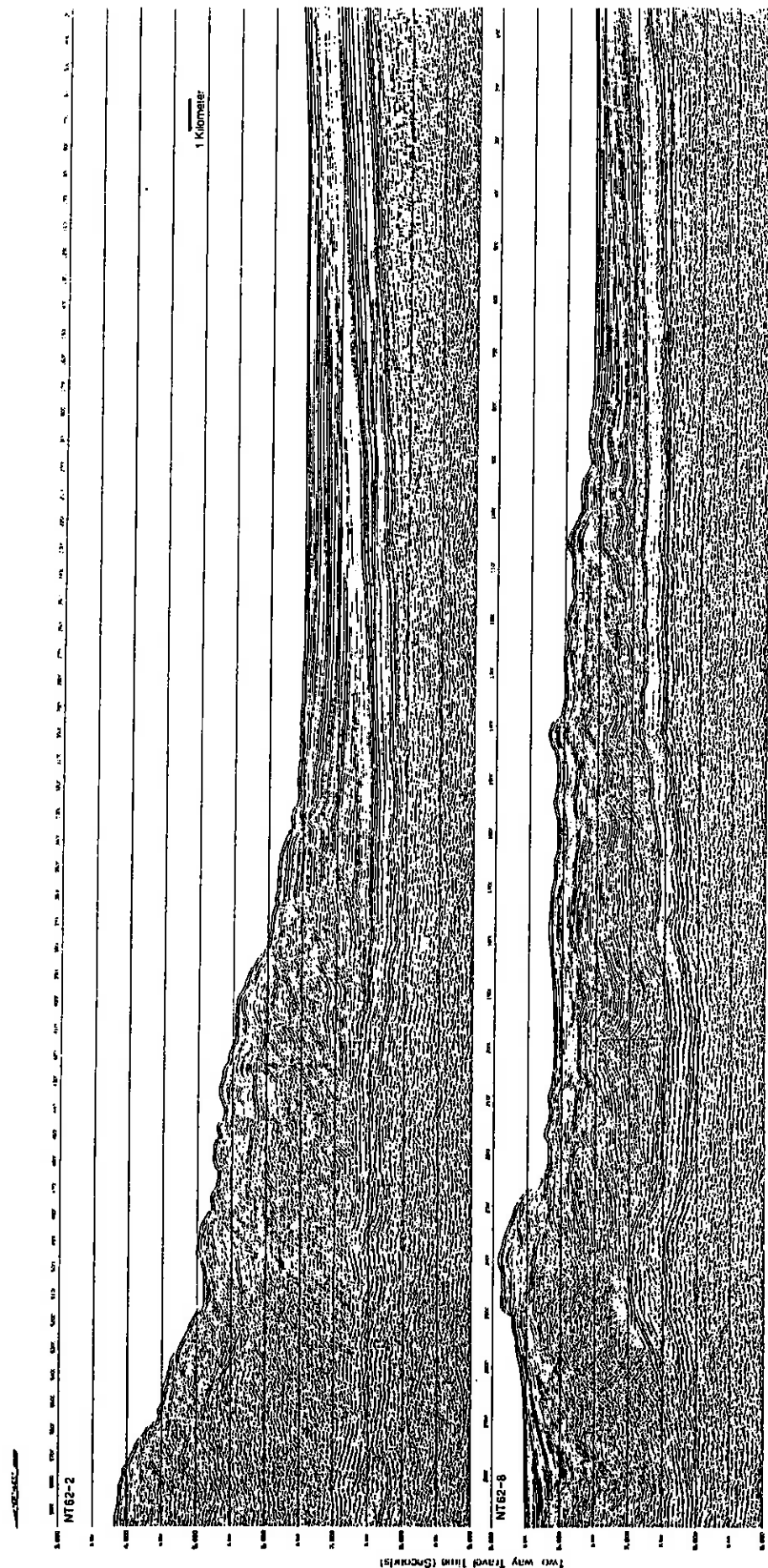


Fig. 9: Sections temps migrées de 2 profils en travers de la fosse de Nankai: NT 62-2 et NT 62-8 d'après Moore et al. (1990). Noter l'augmentation d'épaisseur de la tranche subduite lorsqu'on s'éloigne de la fosse, notamment sur la ligne NT 62-8. Certains réflecteurs basaux du prisme apparaissent tronqués là où l'épaisseur augmente.

profils situés au nord de la Barbade (Wesbrook et al., 1988; Bangs et al., 1990). Bien que ne présentant pas de structures en horsts et grabens, la croûte océanique atlantique en subduction possède une morphologie très irrégulière comme l'indiquent les nombreuses oscillations sur le diagramme. Néanmoins, la tendance générale montre nettement une augmentation d'épaisseur de la tranche subduite avec l'enfouissement sur le profil 484 et mieux encore sur le profil 465. En revanche, ce phénomène n'est pas observé sur le profil 480, situé pourtant entre les 2 autres, son épaisseur restant plus ou moins constante jusqu'à 80 km en arrière. L'épaisseur de la tranche a plus que doublé depuis la fosse jusqu'à 50 km en arrière le long du profil 465. A cette distance, un fort relief océanique crée une marche dans le socle (transformante?) responsable de la réduction brutale d'épaisseur de la tranche subduite qui se remet ensuite à augmenter avec l'enfouissement. L'évolution est identique, bien que plus nuancée le long du profil 484. Une fois de plus, doit-on relier cette variation d'épaisseur à une variation progressive du niveau de partitionnement des sédiments à la fosse ou bien au matériel entraîné dans le sillage de reliefs océaniques. Dans le premier cas, on ne peut pas parler d'érosion tectonique car c'est seulement une épaisseur plus importante de sédiments déposés dans la fosse qui est subduite. Remarquons seulement que l'épaisseur de la tranche subduite, 50 km en arrière de la fosse (1.15 std) dépasse l'épaisseur actuelle des sédiments de la fosse (1 std) sur le profil 465. Autrement dit, même en imaginant que l'épaisseur des sédiments déposés dans la fosse était supérieure il y a 2.5 Ma, aucune accréction ne pouvait avoir lieu car toute la séquence était subduite! Dans le second cas, en revanche, il s'agit bien d'érosion tectonique de la marge liée au passage d'une aspérité.

Le diagramme 7-3 décrit les 10 à 25 km frontaux de la marge le long de 5 profils au large des Nouvelles-Hébrides. L'érosion frontale est spectaculaire là où la Ride d'Entrecasteaux entre en collision avec la marge (ligne 12; Fisher, 1986), et au sud, là où elle est passée. En effet, on voit sur la ligne 12 que 33% des sédiments supérieurs présents dans la fosse participent à l'accréction frontale mais l'épaisseur de la tranche subduite double en l'espace de 10 km. Ce profil est situé en face du bassin central compris entre les rides nord et sud d'Entrecasteaux qui agissent comme les 2 lames d'un rasoir, autrement dit le décollement, contraint à sauter l'obstacle de la première ride, n'a pas le temps de reprendre sa position basale car la seconde ride est trop proche. Une épaisseur considérable de matériel appartenant à la plaque supérieure se trouve donc piégée sous le décollement (Lallemand et al., soumis).

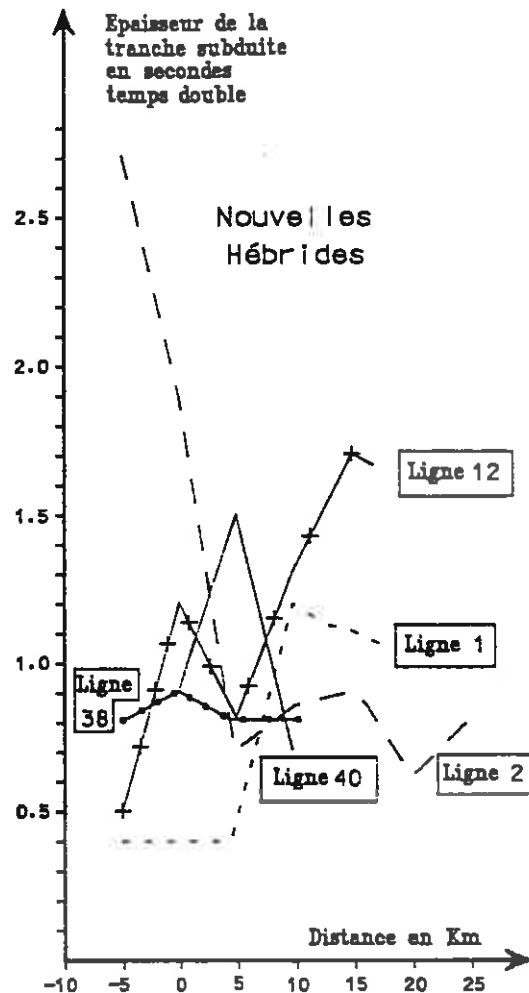


Fig. 7.3: Variations d'épaisseur de la tranche subduite en fonction de la distance à la fosse pour 5 transects au large des Nouvelles Hébrides (Lignes 1, 2, 12, 38 et 40).

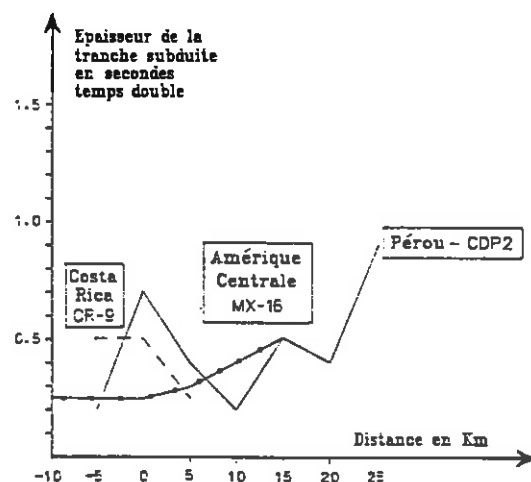


Fig. 7.4: Variations d'épaisseur de la tranche subduite en fonction de la distance à la fosse pour un profil au large de l'Amérique Centrale (MX-16), du Costa Rica (CR-9) et du Pérou (CDP 2).

L'augmentation d'épaisseur de la tranche subduite intervient dès le front de déformation sur au moins les 15 km frontaux de la marge d'Amérique Centrale (Fig. 7-4, Collins et Watkins, 1986), alors qu'aucuns sédiments ne participent à l'accrétion frontale. Le long de la ligne CDP2 au large du Pérou, 70% des sédiments déposés dans la fosse participent à l'accrétion frontale mais l'épaisseur de la tranche subduite quadruple entre 10 et 25 km en arrière de la fosse (Fig. 7-4). Enfin, aucune augmentation significative d'épaisseur est à noter en ce qui concerne la partie frontale des profils examinés au large des Aléoutiennes et de l'Oregon (Fig. 7-5).

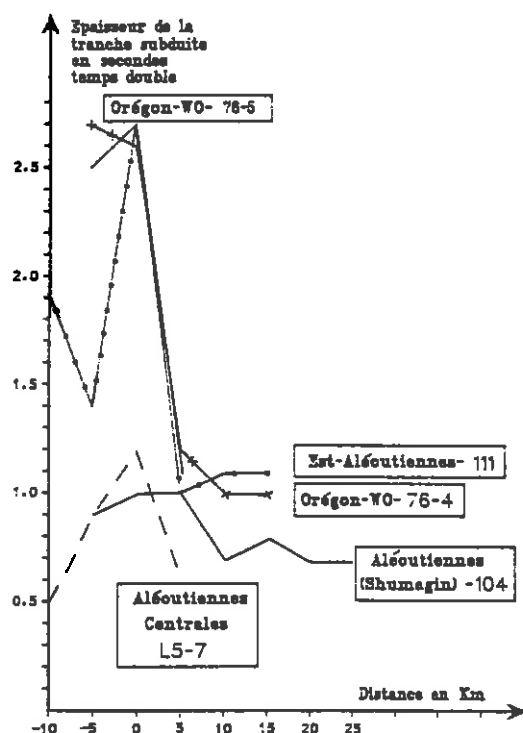


Fig. 7.5: Variations d'épaisseur de la tranche subduite en fonction de la distance à la fosse pour 3 profils situés au large des Aléoutiennes (L 5-7; 104 et 111) et 2 profils au large de l'Oregon (WO-76-4 et WO-76-5).

Nous voyons que ce critère, bien qu'attractif, n'est pas très aisé à manipuler car il souffre, d'une part d'une limitation de l'interprétation souvent à la partie frontale des prismes, faute de pouvoir imager les sections profondes, et d'autre part, lorsque la qualité des profils permet de visualiser les parties profondes (Nankai, Barbade), il est nécessaire d'émettre l'hypothèse que l'épaisseur des sédiments entrants est restée constante durant la période considérée pour en déduire qu'il y a eu érosion basale du prisme. Une autre limitation peut se présenter lorsque le degré de certitude sur la localisation du décollement est faible. En effet, de nombreux profils sismiques indiquent une série de

réflecteurs de forte amplitude parallèles au toit de la croûte océanique et l'on a coutume de tracer le décollement au sommet de cette séquence souvent épaisse mais s'agit-il entièrement de la séquence subduite ou bien d'"underplating" partiel ? Il faut bien reconnaître que les arguments en faveur d'une série épaisse en subduction ne sont pas toujours très solides. Enfin, j'ai émis l'hypothèse au départ que le cisaillement était localisé exclusivement au niveau du décollement et que par conséquent la vitesse de chaque particule sédimentaire était la même le long d'une colonne (pas de déformation interne de la série subduite). Cette hypothèse me paraissait raisonnable car les forages profonds ayant traversé le décollement et la séquence en subduction, dans le prisme de Nankai par exemple, montrent que le cisaillement est localisé dans une zone épaisse de 20 mètres seulement alors que la séquence subduite épaisse de 280 mètres ne présente aucun indice de cisaillement (Taira et al., 1992). Je dois toutefois signaler que des études réalisées sur des sédiments de la mer Noire indiquent un comportement partiellement visqueux (A. Shemenda, communication personnelle). En conséquence, des calculs ont montré qu'il était possible de doubler l'épaisseur des sédiments subduits si l'on considère l'existence d'un "contre-courant" au sein de la série subduite (Lobkovsky, 1988). De manière indépendante, un tel comportement avait été envisagé par Shreve et Cloos (1986) pour expliquer la remontée des schistes bleus en surface. Nous verrons dans le quatrième chapitre que le devenir des sédiments subduits est un problème extrêmement délicat qui mérite des études approfondies.

1.3. L'INDICATEUR LE PLUS SIGNIFICATIF: UNE FORTE SUBSIDENCE DE LA MARGE

L'indicateur apparaissant le plus significatif est l'enregistrement d'une *forte subsidence de la marge en l'espace de quelques millions d'années* (Fig.10). La démarche consiste à reconnaître un niveau témoin dans la marge dont on connait la paléoprosfondeur et qui montrerait un enfoncement progressif. Un tel niveau a été foré sur la marge japonaise en 1977 (Leg 57 du DSDP, Keller, 1980), celle des Mariannes en 1978 (Leg 60 du DSDP, Hussong et Uyeda, 1981), celle du Pérou en 1987 (Leg 112 d'ODP, von Huene et al., 1987), celles d'Izu-Bonin et des Mariannes en 1989 (Legs 125 et 126 d'ODP; Fryer et al., 1992; Taylor et al., 1992) ou encore celle des Tonga en 1991 (Leg 135 Scientific Party, 1992). A chaque fois, une subsidence de plusieurs kilomètres de la marge au Néogène était démontrée.

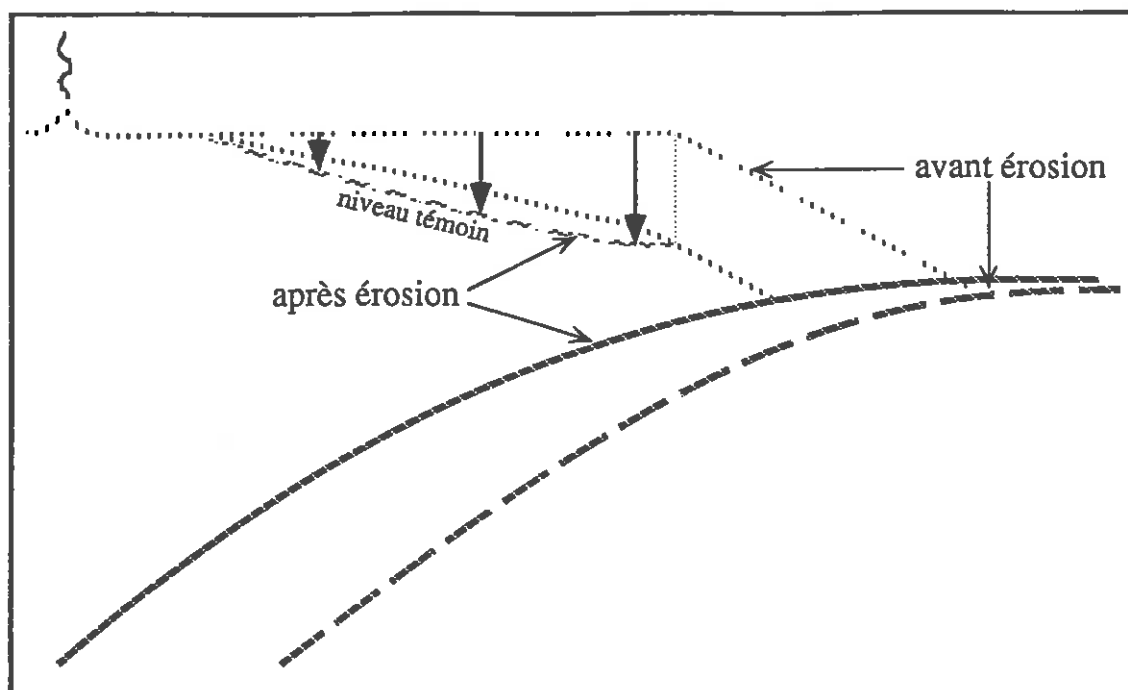


Fig.10: Schéma illustrant la subsidence différentielle du niveau témoin et donc de la marge, maximum près de la fosse. La reconstruction de la paléotopographie avant érosion implique nécessairement un ajustement du slab sous le prisme.

Il a été possible au Japon (à partir des foraminifères benthiques) de mettre en évidence une subsidence de la marge de 3 km au site 439 entre 24 et 2 Ma. La discordance, représentant le niveau témoin, a pu être suivie sur les profils sismiques jusqu'à une profondeur de 6 ± 0.5 km près de la fosse (von Huene et al., 1982) où le début de la subsidence a pu être daté à 15 Ma (Lallemand et al., 1992a, à partir d'une communication personnelle de Roland von Huene). Le site 460 sur la marge des Mariannes a traversé une séquence carbonatée Eocène-Oligocène à une profondeur de 6.5 km. Même si l'on ignore à quelle profondeur se trouvait la CCD à l'époque du dépôt, la subsidence de la marge atteint de toute façon plusieurs kilomètres. Le site 786 sur la marge d'Izu-Bonin se serait affaissé de 1.6 km depuis 40 Ma d'après les foraminifères benthiques (Kaiho, 1992) et de 3 km d'après la nature sub-aérienne des produits volcaniques Eocène (Lagabrielle et al., 1992). Les sites 679, 682 et 688 forés sur la marge péruvienne indiquent eux-aussi une subsidence de plus de 5 km durant les 8 derniers millions d'années (von Huene et al., 1987). Enfin, le site 841 foré sur la marge des Tonga indique une subsidence de plus de 6 km post-Eocène et probablement très récente.

Lallemand et al. (1992a) montrent que ni des effets thermiques ni un changement du niveau marin ne peuvent expliquer une subsidence excédant quelques centaines de mètres. D'autre part, une fuite latérale de la bordure continentale (problème du déshabillage continental évoqué

précédemment) ne peut être invoquée. En effet, la subsidence ayant eu lieu au Néogène, nous devrions d'une part être en mesure de détecter les blocs éventuellement déplacés, et cela supposerait d'autre part une convergence suffisamment oblique qui n'est pas documentée. Il reste donc une solution unique qui consiste à faire disparaître le matériel par le bas, c'est à dire à entraîner une partie de la marge dans la subduction. Von Huene et Lallemand (1990) puis Lallemand et al. (1992a), à partir des paléotopographies des marges japonaise et péruvienne, ont tenté de reconstruire leurs paléogéométries (avant érosion). Seules ces marges ont fait l'objet de reconstructions car il est nécessaire de connaître à la fois l'extension du niveau témoin le long d'un transect (données sismiques) et la chronologie de la subsidence (données de forages). Nous considérons que la lithosphère océanique en subduction n'est pas rigide mais ajuste sa profondeur en fonction du poids de la marge (Karig et al., 1976). Quelque soit le type de modèle envisagé pour la réponse de la plaque en subduction (isostatique ou élastique), il est nécessaire de défléchir la plaque plongeante si l'on épaissit la marge en remontant dans le passé. Autrement dit, 6 km de subsidence impliquent, suivant le modèle utilisé, plus de 7 km de matériel disparu en isostatique (densité constante) et plus de 20 km en élastique (densité croissante avec l'épaisseur de prisme)! La figure 11 illustre ce type de reconstruction, appliquée au Japon et au Pérou, en comparant les résultats obtenus à partir de différents modèles. Bien qu'apparemment

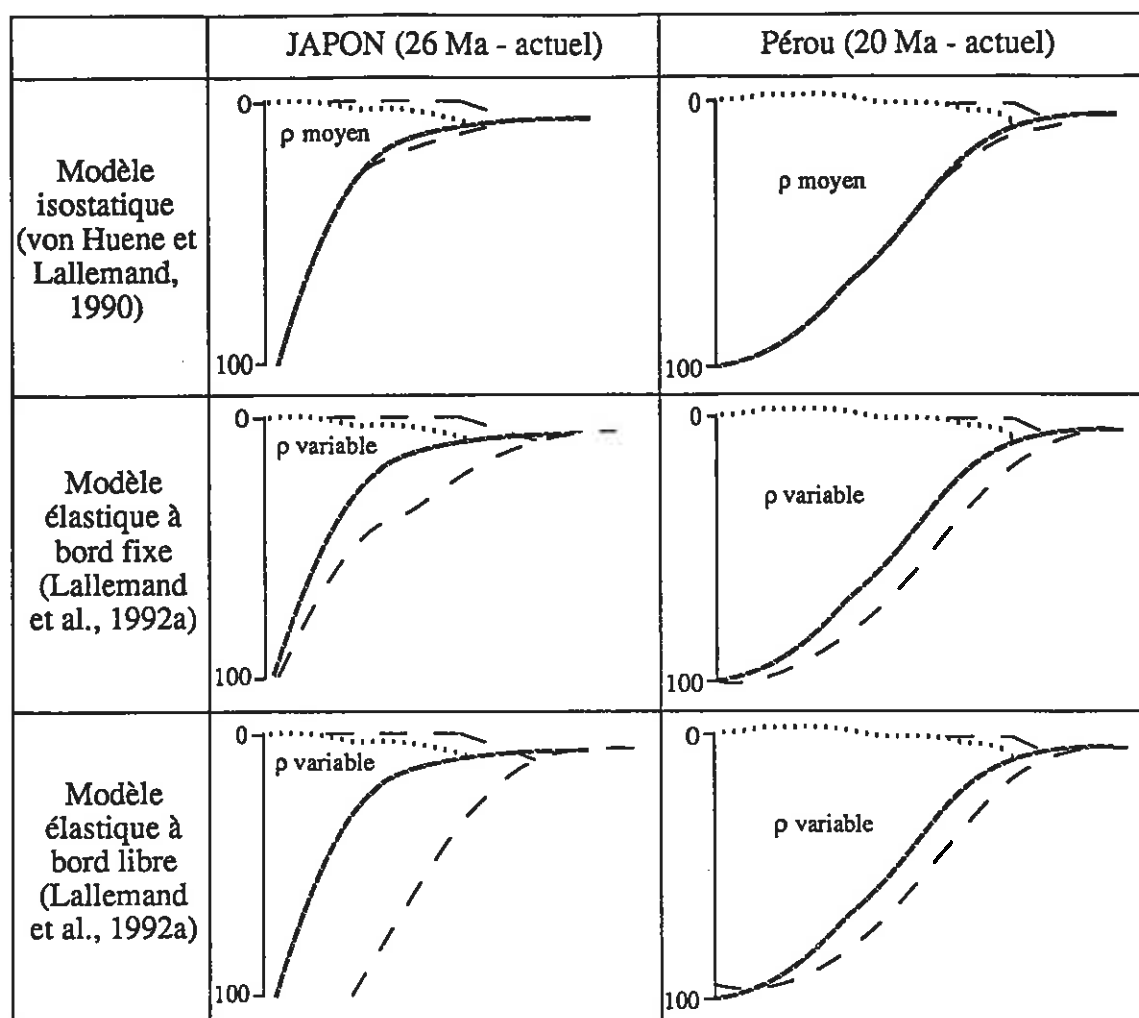


Fig.11: Différentes reconstructions de géométries des zones de subduction le long de 2 transects au large du Pérou et du Japon suivant les modèles utilisés. Les profils en pointillés correspondent aux stades avant érosion.

"surréalistes", les résultats obtenus avec un modèle élastique, tenant compte d'un bord libre à la base de la plaque plongeante, sont les seuls compatibles avec une migration simultanée de l'arc volcanique (Lallemand et al., 1992a). Une telle augmentation de l'épaisseur de la tranche "érodée" avec la profondeur alors que l'amplitude de la subsidence décroît avec la profondeur s'explique si l'on tient compte de l'augmentation de la densité moyenne de la colonne de roche, chevauchant la plaque, qui augmente vers l'arc ou le continent.

1.4. CONCLUSIONS

Il apparaît que la subsidence, si elle est prouvée, constitue l'indicateur incontestable de l'érosion tectonique. Il donne même en plus une mesure minimale de l'érosion lorsqu'on connaît la paléoprosfondeur d'un niveau témoin. La subsidence possède aussi l'immense avantage qu'elle reflète le régime global de la marge sans limitation de profondeur et sur une période bien

plus grande que celle obtenue avec le critère faisant intervenir l'épaisseur des sédiments subduits. Le problème est que nulle part ailleurs que le long de 2 transects au Japon et au Pérou, nous n'avons d'informations suffisantes sur la subsidence pour pouvoir notamment reconstruire les paléomarges. Hormis ces 2 exemples, nous sommes seulement sûr que 3 portions de marges ont subsidées au Néogène: dans les Mariannes, les Bonins et les Tonga grâce à 3 forages! Partout ailleurs, cela reste à prouver.

C'est donc en général, la réunion de plusieurs indicateurs, conjuguée si possible aux tests des conditions de validité de ces indicateurs en tant que preuves, qui permet de diagnostiquer l'érosion tectonique. L'accrétion, du moins lorsqu'elle est frontale, ne nécessite pas autant de précautions car on observe les structures imbriquées. L'érosion, en revanche, retire du matériel. Il ne reste donc à notre disposition que des indices témoignant de cette disparition. Je pense donc que les taux d'érosion tectonique

proposés jusqu'alors (von Huene et Lallemand, 1990; von Huene et Scholl, 1991; Lallemand et al., 1992a) sont largement sous-estimés pour 2 raisons principales. D'une part, ils ont chaque fois été calculés, avec une approche minimaliste, à partir des indices restant à notre disposition. Il va de soi par exemple que l'extension probable, côté océanique, du niveau témoin avant la période d'érosion tectonique fait que les reconstructions des paléotopographies ne peuvent être que partielles. D'autre part, il semble évident que nombre d'indices ont disparu avec le matériel lors de l'érosion.

2. QUELLES SONT LES CAUSES DE L'ÉROSION TECTONIQUE ?

Cette question est largement abordée notamment dans Lallemand et al. (soumis). Je tenterai donc, une fois de plus, de résumer les principaux résultats auxquels nous sommes parvenus sans toutefois les démontrer. Pour cela, il suffira de se reporter à l'article figurant dans le premier volume. Afin de ne pas être trop redondant par rapport à l'article, je tenterai de préciser les hypothèses (forcément limitatives) à partir desquelles les modèles ont été construits et je discuterai aussi les différences ou points de convergence avec les modèles proposés par d'autres auteurs. Notre approche part à la fois de l'observation des prismes actuels et de modélisations analogiques utilisant le sable comme matériau analogue. Le pont entre les 2 approches étant assuré par la théorie de Coulomb appliquée aux prismes d'accrétion (Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1984; Dahlen, 1984; Dahlen, 1990).

2.1. QU'OBSERVE-T-ON LA OU L'ÉROSION TECTONIQUE EST PROUVÉE ?

Le problème, qui surgit lorsque l'on se pose une telle question, est le suivant: doit-on considérer qu'une marge, qui est le siège d'accrétion frontale, puisse aussi être érodée de manière sous-crustale? Compte-tenu des observations sur l'épaisseur croissante des sédiments subduits, démontrée dans le premier chapitre le long de certaines marges en accrétion, on est en droit d'émettre quelques réserves sur la simple classification des marges suivant qu'elles enregistrent ou non de l'accrétion à leur front. Ce critère, disons "classique", a été utilisé dans un premier temps par Lallemand et al. (soumis, voir tableaux 2, 3, 4 et figure 9 de l'article) pour distinguer les caractéristiques de l'un ou l'autre type de prisme. Néanmoins, à la lumière des conclusions du premier chapitre, nous tenterons une autre classification basée sur l'existence ou non d'indicateurs fiables d'une érosion tectonique, sans nous préoccuper de l'existence ou de l'absence d'accrétion. Ainsi, du fait de l'accrétion active au front de la fosse du Japon, cette fosse apparaissait dans le groupe des prismes "intermédiaires" dans l'article. Nous considérerons à présent que la subsidence enregistrée au Néogène ajoutée à la troncature des réflecteurs à la base du prisme qui se corrèle avec l'augmentation d'épaisseur des sédiments subduits (actuellement) forment un faisceau

d'indicateurs permettant la classification de la fosse du Japon parmi les marges enregistrant une érosion tectonique.

Nous distinguerons donc dans le tableau 2, deux pôles extrêmes parmi les différents types de marges: celui où l'érosion tectonique est prouvée (type EP comme érosion prouvée) et celui où aucun indicateur d'érosion tectonique n'a pu être mis en évidence (type ENS comme érosion non suggérée). Ainsi, nous retiendrons dans le premier groupe (EP) uniquement les portions de marges ayant enregistré une forte subsidence au Néogène comme les fosses du Japon (vers 40°N), du Pérou (vers 9°S), des Tonga (vers 24°S) ou des Mariannes (vers 18°N). Nous ne retiendrons, d'autre part, dans le second groupe (ENS) que les portions de marges des Petites Antilles (vers 14°N), d'Hikurangi (vers 41°S), des Aléoutiennes (vers 54°N) et de l'Orégon (vers 44°N). La plupart des autres marges méritent de plus amples reconnaissances afin de pouvoir être classées. Notons au passage qu'un classement dans le type EP n'exclut pas une accrétion active au front. C'est d'ailleurs au moins le cas du Japon et du Pérou. On remarquera aussi que j'ai dû limiter les exemples à des portions de marges car on a vu par exemple dans le premier chapitre que l'épaisseur des sédiments subduits ne variait pas forcément dans le même sens suivant les profils choisis sur une même marge (Barbade, Aléoutiennes). De même, la subsidence n'est prouvée que localement grâce aux forages dans le groupe EP. L'extrapolation de ces résultats le long de toute une marge ne serait de toute évidence pas rigoureuse.

Globalement, les conclusions que l'on peut tirer du tableau 2 diffèrent peu de celles auxquelles nous étions parvenu en classant les marges en fonction ou non d'une accrétion active (Lallemand et al., soumis). Malgré de fortes variations d'une marge à une autre du même type, la pente en surface du prisme excède 3.8° là où il y a de l'érosion et ne dépassent pas cette valeur dans le second groupe. En moyenne, la pente en surface est 4 à 5 fois plus importante dans le premier groupe. Il en va de même pour la pente du décollement qui est deux fois plus élevée dans le groupe EP. L'épaisseur des sédiments dans la fosse est deux fois moins élevée dans les marges de type EP avec toutefois



Prisme	pente en surface	pente du décollement	épaisseur des sédiments à la fosse: T	vitesse de convergence orthogonale: V	produit Tx V ou flux de sédiments entrants	rejet vertical des failles océaniques	présence de reliefs océaniques
Portions de marges où l'érosion tectonique a été prouvée - type EP							
Japon vers 40°N ¹	3.9°	5.8°	0.9 km	105 km/Ma	95	0.4 km	chaîne de seamounts distante de 100 km des profils
Pérou vers 9°S	4.4°	7.6°	1.0 km	100 km/Ma	100	0.7 km	ride de Nazca distante de 800 km du profil; balayage il y a 10 Ma
Tonga vers 23°N	12.5°	12.0°	0.4 km	165 km/Ma	66	1.0 km	ride de Louisville distante de 200 km, balayage il y a 2 Ma
Mariannes vers 18°N ²	8.0°	?	1.0 km	90 km/Ma ³	90	0.1 km	nombreux seamounts distants de quelques km
Moyennes sur 4 marges de type EP	7.2°	8.5°	0.8 km	115 km/Ma	88	0.5 km	oui
Portions de marges ne présentant aucun indicateur d'érosion tectonique - type ENS							
Petites Antilles vers 14°N	0.7°	4.4°	1.0 km	20 km/Ma	20	0	ride de Tiburon distante de 100 km et ride de Barracuda à 200 km
Hikurangi vers 41°S	1.1°	4.5°	1.7 km	40 km/Ma	68	0	nombreux petits seamounts et ride de Chatham distante de 200 km
Aléoutiennes vers 54°N	3.8°	6.0°	0.4 km	65 km/Ma	26	0	seamounts distants de 200 km
Orégon vers 44°N	1.0°	4.3°	4.1 km	30 km/Ma	123	0	non
Moyennes sur 4 marges de type ENP	1.6°	4.8°	1.8 km	39 km/Ma	59	0	oui mais de moindre importance
1 moyenne sur 3 profils situés à 39°40'N, 40°10'N et 40°40'N; 2 d'après Mrozowski et al., 1981; 3 d'après von Huene et Scholl, 1991							

Tableau 2: Comparaison de certains paramètres caractérisant les transects où l'érosion tectonique est prouvée par la subsidence de la marge et celles où aucun indicateur d'érosion tectonique n'a pu être mis en évidence. Le critère de classification des marges dans ce tableau diffère de celui utilisé dans Lallemand et al. (soumis). En effet, les marges avec ou sans accretion étaient comparées dans l'article.

des variations importantes qui se corrélaient parfaitement avec les vitesses de convergence (l'épaisseur décroît lorsque la vitesse augmente car les sédiments ont tout simplement moins de temps pour s'accumuler; cette explication se vérifie bien en faisant le produit $T \times V$ qui ne permet pas de distinguer l'un ou l'autre type de marge, voir tableau 2). La vitesse de convergence est clairement plus élevée (supérieure à 9 cm/an) dans les marges de type EP que dans l'autre groupe (inférieure à 6.5 cm/an). Les marges du type ENS ne présentent pas de failles océaniques à l'inverse des autres où le rejet vertical moyen atteint 500 m. Enfin, bien que de moindre importance le long des marges de type ENS, les reliefs océaniques sont présents dans les deux groupes. Il apparaissait néanmoins dans l'article de Lallemand et al. (soumis) que le volume de ces reliefs était bien plus important près des prismes sans accréation.

Que ressort-il de ce type de comparaison?

1- Les pentes de surface et du décollement sont beaucoup plus importantes là où l'érosion est active. Que la pente de surface soit plus importante n'est guère étonnant lorsque l'on sait que l'érosion retire du matériel crustal sous la marge. Cela pose néanmoins quelques petits problèmes lorsque cette augmentation de la pente de surface est associée à une augmentation de la pente du décollement et donc de la plaque plongeante. En effet, la théorie de Coulomb appliquée aux prismes (Dahlen, 1984) prévoit qu'à régime et paramètres (frictions et pressions de fluides) constants, la pente de surface doit diminuer lorsque la pente du décollement augmente et réciproquement. Autrement dit, soit le régime a changé (de compressif à passif par exemple si les deux pentes augmentent simultanément), soit les paramètres ont changé (augmentation de la friction basale par exemple). D'autre part, pourquoi la pente de la plaque plongeante est-elle plus importante lorsque l'érosion est active? Est-ce la pente qui conditionne le régime (érosif ou non) ou bien la pente s'ajuste-t-elle au nouveau régime? Dans le premier cas, nous disposerions d'une cause responsable de l'érosion alors que dans le second, nous aurions seulement une conséquence. Je crains qu'il ne s'agisse que d'une conséquence car une forte pente de décollement pourrait très bien être associée à une faible pente de surface comme le prévoit le modèle de Coulomb à régime constant. En revanche, un raccourcissement de la marge lié à une érosion frontale aura tendance à concentrer le poids de celle-ci sur une surface plus restreinte de plaque océanique. Cette dernière aura donc tendance à s'enfoncer en vertu du principe d'isostasie (Lallemand et al., 1992a).

2- Nous l'avons vu, l'épaisseur des sédiments présents dans la fosse n'est pas significative car elle se corréle assez bien à la vitesse de convergence. En revanche, Xavier Le Pichon (communication personnelle) fait remarquer que plus le partitionnement des sédiments dans la fosse a lieu haut dans la série (et à fortiori s'il n'y a pas de partitionnement; toute la série est subduite), plus les sédiments subduits sont gorgés d'eau, la porosité diminuant avec la profondeur d'enfouissement. Autrement dit, même si la faible épaisseur de sédiments entrants est due à la forte vitesse de convergence, il n'en demeure pas moins que les sédiments subduits seront vraisemblablement plus hydratés là où l'épaisseur initiale était faible. On peut donc raisonnablement se demander si l'érosion tectonique ne serait pas liée plus ou moins directement à la teneur en eau des sédiments subduits. Ce fort potentiel en eau combiné à une faible perméabilité des séries sus-jacentes pourrait en effet provoquer une hydrofracturation de la roche (von Huene et Lee, 1983; Platt, 1989).

3- La vitesse de convergence est trois fois plus élevée en moyenne là où l'érosion est active. Il ne peut s'agir cette fois-ci que d'une cause car les vitesses sont liées à la cinématique globale et non aux régimes des prismes chevauchants. Etant donné que le modèle de Coulomb qui s'applique assez bien aux prismes est indépendant du temps et donc de la vitesse de convergence, l'explication la plus simple serait que lorsque la vitesse est forte, les sédiments subduits disposent de moins de temps pour se déshydrater là où le prisme est mince (Moore, 1989). Cette observation est d'autant plus vraie que l'érosion est ancienne et donc le taper grand, car le poids de la colonne de prisme augmentera encore plus rapidement. Comme au point 2, on peut donc s'attendre à ce que l'hydrofracturation de la base du prisme soit facilitée par une forte vitesse de convergence.

4- Il est incontestable que les escarpements de failles océaniques jouent un rôle dans l'érosion tectonique. D'une part, ils sont systématiquement présents près des marges de type EP et absents près des marges de type ENS. D'autre part, le mécanisme de remplissage des grabens par le matériel du prisme a été démontré, entre autre, par von Huene et al. (1986; 1989) au Japon et au Pérou.

5- Il convient d'être prudent en ce qui concerne la présence de reliefs océaniques prêts à être subduits car, bien qu'apparaissant dans les deux groupes, ils sont considérablement moins développés près des marges de type ENS. Il a été décrit, sinon démontré, pour les 4 transects de type EP que des reliefs océaniques étaient à

l'origine ou avaient accéléré le processus d'érosion tectonique (Hussong et Uyeda, 1981; von Huene et Lallemand, 1990; Pelletier et Dupont, 1990; Lallemand et al., 1992b; Lallemand et al., soumis). Je ne reviendrai pas sur les arguments développés dans ces articles car bon nombre d'entre eux figurent dans le volume 1. Aucun relief n'est signalé au large de la fosse d'Oregon vers 44°N, quant aux trois autres marges, aucune évidence d'interaction entre les tronçons déjà subduits des rides ou des chaînes de seamounts avec la portion de marge considérée n'a encore été signalée.

2.2. APPORTS D'UNE SIMULATION EXPERIMENTALE DE L'EROSION TECTONIQUE

Compte-tenu de l'impossibilité de visualiser dynamiquement l'érosion tectonique dans les prismes, nous avons jugé utile de réaliser plusieurs expériences de simulation en laboratoire. La limitation du problème au prisme de Coulomb (du moins dans un premier temps) nous permet d'utiliser le sable sec comme matériau analogue car il obéit lui-aussi à la loi de Mohr-Coulomb. Une vingtaine d'expériences ont été réalisées au laboratoire de Tectonique de l'Université de Montpellier avec l'aide de Jacques Malavieille. Les résultats de ces expériences ont fait l'objet de deux articles figurants dans le volume 1 (Lallemand et al., 1992b; Lallemand et al., soumis). Sans reprendre, ni la procédure, ni le détail des expériences, je discuterai leur choix par rapport aux problèmes naturels ainsi que les résultats majeurs.

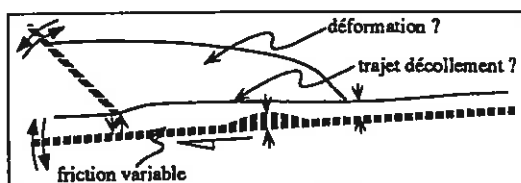


Fig.12: Schéma montrant les différents paramètres variables d'une expérience analogique.

La figure 12 schématise les différentes conditions aux limites imposées aux modèles. L'inconnue (résultat de l'expérience) est toujours le type de déformation observé dans le prisme en liaison avec le trajet utilisé par le décollement. L'inclinaison de la butée (représentant par exemple le substratum de la marge) et de la plaque mobile (représentant la croûte océanique) ont peu d'effets sur les résultats. D'une part, si l'angle que fait la butée avec la plaque mobile diffère trop de l'angle de friction interne du sable, un rétro-chevauchement se forme à l'intérieur du prisme et joue le rôle d'une butée néoformée. D'autre part, il est aisé de relier l'angle de plongement de la plaque mobile avec l'angle topographique grâce à la théorie du prisme de

Coulomb. Il n'est donc pas nécessaire d'incliner la plaque et donc de compliquer les calculs. En revanche les autres conditions aux limites, telles que l'ouverture à la base de la butée, l'épaisseur du sable entrant, les reliefs fixés sur la plaque mobile ou la friction sur la plaque, méritent d'être testées car elles influent directement sur la déformation dans le prisme.

2.2.1. INFLUENCE DE L'OUVERTURE A LA BASE DE LA BUTEE EN LIAISON AVEC LA FRICTION BASALE

S'il n'y a pas d'ouverture pratiquée à la base de la butée et que la pente initiale du prisme est sous-critique, le prisme adoptera alors un profil dit "critique" prédit par la loi de Coulomb (Fig.13). L'angle topographique α (constant) sera alors fonction des frictions interne μ et basale μ_b du prisme ainsi que de l'inclinaison de la plaque β (Davis et al., 1983). Cette situation - passage d'un stade sous-critique à un stade critique - est celle rencontrée au front des prismes d'accrétion, car chaque incorporation d'une nouvelle unité au front a pour effet de réduire localement la pente du prisme. Celui-ci se déforme alors pour restaurer une pente uniforme critique. Inversement aucune déformation ne se produira si la pente initiale du prisme excède la valeur critique car le prisme sera stable sous l'effet d'un glissement sur sa base. La théorie, confirmée par les expériences, prévoit que la pente topographique augmente lorsque la friction basale augmente.

Dans les expériences, la friction est seulement fonction de la résistance au cisaillement entre les grains de sable eux-mêmes ou entre les grains et le matériau constituant la plaque mobile. Dans les prismes, en revanche, la friction efficace μ^* correspond à la friction dans le matériau sec diminuée d'un facteur dépendant du rapport de la pression de fluide λ . Ainsi $\mu^* = \mu(1 - \lambda)$, λ étant le rapport de la pression hydrostatique à la pression lithostatique. Autrement dit, nous opérons une double simplification dans les expériences. La première consiste à négliger l'influence des fluides sous pression, donc à maximiser la friction basale. La seconde est de considérer la friction comme constante sous le prisme alors que les auteurs s'accordent à penser que la pression de fluide et donc la friction efficace varie de manière significative au front d'un prisme (voir discussion dans Lallemand et al., soumis). La friction basale efficace: μ_b^* aura tendance à augmenter dans les premiers kilomètres en réponse à l'enfouissement des sédiments gorgés d'eau, puis à diminuer au fur et à mesure de leur déshydratation.

Une troisième limitation des modèles apparaît lorsqu'une ouverture est pratiquée à la base de la butée. Le meilleur moyen de simuler l'érosion

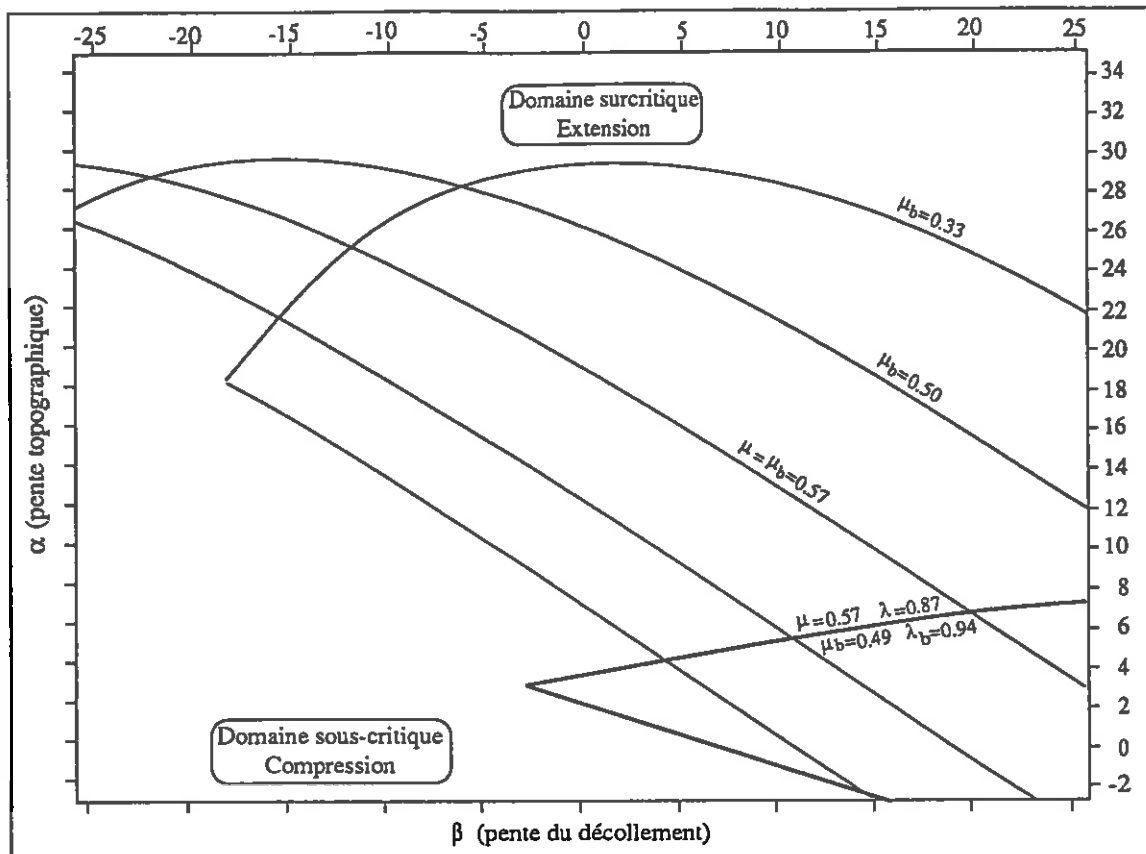


Fig. 13: Diagramme de stabilité d'un prisme pour différents paramètres caractéristiques. Les pentes topographiques en ordonnée et du décollement en abscisse sont données en degrés. 3 enveloppes de stabilité sont représentées pour des prismes constitués de sable sec avec différentes frictions basales mais à friction interne constante (0.57). Par définition, les pressions de fluides sont nulles faute de fluides. On remarque que le domaine stable est d'autant plus grand que la friction à la base est faible. Par comparaison, une enveloppe moyenne de stabilité dans un prisme d'accrétion est représentée avec un trait plus fort. On voit que l'extension est alors possible pour des valeurs de la pente topographique beaucoup plus faibles que dans le cas du sable. Enfin, le domaine de stabilité se réduit à une courbe si les frictions interne et basale sont égales dans le cas du sable.

sous-crustale d'un prisme consistait en effet à permettre au sable de s'échapper sous la butée. Le problème est que, dès l'instant où une tranche de sable s'échappe, un décollement est néoformé dans le prisme (Fig. 12). A partir de ce moment, la friction basale responsable de l'équilibre ou de la déformation du prisme devient en fait la friction interne du sable et non la friction basale avec la plaque. Compte-tenu de toutes ces simplifications, on montre que l'épaisseur de la tranche de sable entraînée sous le décollement néoformé est fonction des frictions interne et basale (contre la plaque), de l'ouverture sous la butée et de l'épaisseur de la colonne de prisme sus-jacente. Bien que cette épaisseur varie le long du prisme (car fonction de l'enfouissement), on constate qu'elle augmente considérablement lorsque la friction basale diminue (Lallemand et al., soumis). Du fait que l'épaisseur de sable entraînée a peu de chances d'être égale à l'ouverture sous la butée, on a nécessairement 2 zones de cisaillement actives, l'une contre la plaque et l'autre néoformée dans le prisme (Fig. 14). Une telle situation, avec 2

niveaux de décollement, peut-elle se produire dans la nature? Je dirais que d'une part, si les niveaux entraînés sont parallèles entre eux, il sera très difficile de visualiser ces 2 niveaux et d'autre part, tout dépendra de l'ouverture permise entre le substratum et la croûte océanique. Si un équilibre est atteint entre la plaque plongeante et le substratum de l'arc ou du continent, il est probable que toute la série subduite parvenant à ce stade passera sans être déformée. Dans ce cas, un seul décollement, comme nous avons coutume de le décrire, est suffisant. Quoiqu'il en soit, nous disposons encore aujourd'hui de très peu d'informations ne serait-ce que sur la géométrie des "backstops"³ (e.g. Byrne et al., 1992). Disons simplement que certaines marges comme le Pérou ou les Kouriles présentent des substratums clairement imagés par la sismique qui montrent une épaisse série possiblement en subduction à leur base (von Huene,

³ backstop ou buttress sont les termes anglais désignant le noyau résistant de la marge contre lequel s'accrètent les sédiments

communication personnelle). Roland von Huene, pour sa part, défend l'idée de l'action de plusieurs "buttress"³ au sein d'une même marge: un "core-buttress" correspondant au socle même (indéformable) de la marge et un "active-buttress" (peu déformable) situé dans le prisme d'accrétion et constituant une frontière mécanique limitant la déformation à la partie frontale du prisme (von Huene et Scholl, 1991).

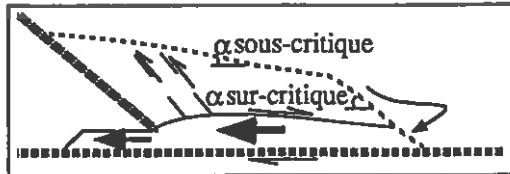


Fig.14: Déformation typique d'un prisme de sable soumis à un retrait de matériel sous le backstop sans qu'aucun apport frontal (accrétion) ne soit permis

Finalement, il semble que l'épaisseur de la tranche subduite en fonction de la friction à la base d'après les expériences ne soit pas directement exploitable, faute de mieux connaître le rôle joué par le backstop dans la nature. Il subsiste néanmoins le fait que le prisme se déforme en réponse à la disparition de sable à la base. L'alimentation de la tranche de sable passant sous la butée se fait principalement au front car la localisation du décollement varie peu dans le temps. Globalement, on constate que le prisme cherche à atteindre un profil critique correspondant à une friction maximum à la base (friction interne du sable). Il reste donc en compression, sauf au front où il devient très rapidement surcritique s'il n'y a pas de sable entrant venant remplacer le sable entraîné à la base (Fig. 14). Nous reviendrons sur cet aspect dans le chapitre suivant car il pose le problème du régime des prismes soumis à de l'érosion tectonique.

Si l'on examine le cas où 2 fois plus de sable entre dans le prisme qu'il n'en sort (2 cm d'accrétion pour 1 cm d'érosion par exemple), on retrouve le même comportement du prisme en arrière lié à l'ouverture sous la butée, mais la partie frontale possède tous les caractères d'un prisme d'accrétion (Fig. 15, Lallemand et al., soumis). Les 2 domaines sont donc à l'état critique, l'un correspondant à la faible friction sur la plaque (au front) et l'autre à la friction maximale sur le décollement néoformé (chevauchement hors-séquence en arrière). Le profil est localement surcritique à l'émergence du décollement néoformé car le prisme participe à l'alimentation de la tranche de sable destinée à être subduite. Un tel scénario pourrait s'appliquer au prisme de Nankai tel qu'il apparaît sur le profil 62-8 (Fig. 9).

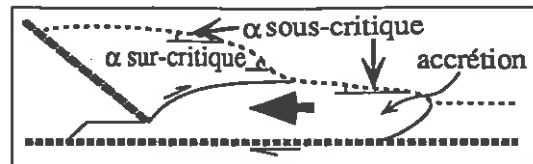


Fig.15: Prisme de sable auquel on retire sous le backstop une épaisseur moitié moindre que celle qui est apportée au front

En conclusion, toute diminution de volume d'un prisme par retrait de matériel à la base implique localement dans les expériences des pentes surcritiques dues à l'alimentation par le prisme de la tranche subduite. De telles pentes, correspondant en fait à l'angle de repos du sable soit 30°, s'observent au front du prisme si l'accrétion frontale n'est pas permise et en arrière si accrétion il y a. Il est difficile de conclure que le prisme reste à l'état critique lorsque l'érosion est active car la friction étant maximale le long du décollement néoformé, il n'existe pas de domaine de stabilité pour le prisme. En effet, ce domaine est réduit à une droite lorsque $\mu = \mu_b$ (Fig. 13). Il faudrait pouvoir imposer une érosion avec une friction moindre sur le décollement afin de tester le régime du prisme.

2.2.2. INFLUENCE DE LA SUBDUCTION D'UNE ASPERITE DE LA PLAQUE

Différents types d'aspérités en subduction ont été testées au cours de 4 expériences décrites dans Lallemand et al. (soumis). Il s'agissait de horsts et grabens, "seamount", ride et écaïlle de socle. Il est apparu dans l'expérience faisant intervenir des horsts et grabens recouverts de sable, que les grabens étaient remplis par le sable du front du prisme à leur passage. Le décollement adopte un profil moyen permettant de piéger le sable de remplissage des grabens. Il s'ensuit donc une subsidence importante de la partie frontale du prisme (Fig.16). Un tel phénomène est observé dans la nature au Japon (von Huene et al., 1989), au Pérou (von Huene et al., 1986) ou encore aux Tonga (Ballance et al., 1989) mais ne semble pas s'appliquer totalement au Costa-Rica (Shipley et Moore, 1986) peut-être pour des raisons lithologiques ou encore du fait du faible rejet vertical des failles océaniques.

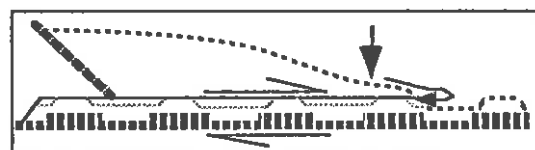


Fig.16: Déformation d'un prisme de sable lorsque des horsts et grabens sédimentés passent en subduction

Les trois autres expériences ("seamount", ride ou écaïlle de socle) parviennent globalement au même résultat. Notons d'une part que le sable ne

peut pas s'échapper sous la butée dans ces expériences afin que la déformation du prisme en réponse à une érosion basale ne vienne pas interférer avec celle liée à la subduction de l'aspérité. D'autre part, il est utile de signaler que l'aspérité entre sous un prisme d'accrétion déjà structuré et que l'accrétion frontale est permise, sinon imposée, tout au long des expériences.

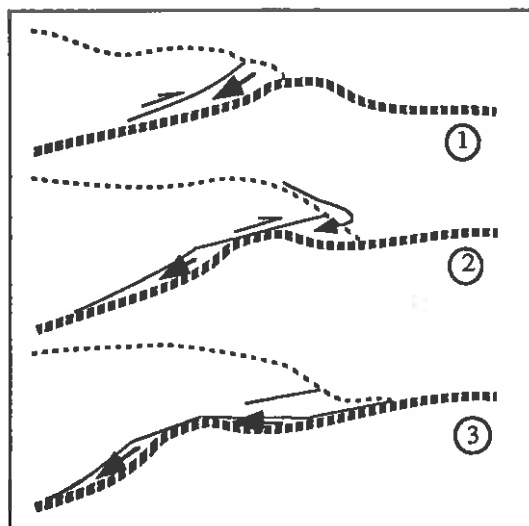


Fig.17: Schéma illustrant les différentes phases d'enfouissement d'un relief océanique sous un prisme et mécanisme d'entraînement du matériel appartenant initialement au prisme

1- Le prisme s'épaissit tout en se raccourcissant juste avant et pendant l'incorporation de l'aspérité car le décollement a été dévié verticalement au voisinage de l'aspérité. Cette migration vers le haut du décollement empêche l'incorporation de nouvelles unités au front du prisme et donc le retour à un profil critique. Ce phénomène est bien illustré dans la nature par le bombement et l'indentation de la marge au voisinage d'une aspérité en subduction (Lallemand et al., 1986; 1989; 1990; 1992b; Lallemand et Le Pichon; 1987).

2- Le profil moyen du décollement au front de ce que nous considérerons comme un poinçon (il s'agit en fait probablement d'une ligne de glissement correspondant à un σ_1 parallèle à la plaque) est tel qu'il piège une lentille de sable appartenant au prisme (Fig. 17-1). Cette lentille sera entraînée devant l'aspérité au cours de son incorporation. Ce phénomène participe donc à l'érosion tectonique. Des exemples naturels peuvent être décrits en face du Daiichi Kashima seamount dans la fosse du Japon (Lallemand et al., 1989) ou encore en face du Bougainville seamount dans la fosse des Nouvelles-Hébrides (Collot et al., in press, voir dans volume 1).

3- Après avoir contourné l'aspérité, le décollement reste pendant un certain temps au

même niveau que le toit de l'aspérité par rapport à la plaque (Fig. 17-2). Ce phénomène est observé, d'une part parce que le décollement néoformé s'initie au toit de l'aspérité lorsque celle-ci vient tout juste d'être enfouie, et d'autre part, parce que l'énergie dépensée pour qu'il rejoigne la surface est moindre que celle qu'il aurait à dépenser pour reprendre sa position originelle. Pendant cette période, l'aspérité en subduction agit comme un tunnelier, sauf que l'espace laissé dans son sillage (en dessous du décollement néoformé) est immédiatement comblé par le sable du front prisme. Ce stade correspond dans la nature au moins à trois situations, l'une à la jonction des fosses du Japon et des Kouriles (Lallemand et Chamot-Rooke, 1986), une autre dans la fosse des Tonga (Ballance et al., 1989) et enfin une autre au large du Costa Rica (von Huene et al., soumis). Dans ces trois exemples, le "seamount" est tout juste enfoui et le décollement émerge très vraisemblablement plus d'un kilomètre au dessus de la fosse dans le prisme. Les pentes topographiques sont extrêmement raides (plus de 20° en moyenne à la jonction Japon-Kouriles) et reflètent l'effondrement de la marge qui tente de remplir l'espace dégagé par le volcan en subduction.

4- La position haute du décollement dans le prisme est instable car la résistance au cisaillement est supérieure à celle au toit de la plaque. Le nouveau décollement s'initie donc au toit de l'aspérité et rejoint sa position basale en empruntant un chemin qui isole à nouveau une lentille de sable contre l'aspérité. L'angle du décollement par rapport à la plaque avant qu'il ne la rejoigne est de 4° dans les expériences et dépend sans doute de l'état des contraintes dans le sillage de l'aspérité. Des études en éléments finis sont actuellement en cours pour déterminer ce champ de contraintes (Schnurle, thèse en préparation). Cette lentille de sable piégée en arrière de l'aspérité contribue donc aussi à l'érosion tectonique. Le décollement intra-prisme devient alors inactif. Ce stade n'est pas directement argumenté par des exemples naturels car l'imagerie sismique ne permet pas de visualiser les aspérités en subduction à de grandes profondeurs. Il est possible qu'un test soit fourni à l'issue de la campagne de sismique 3-D programmée par l'équipe de Roland von Huene au large du Costa Rica, là où de nombreux "seamounts" sont subduits.

Il existe tout de même des indicateurs naturels favorables à un tel mécanisme, même s'il reste à prouver. La carte bathymétrique levée cette année au large du Costa Rica (Fig. 18, von Huene et al., soumis) montre:

- que les "seamounts" restent solidaires de la plaque Cocos au moins jusqu'à 60 km en arrière de la fosse (zone 3 sur la figure 18), là où le

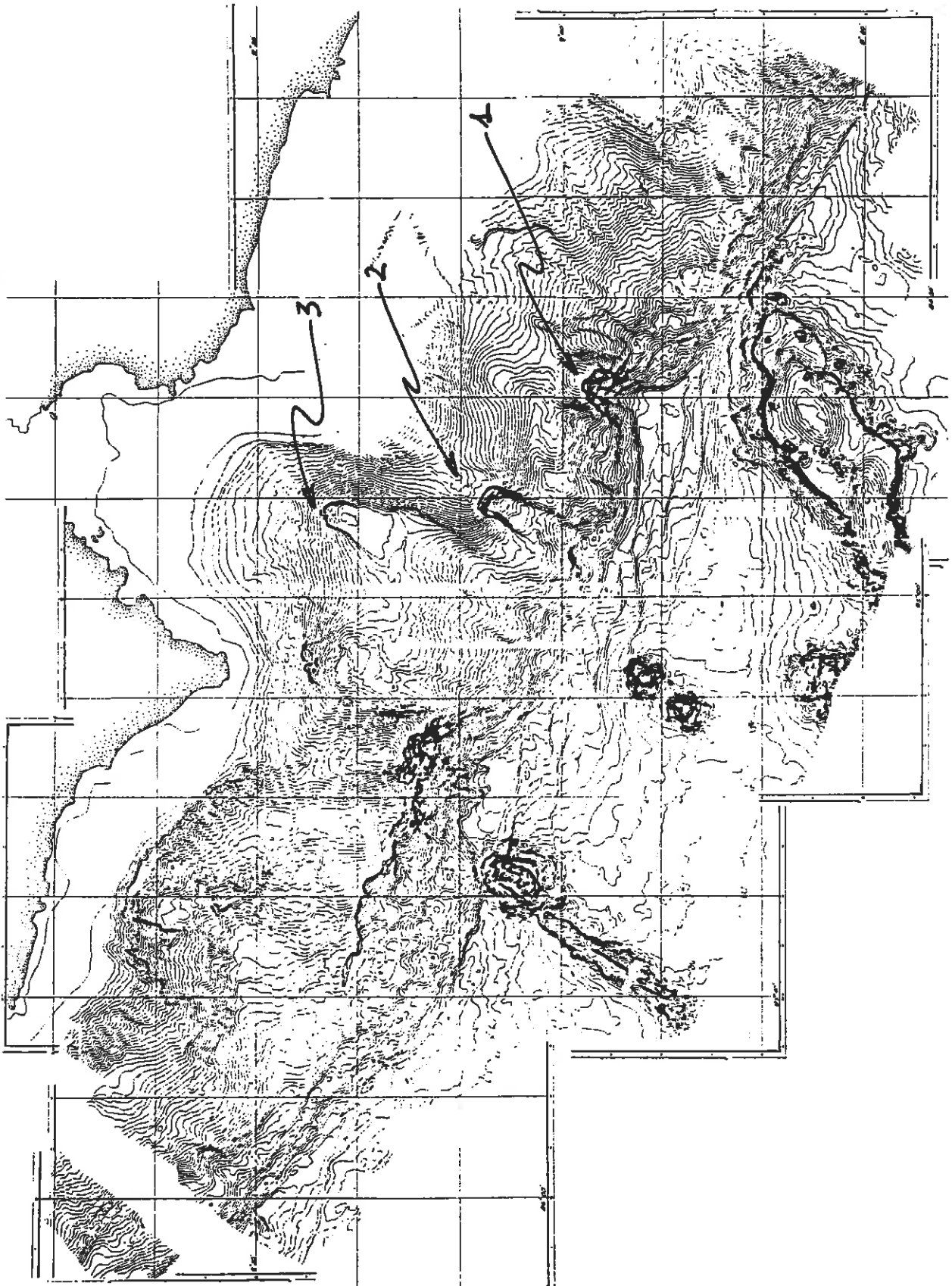


Fig. 18: Carte bathymétrique obtenue grâce au sondeur Hydrosweep, embarqué sur le N/O allemand Sonne, au large du Costa Rica (SO-76) d'après von Huene et al. (in press). Noter la trace laissée par les volcans en subduction sur la marge. Les chiffres 1, 2 et 3 représentent 3 cicatrices liées à des volcans en subduction à différents stades d'enfoncement.

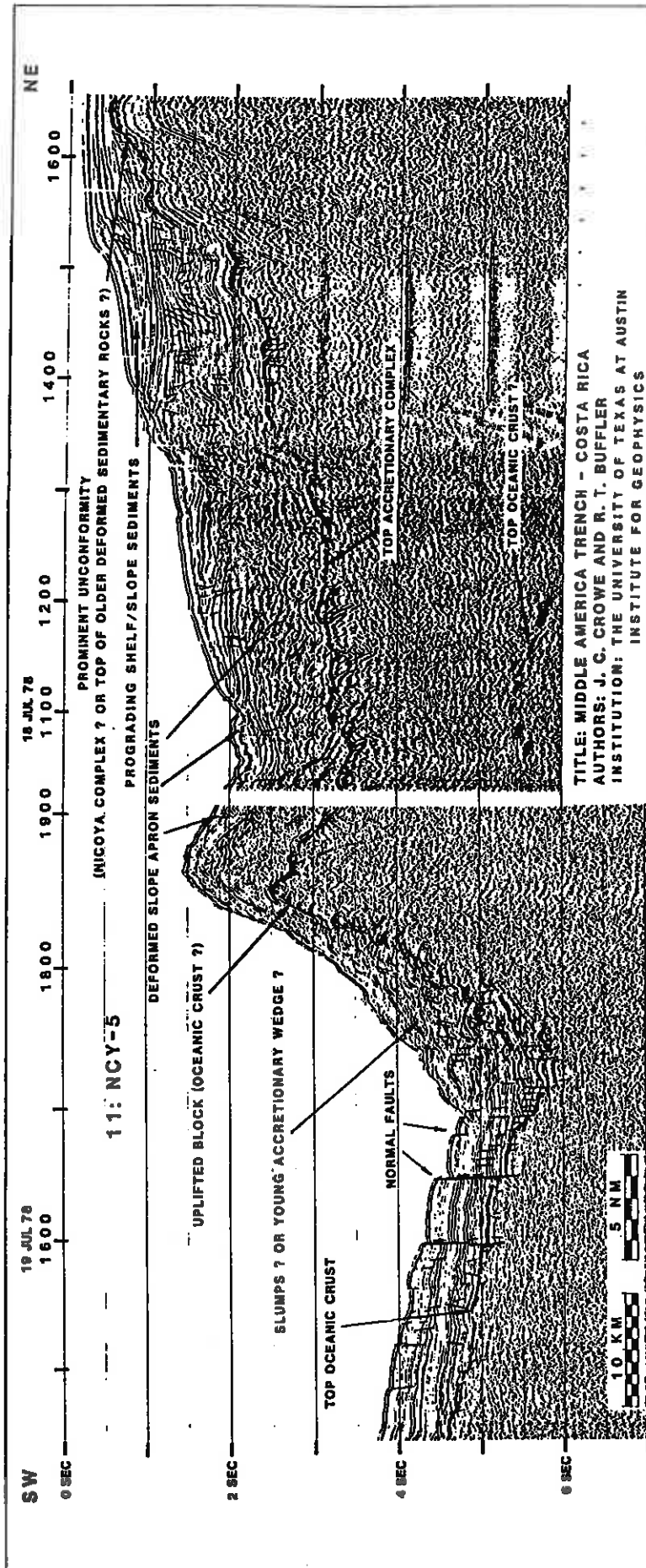


Fig. 19: Ce profil réalisé en 1978 au large du Costa Rica, dans la zone couverte par le N/O Sonne (voir Fig. 18), recoupe un volcan en subduction noté "uplifted block" sur la première interprétation de Crowe et Buffler en 1983.

prisme est épais d'environ 10 km, sans quoi on ne verrait pas leur trace sur la marge;

- que le décollement reste en position haute dans le prisme au moins pendant les 17 premiers kilomètres d'enfoncement (zone 1 sur la figure 18) car si l'on suit bien le rentrant de la marge associé à la subduction du volcan, on ne voit pas encore de nouveau prisme d'accrétion se développer au pied de la marge. Cette interprétation est confirmée par l'analyse du profil sismique NCY-5 (Fig. 19) tiré en 1978 perpendiculairement à la marge au travers du "seamount" subduit (Crowne et Buffler, 1983). Il s'agirait alors du stade illustré sur la figure 17-2;

- que le décollement reprend sa position originelle après 30 km d'enfoncement (zone 2 sur la figure 18) car cette fois-ci de nouvelles unités sont imbriquées au front de la marge. Il demeure néanmoins une cicatrice profonde dans la marge qui témoigne du stade auquel le saut de décollement s'est effectué (voir expérience écaillé de socle dans Lallemand et al., 1992b; soumis). Il s'agirait cette fois-ci du stade illustré sur la figure 17-3.

Signalons que Lallemand et al. (soumis), de manière indépendante, prédisaient d'après leurs estimations (basées sur une balance des forces mises en jeu) que ce saut devait se produire après environ 20 km d'enfouissement pour un "seamount" haut de 3 km.

D'anciens prismes d'accrétion, comme le "Mino terrane" Mésozoïque au Japon Central, comprennent des mélanges de grande échelle incluant des fragments de "seamounts" (Okamura, 1991). Ils sont interprétés comme des unités chaotiques générées dans le sillage d'anciens volcans en subduction suivant un modèle proche de celui exposé dans Lallemand et al. (soumis).

Si l'on part de l'hypothèse où un tel mécanisme fonctionne dans les prismes, on est en droit de rechercher sur les profils sismiques les traces de décollements intra-prismes aujourd'hui inactifs. On peut donc reconsidérer certaines interprétations comme celle du profil ORI-78-4 dans la fosse du Japon (Fig. 20, von Huene et al., 1989). Ainsi, l'horizon Y décrit par von Huene et al. comme présentant une inversion de polarité similaire à celle caractérisant le décollement basal pourrait être la trace d'un ancien décollement intra-prisme. Cet horizon se situe actuellement à environ 5 km au dessus de la croûte océanique en subduction, ce qui paraît beaucoup pour un "seamount", d'autant plus que l'érosion tectonique a vraisemblablement retiré du matériel à ce niveau depuis son passage! Notons toutefois que le prisme présente un bombement dans l'axe de la convergence 100 km en arrière (ce qui rendrait le décollement supposé, inactif depuis 1 Ma environ) qui

pourrait représenter la trace en surface d'un relief en subduction et surtout qui permettrait d'expliquer le basculement particulier des séries de remplissage de la terrasse à mi-pente (voir von Huene et al., 1989). Je cite cet exemple, non pas pour affirmer qu'une telle situation a pu se produire, mais pour démontrer que de nombreux profils sismiques pourraient être interprétés différemment suivant ce que l'on recherche (je ne pense pas être très original en disant cela!).

En conclusion, nous voyons que les modèles analogiques, du type "boîte à sable", nous permettent de porter un regard différent sur les données à notre disposition sur les prismes (profils, bathymétrie...). Certains résultats, comme ceux résultant des subductions d'aspérités, semblent être assez facilement applicables aux prismes naturels. D'autres en revanche, comme l'ouverture à la base de la butée, ne sont pas directement applicables aux cas naturels car la friction (maximum) sur le décollement et l'ouverture sous la butée sont imposées par le modèle. Dans ce dernier cas seule la subsidence au front du prisme liée au retrait de sable ainsi que la pente surcritique observée au dessus de l'émergence du décollement sont exploitables.

2.3. CAUSES PROBABLES DE L'ÉROSION TECTONIQUE ET LIENS DE CAUSE À EFFET

Je vais récapituler les causes décrites dans l'article de Lallemand et al. (soumis) en tenant compte à la fois des observations naturelles et de la mécanique des prismes approchée grâce aux modèles analogiques.

Tout d'abord, je tiens à souligner que l'érosion tectonique sous-crustale peut très bien être compatible avec de l'accrétion frontale le long d'un même transect. Les meilleurs exemples se trouvent comme je l'ai déjà dit à plusieurs reprises au Japon et au Pérou où les deux phénomènes agissent simultanément, mais ils pourraient à mon avis tout aussi bien exister sur des marges du type Barbade ou Nankai comme semble le montrer l'augmentation d'épaisseur des sédiments subduits avec la profondeur. Il suffit de considérer comme nous le verrons plus tard, lorsque nous discuterons le régime d'un prisme enregistrant une érosion tectonique, que le prisme peut avoir des régimes différents parallèlement mais aussi perpendiculairement à la fosse. En effet, la théorie du prisme de Coulomb n'a pas d'échelle et peut très bien s'appliquer à des tronçons de prisme en fonction de variations locales.

La présence d'accrétion, ou non, ne nous semble donc pas être un facteur significatif déterminant ou inhibant l'érosion tectonique contrairement au modèle que proposent Le Pichon et Henry

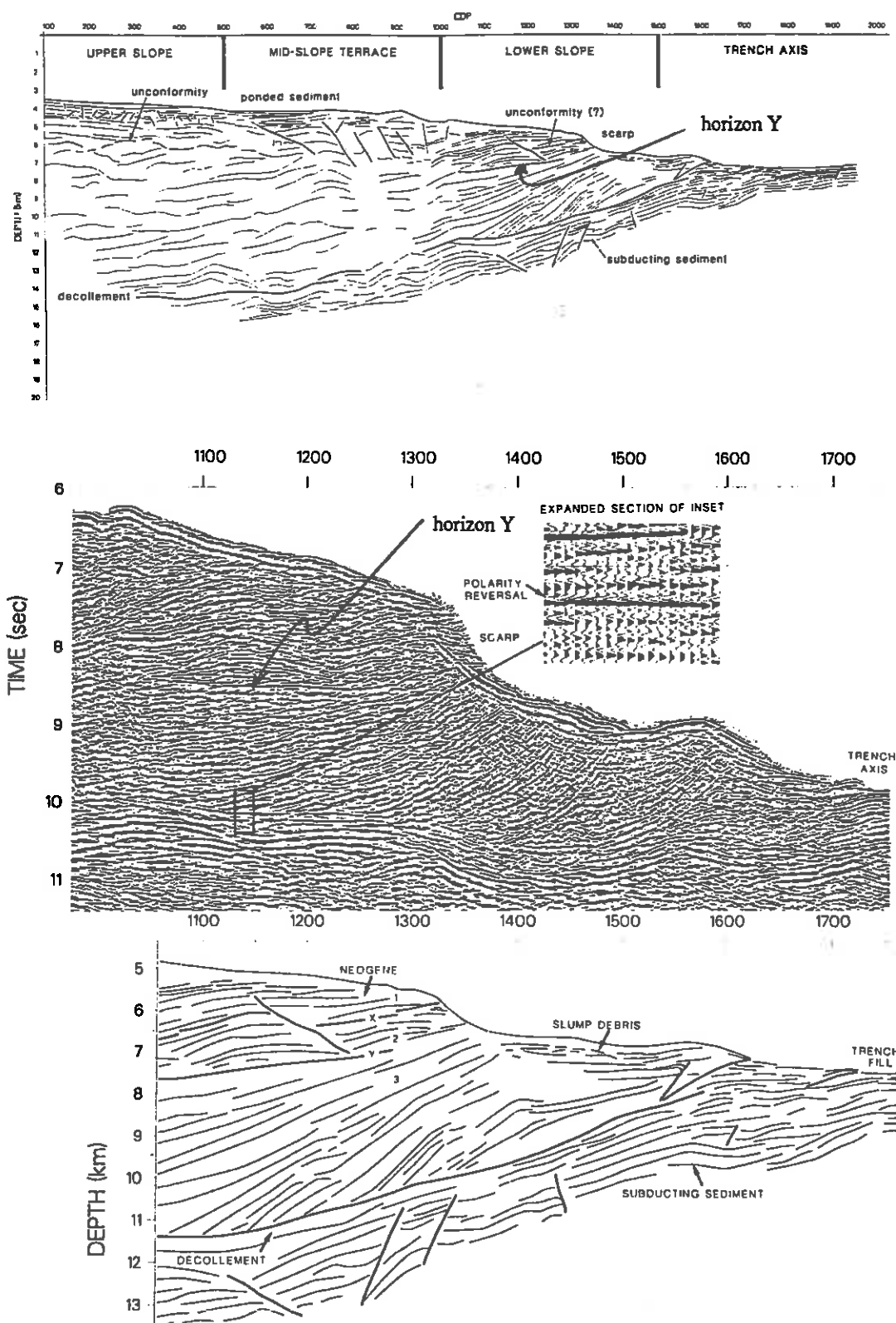


Fig. 20: Différentes sections du même profil ORI 78-4 (d'après von Huene et Culotta, 1989) qui a longtemps servi de référence pour illustrer le processus d'érosion tectonique au large du Japon NE. Tous les indicateurs de l'érosion listés dans le Chapitre 1 sont en effet représentés sur ce transect. On remarque, malgré tout, que cela n'empêche pas l'accrétion d'être active au front du prisme.

(soumis). Pour eux, le travail effectué par le prisme lorsque l'accrétion est active, inhibe les

processus quasi-naturels de l'érosion tectonique. Schématiquement, l'argument consiste à dire que

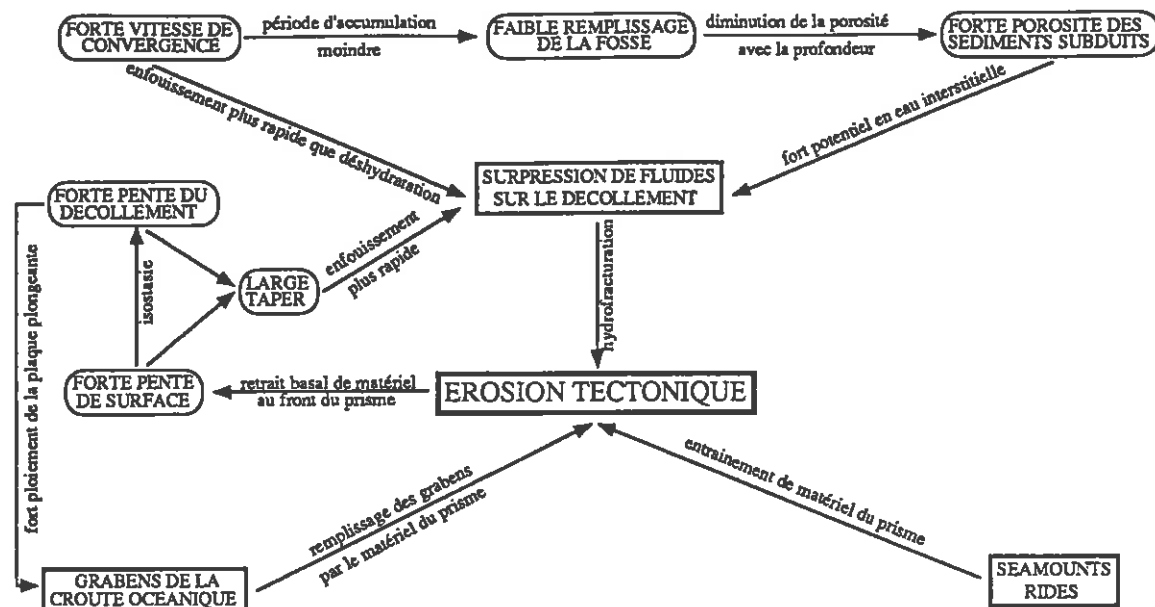


Fig. 21: Diagramme illustrant chaque cause probable de l'érosion tectonique avec les mécanismes associés. On remarque que certains mécanismes s'auto-entretiennent (voir texte).

les fissures produites lors de l'hydrofracturation du prisme (supposée responsable de l'érosion tectonique) se referment lorsque le prisme enregistre de la compression (pendant l'accrétion). A supposer qu'un tel mécanisme ait lieu, d'une part, il ne s'applique pas aux subductions d'aspérités mais d'autre part, il ne s'applique pas non plus aux régions éloignées de l'accrétion qui peuvent très bien se comporter différemment.

Le diagramme de la figure 21 tente de situer les trois causes de l'érosion tectonique qui me paraissent majeures parmi les observations déduites à la fois des cas naturels et des modèles analogiques. Ce sont les surpressions de fluides au niveau du décollement, la présence de grabens et celle de seamounts ou de rides sur la plaque océanique en subduction.

La présence de seamounts ou de rides se suffit en soi comme nous l'avons vu précédemment. Le mécanisme d'entraînement du matériel du prisme par l'aspérité sera vraisemblablement le même, qu'il s'agisse d'une marge possédant ou non un prisme d'accrétion.

La présence de grabens sur la croûte océanique en revanche peut être favorisée par le fort ploiement de la plaque océanique lorsque l'inclinaison du décollement est fort. Nous avons remarqué précédemment (Tableau 2) que les fortes pentes de décollement étaient associées en général à de fortes pentes topographiques résultant elles-mêmes de l'érosion sous-crustale. Or, les grabens sont aussi responsables de l'érosion tectonique par leur remplissage au passage sous le prisme. Il semblerait donc que,

par ce mécanisme, le processus d'érosion tectonique s'auto-entretienne. De même, les "tapers" étant 2 ou 3 fois supérieurs lorsque l'érosion est active, l'enfouissement des sédiments sera par conséquent 2 ou 3 fois plus rapide, ce qui devrait favoriser les surpressions de fluides provoquant l'hydrofracturation et donc l'érosion du prisme. Une fois de plus, le phénomène semble s'auto-entretenir et l'on peut raisonnablement se demander ce qui pourrait l'interrompre!

La surpression de fluide au niveau du décollement peut aussi être induite de deux manières par une forte vitesse de convergence. D'une part, plus la vitesse de convergence est grande, moins les sédiments ont le temps de s'accumuler dans la fosse, donc les sédiments subduits auront à priori une porosité plus importante que s'ils étaient enfouis sous une grande épaisseur de sédiments. Leur porosité, et donc leur teneur en eau, plus importante favorisera les surpressions de fluides et donc l'érosion tectonique. D'autre part, l'enfouissement des sédiments subduits sera plus rapide si la vitesse de convergence est grande, donc leur déshydratation risque d'être compromise là où elle est le plus facile, c'est à dire au front du prisme. Autrement dit, les surpressions de fluides seront à nouveau favorisées.

Ces mécanismes sont illustrés abondamment dans l'article de Lallemand et al. (soumis).

3. QUEL EST LE REGIME D'UN PRISME SOUMIS A DE L'EROSION TECTONIQUE ?

Cette question reste en suspens depuis de nombreuses années sans qu'une réponse claire n'ait été formulée à ce propos. Le paradoxe à l'origine de ce débat est qu'en plonge (au Japon ou au Pérou par exemple), on constate des effondrements en masse de la partie frontale du prisme à la faveur d'escarpements très raides alors qu'aucune véritable faille normale n'ait été détectée. Au contraire, nombreuses sont les fractures que nous avons interprété comme des failles inverses, ou de la schistosité de fracture lorsqu'elles étaient perpendiculaires à la fosse. Les partisans de la première heure d'une marge globalement en compression s'orientent à présent vers une marge stable (ou passive), en s'appuyant notamment sur la théorie du prisme de Coulomb (nous reviendrons sur ce point). Les autres persistent en général à voir de l'extension là où l'érosion est active. Qui a raison ou plutôt quelqu'un a-t-il tort ?

Avant de tenter de répondre à cette question, il convient de la préciser car je ne crois pas que les observations des uns ou des autres soient fausses et pourtant elles apparaissent contradictoires. C'est donc que la question est mal posée. Personnellement, je ne crois pas que le régime tectonique d'un prisme doive forcément être le même partout transversalement aussi bien que longitudinalement, voire même verticalement. De même que le décollement matérialise la limite entre deux domaines soumis à des champs de contraintes différents, on peut très bien imaginer que le prisme se comporte différemment à tel ou tel endroit en fonction d'un ensemble de facteurs tels que ceux décrits dans le chapitre précédent. Finalement, je vais essayer de répondre à la question suivante: *quels types de régimes caractérisent les prismes soumis à de l'érosion tectonique ?*

3.1. QUE NOUS APPREND L'OBSERVATION DES PRISMES NATURELS ?

3.1.1. DIFFERENCES DANS LE "TAPER" MOYEN

Le Tableau 2 nous indique que le taper ($\alpha + \beta$) moyen pour un prisme soumis à de l'érosion tectonique (type EP) est de 16° alors qu'il n'est que de 6° pour un prisme non érodé (type ENS). Compte-tenu de paramètres moyens déterminés dans Lallemand et al. (soumis), la figure 13 nous indique que le taper moyen des prismes de type ENS ($\alpha = 1.6^\circ$; $\beta = 4.8^\circ$; voir Tableau 2)

se situe en domaine compressif proche de l'état critique alors que le taper moyen des prismes de type EP ($\alpha = 7.2^\circ$; $\beta = 8.5^\circ$; voir Tableau 2) se situe en domaine extensif proche de l'état critique. Malgré la différence, il est prématuré d'en tirer des conclusions quant au régime car celui-ci ne peut-être prédit par la théorie du prisme de Coulomb que lorsque les paramètres de frictions et de pressions de fluides sont connus. L'enveloppe de stabilité d'un prisme varie en effet considérablement en fonction de ces paramètres.

Pour nous en persuader, il suffit de prendre un exemple le long d'un transect au Pérou. Le taper moyen calculé dans Lallemand et al. (soumis) est: $\alpha = 4.4^\circ$; $\beta = 7.6^\circ$. La figure 22 représente différentes enveloppes de stabilité pour des frictions identiques mais des pressions de fluides variables. Lorsque les pressions de fluides sont importantes: $\lambda = \lambda_b = 0.92$, l'enveloppe est restreinte et la stabilité ne correspond qu'à des pentes topographiques inférieures à 4° . A l'inverse, lorsque les pressions de fluides sont faibles: $\lambda = \lambda_b = 0.55$, l'enveloppe est grande et la pente topographique peut atteindre des valeurs supérieures à 20° tout en restant stable. Ces valeurs de λ et λ_b n'ont pas été choisies au hasard, car dans le premier cas le prisme est à l'état critique à la limite de la rupture en extension alors que dans le second, il est à l'état critique proche de la rupture en compression. Enfin, si nous avons choisi par exemple $\lambda = 0.67$ et $\lambda_b = 0.98$, le prisme serait stable sur son décollement. Ainsi, nous sommes apparemment dans l'impossibilité de prédire le régime de cette marge tant que nous ne disposerons pas des valeurs caractéristiques. De plus, nous pourrions nous intéresser aux différentes valeurs du taper le long de ce transect (voir Lallemand et al., soumis). Le taper 1 sur la figure 21 correspond aux premiers 8 km de prisme, le taper 2 aux 12 km suivants, le taper 3 aux 17 km suivants et le taper 4 aux derniers 27 km à partir desquels la profondeur du prisme excède 15 km (il est probable que le comportement ne soit plus de type Coulomb à de plus grandes profondeurs). Nous voyons donc sur la figure 22 qu'il est cette fois-ci très difficile d'ajuster une enveloppe à ces 4 points et toutes les interprétations sont permises. Rajoutons à cela, comme nous l'avons déjà fait remarquer, que les pressions de fluides ont de fortes chances de varier dans de grandes proportions au front du prisme et nous aurons saisi la difficulté de



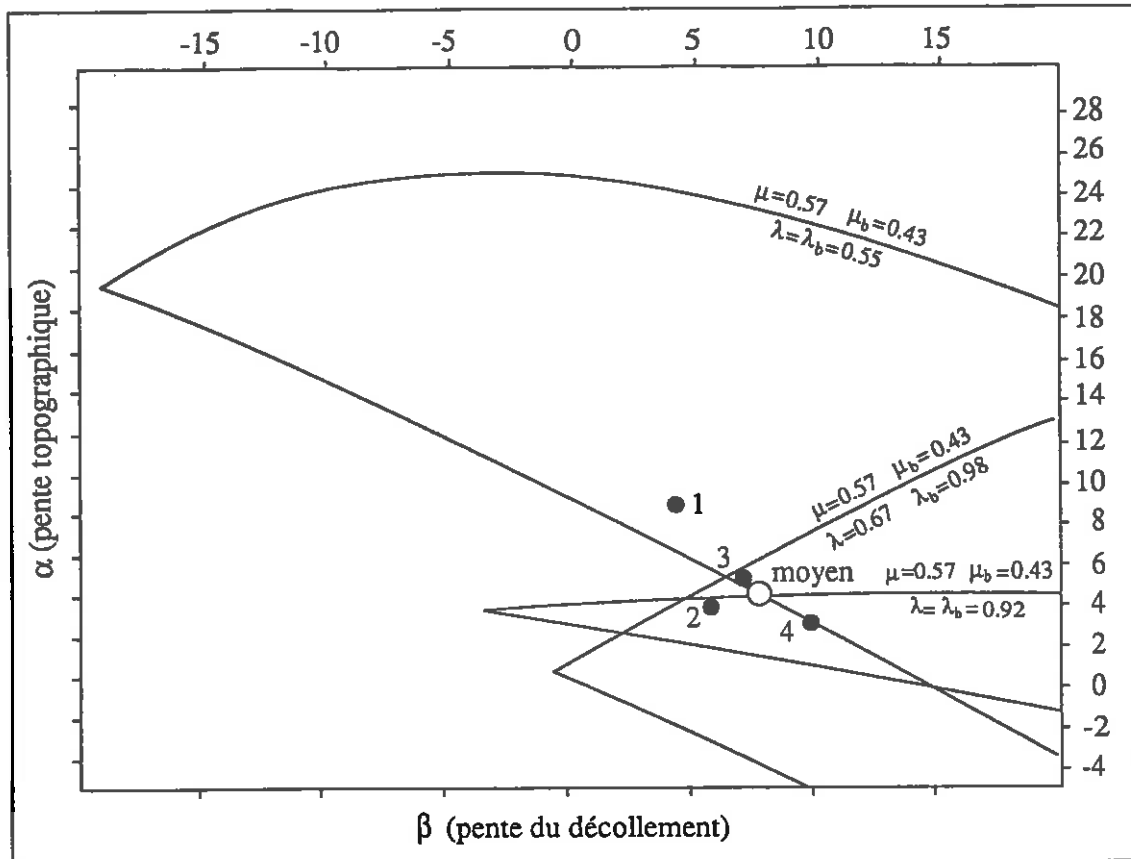


Fig.22: Diagramme de stabilité d'un prisme naturel pour différents paramètres caractéristiques permettant de mesurer l'influence considérable des valeurs des pressions de fluides notamment, sur l'extension spatiale du domaine stable. Le taper moyen d'un profil au large du Pérou est indiqué ainsi que les 4 tapers mesurés individuellement depuis le front du prisme (1) jusqu'en arrière (4). Rappelons que les enveloppes inférieures correspondent aux tapers critiques à la limite de la rupture en compression alors que les enveloppes supérieures correspondent aux tapers critiques à la limite de la rupture en extension.

prédire le régime de cette marge. A titre indicatif, Shi et al. (1990) ont proposé un modèle permettant d'estimer ces pressions notamment à partir des vitesses sismiques. On voit alors que λ augmente de 0.55 à 0.80 depuis la fosse jusqu'à 12 km en arrière puis diminue progressivement jusqu'à 0.50, 35 km en arrière. De même, λ_b augmente de 0.65 à 0.95 puis diminue jusqu'à 0.50 aux mêmes endroits. Il demeure très délicat d'utiliser ces valeurs, car elles résultent d'un modèle avec toutes les approximations et hypothèses qui lui sont liées. On ne peut donc les réinjecter dans un autre modèle sans risquer de faire d'énormes erreurs. Néanmoins, ces variations illustrent bien la difficulté de ce type de prédiction.

3.1.2. DIFFERENCES DANS LA VARIATION DES TAPERS LE LONG D'UN MEME TRANSECT

Lallemand et al. (soumis) montrent qu'en plus d'une variation du taper moyen d'un type de marge à l'autre, les tapers individuels varient beaucoup plus le long de marges de type EP que dans les autres. En clair, les angles topographique et du décollement varient peu

depuis la fosse jusque loin en arrière dans les prismes où l'érosion n'est pas suggérée alors que de nombreuses ruptures de pentes sont signalées lorsque l'érosion est active. Prenons l'exemple des Tonga à 23°S, la pente topographique est de 6° dans les premiers 7 km, de 26° dans les 4 km suivants et de 11° dans les derniers 8 km. Dans ce cas, il est illusoire de mesurer un taper moyen. Sur 5 transects réalisés le long de la fosse des Petites Antilles entre 12 et 18°N, la pente topographique oscille entre 0 et 2°. Sur 5 transects réalisés dans la fosse du Japon entre 36 et 41°N, la pente oscille cette fois entre 0 et 8°. Enfin, sur 6 transects réalisés dans la fosse des Tonga-Kermadec entre 19 et 31°S, la pente varie de 0 à 26°!

Les effondrements en masse s'observent bien évidemment là où les pentes sont fortes. C'est la définition même d'un prisme surcritique. Autrement dit, nous pouvons d'ores et déjà affirmer qu'un prisme soumis à de l'érosion tectonique présente des secteurs surcritiques où l'effondrement est permis. De telles pentes sont en général très localisées et ne reflètent pas la morphologie globale de la marge. Que penser des secteurs non-surcritiques qui couvrent la plus grande surface?

Fosse des Nouvelles Hébrides

photo 3



Fosse du Japon

photo 1

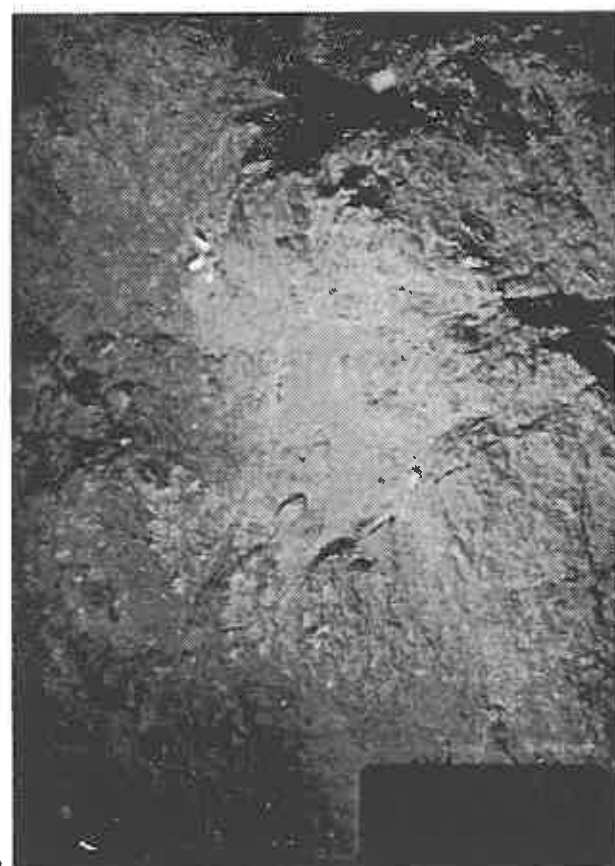


photo 4

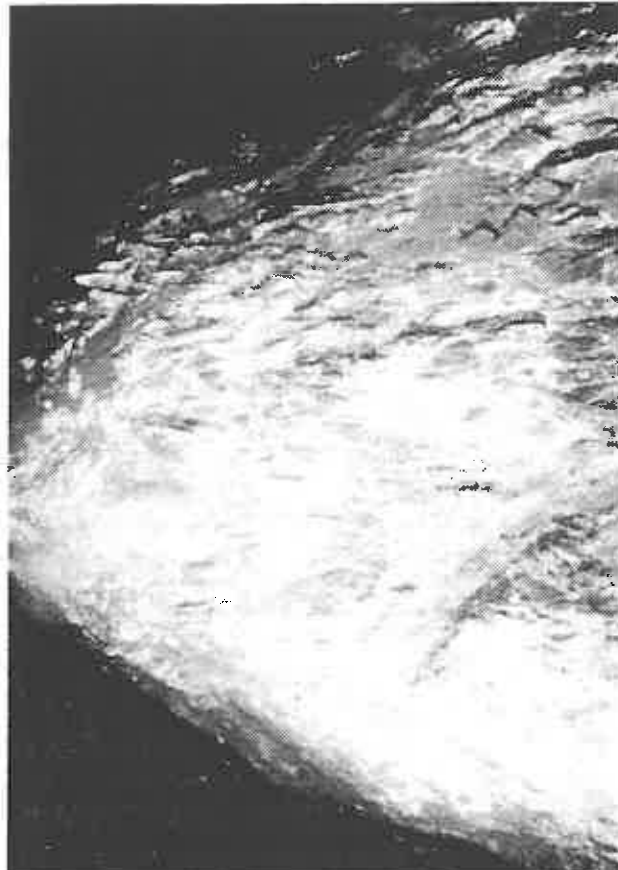


photo 2



Fig. 23: Photos prises depuis le Nautille au large du Japon NE (photos 1 et 2) et des Nouvelles Hébrides (photos 3 et 4). La photo 1 montre des décrochements conjugués affectant des séries récentes, compatibles avec une compression parallèle au vecteur convergence (Plongée Cadet, 5944 m, vers 40°N, 20 km en arrière de la fosse). La photo 2 montre une schistosité de fracture subverticale parallèle au vecteur convergence (Plongée Aubouin, 5336 m, vers 42°N, 10 km en arrière de la fosse). La photo 3 montre une fracturation intense interprétée par Greene et al. (1992) comme du cisaillement (Plongée Greene, 4650 m, vers 15°S, 1.5 km en arrière de la fosse). La photo 4 est identique à la photo 2 sauf qu'elle a été prise dans les Nouvelles Hébrides (Plongée Lallemant, 2000 m, vers 16°S, 0.5 km en arrière de la fosse).

3.1.3. LES DONNEES A NOTRE DISPOSITION

Nous l'avons vu, il est illusoire de s'attacher aux valeurs des pentes en l'absence de mesures fiables des paramètres mécaniques du prisme. Il nous reste donc l'observation directe (par submersible) ou indirecte (mécanismes aux foyers des séismes et sismique réflexion) des prismes pris individuellement. Le lecteur se dira peut-être que nous aurions du commencer par là, mais tout le problème est que l'objet est immergé donc l'observation directe se fait à travers un hublot quant aux séismes, ils sont le plus souvent absents au front du prisme. Je rappelle qu'en effet, le prisme tel que nous l'avons défini dans cette étude est quasiment asismique sans doute en raison des fortes pressions de fluides interstitiels. La sismicité ne débute véritablement qu'à partir de 20 ou 30 km de profondeur, là où la plaque océanique passe sous la croûte de l'arc (backstop) (Byrne et al., 1988).

3.1.3.1. Observations par submersible

En ce qui concerne l'observation par submersible. Signalons tout de suite que les données sont rares car seules 2 marges de type EP ont fait l'objet d'une reconnaissance en submersible. Ce sont la marge du Japon NE avec 9 plongées en 1985 (KAIKO) et celle du Pérou avec 28 plongées en 1991 (NAUTIPERC). Même si la subsidence n'a pas été prouvée, il est probable que la fosse des Nouvelles-Hébrides, du moins au large de l'île d'Esperito Santo (Vanuatu), se range parmi les fosses où l'érosion est active. 7 plongées ont eu lieu sur cette portion de marge en 1989 (SUBPSO).

Si l'on retire les secteurs de marges où une collision de "seamount" est clairement responsable de la structuration, la marge du Japon NE ne montre que des fractures subverticales sans (ou à faible) rejet suivant un azimuth le plus souvent proche du vecteur convergence (Cadet et al., 1987; Lallemand, 1987). De nombreux escarpements subparallèles à la fosse ont été remarqués sans que des plans de failles aient été observés, mais on peut raisonnablement penser qu'il s'agissait d'effondrements. En revanche, les fractures perpendiculaires à la fosse étaient souvent très serrées au point que nous avons utilisé le terme de "pseudoclivage" (Fig. 23b). Il s'agissait vraisemblablement de schistosité de fracture. Compte-tenu de l'absence de rejet apparent et de la subverticalité des fractures, nous pensions qu'il s'agissait soit de joints, soit de fentes de tension, soit encore de décrochements conjugués puisque 2 directions à 20° de part et d'autre du vecteur convergence ont été isolées (Fig. 23a).

Autrement dit, les observations ne nous permettaient pas de conclure quant au régime tectonique de la marge, sauf si l'on ne retenait que les effondrements qui semblaient indiquer une extension.

Les résultats de la campagne NAUTIPERC n'ont pas encore été publiés, mais sur la base d'une communication (Lagabrie et al., 1992) et d'une discussion avec les participants (P. Chotin notamment), il semble que les observations soient identiques à celles du Japon. C'est à dire des effondrements le long des escarpements et une fracturation intense sans qu'aucun rejet n'ait pu être mesuré. Le même "pseudoclivage" subvertical perpendiculaire à la fosse a été observé.

Enfin, les résultats sont les mêmes en ce qui concerne la fosse des Nouvelles-Hébrides, de nombreuses fractures subverticales ont été observées suivant un azimuth proche de celui de la convergence ($\pm 30^\circ$). Greene et al. (1992, Fig. 23c) interprétaient l'intense fracturation du bas de pente comme des plans de cisaillements servant de drains aux fluides. Certaines fractures ont été interprétées comme des fentes de tension alors que d'autres semblaient conjuguées de part et d'autre de la direction de convergence. Des stries horizontales ont même été remarquées sur un miroir de faille, mais le site se situait dans la zone de collision à proximité du seamount Bougainville (Collot et al., 1992; voir volume 1). Enfin, dans ce même secteur, un "pseudoclivage" vertical perpendiculaire à la fosse a été observé (Fig. 23d).

Il est évident que le fait de reconnaître ces zones en submersible nous prive de la rigueur qui caractérise les observations à terre. Les fractures orientées suivant l'axe du submersible sont sans doute surestimées au détriment de celles perpendiculaires au cap, or le sous-marin se dirige le plus souvent perpendiculairement à la fosse afin de remonter la pente. D'autre part, les fractures mesurées seraient sans doute négligées à terre au profit de failles dont la détermination serait claire. Malgré ces mises en garde, force est de constater que seules des fractures subverticales ont été reconnues dans tous ces secteurs et que des effondrements massifs se produisent dégageant des falaises ou des niches d'arrachement.

3.1.3.2. Observations tirées des profils de sismique réflexion

Il nous reste pour trancher les profils de sismique réflexion réalisés en travers des marges de type EP ou encore celles possédant plusieurs indicateurs d'érosion tectonique. Une analyse de nombreux profils en travers de ces marges

montre qu'elles se distinguent en général depuis la fosse vers l'arc par:

- un front de marge en compression avec un prisme d'accrétion (souvent réduit);
- souvent un secteur réduit surcritique où se produisent des effondrements,
- et enfin un large secteur en haut de pente (épaisseur du prisme supérieure à 8 km)

caractérisé par des petites failles normales subverticales à faible rejet (au plus égal à quelques centaines de mètres).

Les marges répondant à cette description sont celles au large du Japon NE (vers 40°N, Fig.20 & 24; von Huene et Lallemand, 1990, voir volume 1), du Pérou (vers 5°40'S; von Huene et

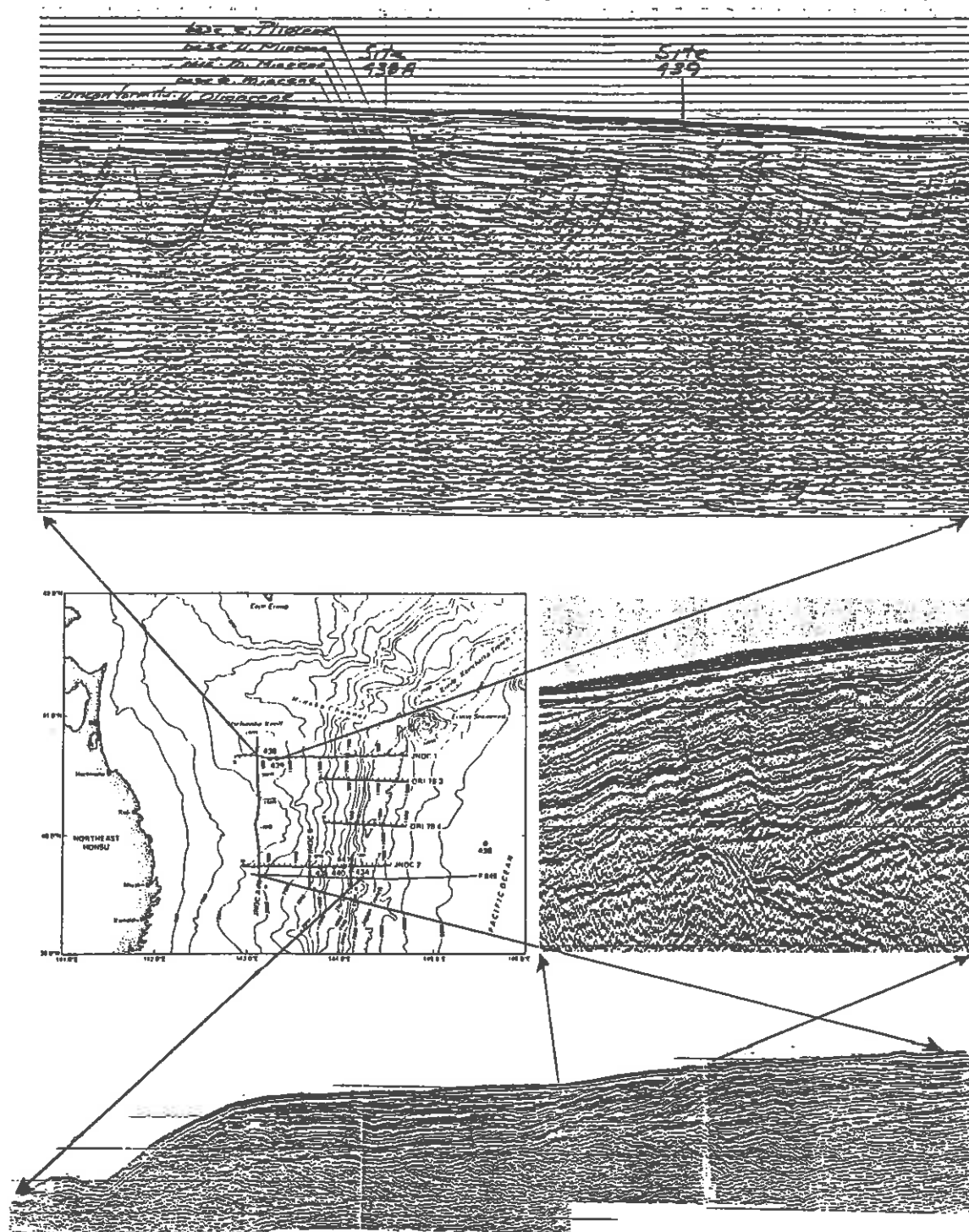


Fig.24: Montage de différentes sections de profils sismiques migrés (von Huene, communication personnelle). En haut, profil JNOC2 à l'endroit des 2 sites DSDP 438 et 439. En bas, profil Shell P-849 avec une section agrandie montrant l'allure des failles normales affectant la couverture sédimentaire au dessus du socle.

et passent directement d'un front surcritique à un secteur caractérisé par de petites failles normales. C'est le cas d'un profil au large du Costa-Rica (vers 9°S; Crowne et Buffler, 1983; Fig. 19) ainsi probablement qu'au large du Guatemala (vers 13°N; Ladd et al., 1982; Fig. 27).

D'autres profils sismiques tirés de von Huene (1986), au large du Costa-Rica (vers 9°40'N), du Mexique (vers 16°N) ou encore des Nouvelles-Hébrides (entre 15 et 17°S), ne montrent pas de failles normales affectant les séries de pente mais les profils s'arrêtent tous dès que l'épaisseur du prisme excède 8 km. On ne peut donc pas trancher sur le régime de la marge là où elle est plus épaisse.

La figure 24 montre deux extraits de profils réalisés au large du Japon NE correspondant à la pente supérieure de la marge. Bien qu'il ne fasse aucun doute que la couverture néogène soit affectée par des failles normales, on remarquera: 1) qu'elles sont subverticales, 2) que leur rejet n'excède pas 100 mètres et 3) que la plupart de ces failles sont pentées vers l'ouest donc vers l'arc. Je pense donc que ces failles se sont formées à l'extrado de la flexure de la marge, elle-même liée au retrait de matériel au front de celle-ci. En effet, les effondrements en masse de la marge dans le secteur surcritique (voir figure 20 ou le profil P-849 sur la figure 24), résultent d'un "appel au vide" lorsque la pente devient trop importante. De toute évidence, on ne peut pas invoquer un tel mécanisme pour ces petites failles à regard vers l'arc. Nous verrons par la suite que de telles failles naissantes à l'extrado d'une flexure ont pu être reproduites lors d'expériences analogiques.

Pour le Pérou, illustré sur la figure 25, l'explication est différente car, au moins sur les profils réalisés à 6 et 9°S (Fig. 25a & b), les failles sont beaucoup moins raides, elles regardent toutes vers la fosse et leur rejet peut atteindre plusieurs centaines de mètres. L'extension qui affecte la partie supérieure de la marge semble avoir été causée par une pente trop forte. La pente est en effet plus forte, sur le profil CDP-3 (Fig. 25a) là où les failles normales sont actives encore actuellement, qu'au pied de la pente là où l'accrétion est active. Le long du profil CDP-2 (Fig. 25b), la pente est quasiment constante tout au long du profil excepté un escarpement, mais cette fois-ci les failles normales sont scellées en surface par des dépôts plus récents et de plus, elles sont moins raides que sur le profil CDP-3. Tout semble se passer comme si la construction du prisme d'accrétion au front de la marge avait provoqué un basculement vers l'arc de l'ancien prisme résultant ainsi une pente stable. Le même type d'interprétation pourrait être appliqué au dernier profil CDP-1 (Fig. 25c) qui a d'ailleurs fait

l'objet d'une simulation expérimentale (voir un peu plus loin dans le même chapitre) illustrant le basculement vers l'arc du prisme par incorporation d'unités frontales.

La figure 26 (Costa-Rica) montre le même dispositif de petites failles normales à regard vers l'arc qu'au large du Japon. Leur rejet est cette fois-ci à peine quantifiable au point que l'on pourrait se demander si ces failles ne seraient pas syn-sédimentaires. Elles affectent en effet préférentiellement un même niveau de la couverture actuellement enfoui.

La figure 19 montre un autre profil réalisé au large du Costa-Rica qui, comme nous l'avons vu précédemment, coupe un "seamount" en subduction. C'est la raison pour laquelle le secteur en compression en bas de pente n'existe pas (le décollement étant toujours en position haute). Le front surcritique est lui aussi lié au "seamount" en subduction, mais on aperçoit des petites failles normales affectant la couverture de la marge dont on pourrait aussi se demander si elles ne sont pas syn-sédimentaires pour les mêmes raisons que précédemment.

Enfin, la figure 27 montre 2 profils réalisés au large du Guatemala en préparation de la campagne DSDP-Leg 67. Le profil GUA-13 est particulièrement intéressant car il est à l'origine de la notion de "marge convergente extensive" définie par Aubouin et al. (1984, 1985) par opposition aux "marges convergentes compressives" dont le modèle serait le prisme de la Barbade. Contrairement aux nuances exposées en tête de ce chapitre, les auteurs considéraient qu'une marge pouvait être entièrement soumise à de l'extension en s'appuyant sur les résultats obtenus au large du Guatemala. Les forages DSDP (Legs 67 et 84) ont démontré que le socle continental s'étendait jusqu'à la fosse et qu'aucun prisme d'accrétion post-Crétacé terminal n'était observé. De plus, le profil GUA-13 montre des effondrements de blocs crustaux en pied de pente. Tel semble bien être le cas effectivement en pied de pente (voir figure 27), mais on peut douter de l'interprétation, que font les auteurs, du profil lorsqu'ils étendent l'extension crustale au reste du profil. La couverture ne semble en effet pas être profondément affectée par les failles listriques figurant sur leur interprétation. On notera aussi que les effondrements crustaux ont lieu sur le profil GUA-13 là où des reliefs de la croûte océanique dépassant 1 km de hauteur sont en subduction alors qu'aucun effondrement ne se produit sur le profil GUA-15 là où les reliefs océaniques sont moindres. Je ne conteste donc pas l'effondrement crustal en pied de pente sur le profil GUA-13, car il semble lié au remplissage des dépressions océaniques en subduction, mais je reste très prudent lorsqu'il s'agit d'étendre le contexte extensif au reste du profil et à fortiori à

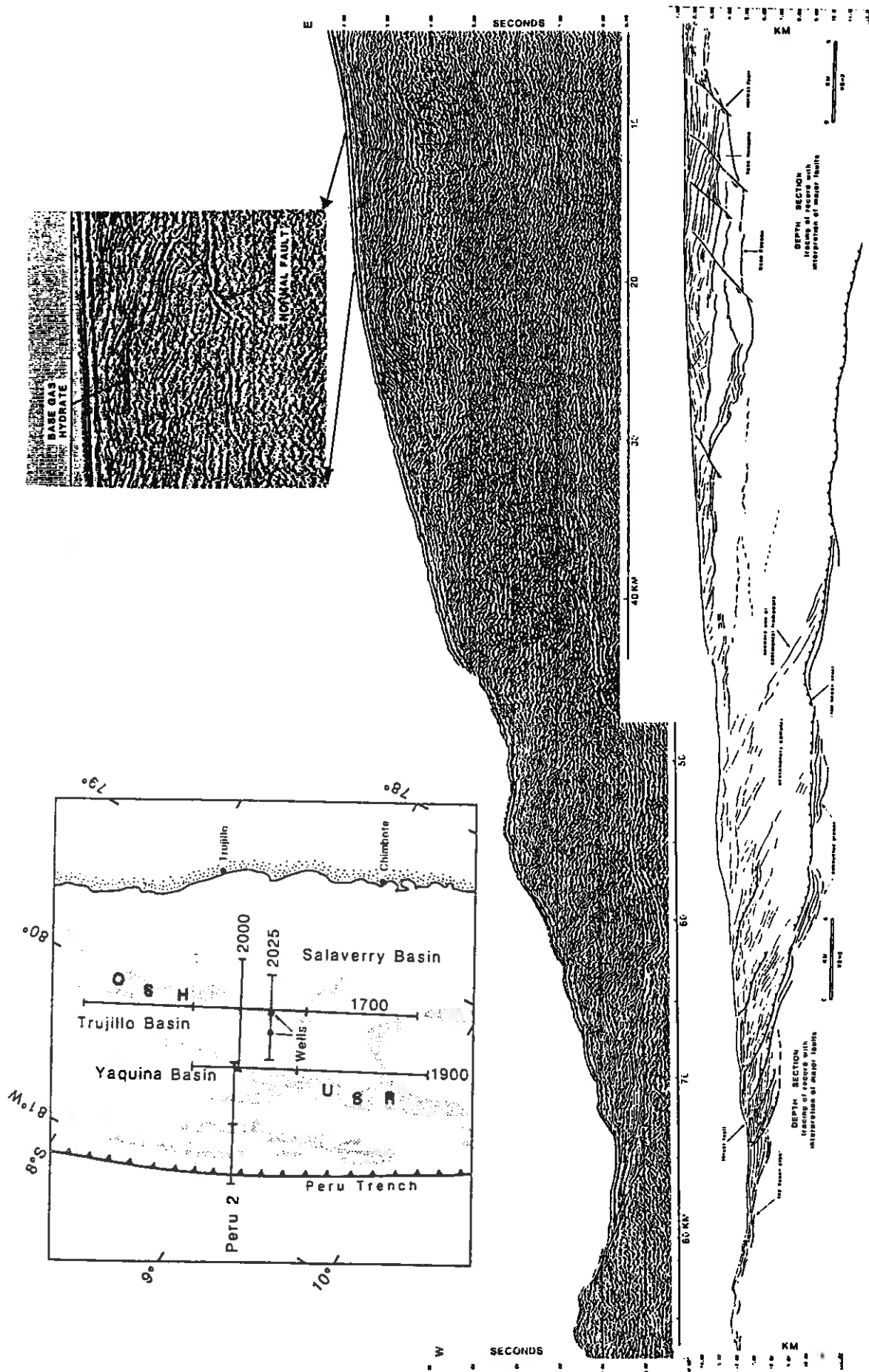


Fig. 25b: Profil sismique migré au large du Pérou vers 9°S: CDP2 (von Huene et al., 1985)

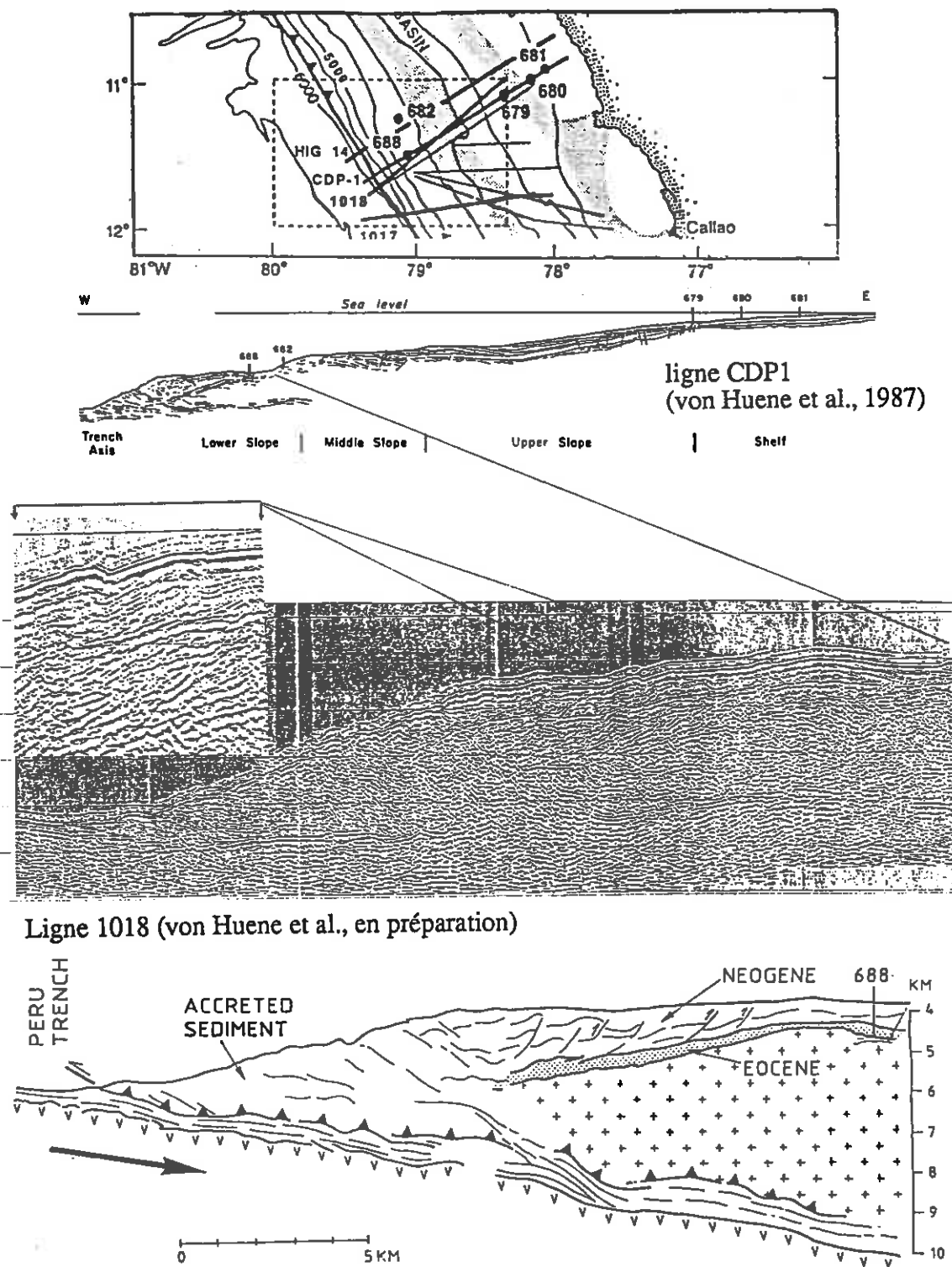


Fig. 25c: Profil sismique migré au large du Pérou vers 12°S: CDP1 et 1018 (von Huene et al., 1987; en préparation)

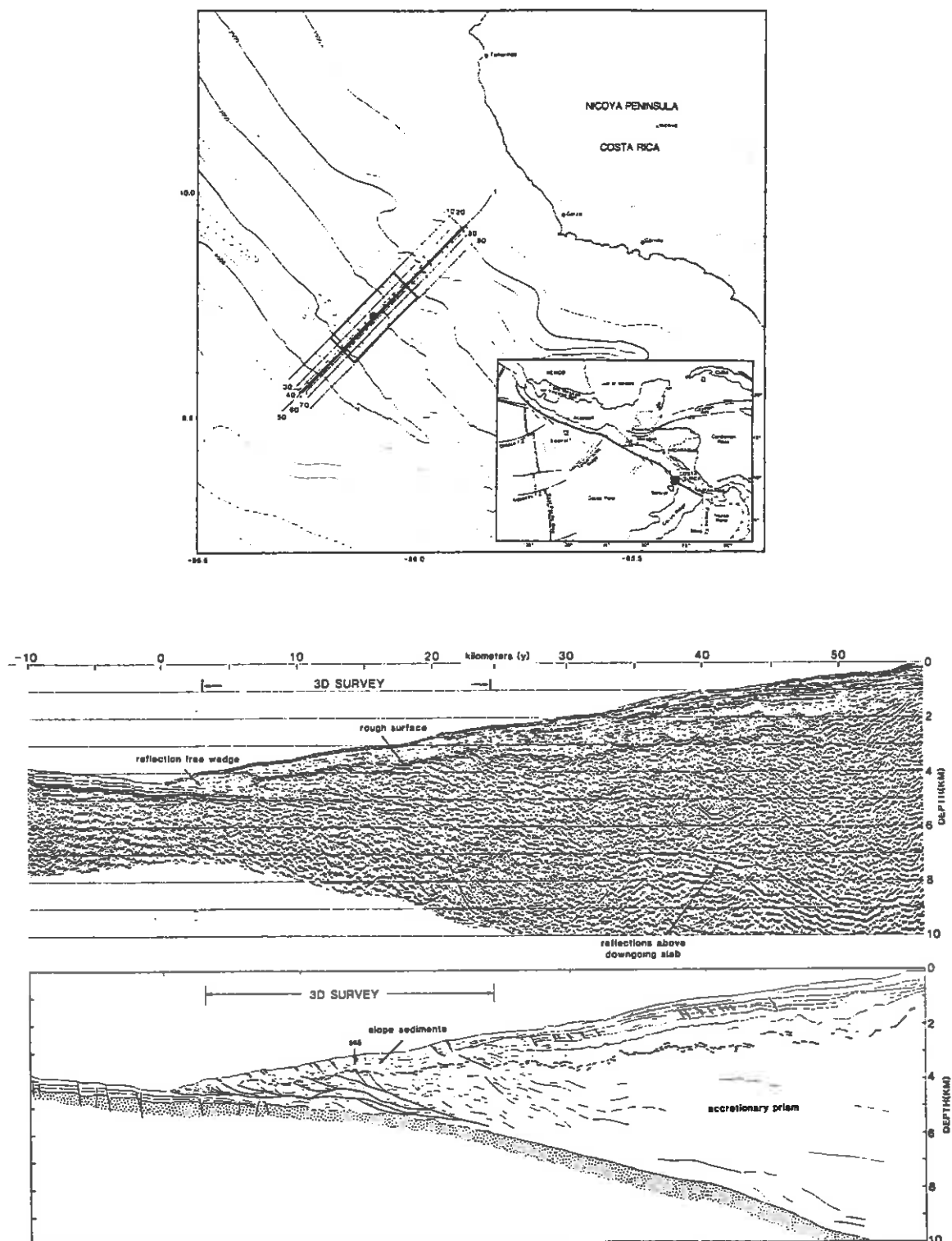


Fig.26: Profil sismique migré au large du Costa Rica vers 10°N: Ligne 1 (Shipley et al., 1992)

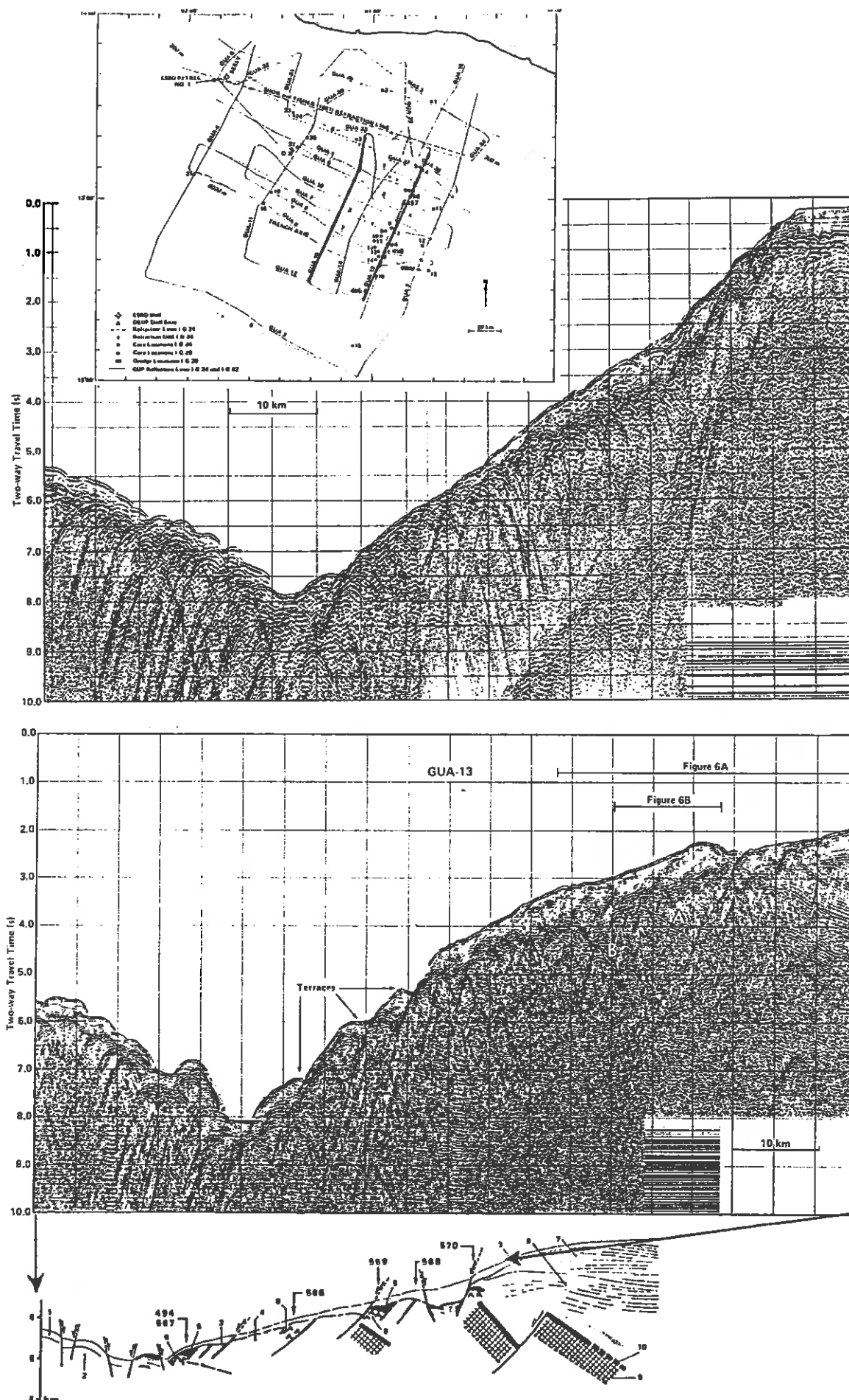


Fig.27: Profils sismiques originaux (Ladd et al., 1982) à partir desquels l'interprétation figurant en bas a été dessinée (Aubouin et al., 1985). La comparaison montre que l'interprétation proposée est vraisemblablement très exagérée, notamment dans la partie haute du prisme.

d'autres marges. Je pense qu'il s'agit là d'un phénomène local comme il en existe partout où des reliefs océaniques importants passent en subduction.

3.2. APPORTS DE LA MODELISATION ANALOGIQUE

3.2.1. EXTENSION A L'EXTRADO D'UNE FLEXURE

Chaque fois qu'une expérience consiste à retirer du sable sous le backstop alors que le prisme est initialement à l'état sous critique (faible α), des

fontes d'extrado apparaissent sur le plateau, lui-même sous critique. La flexure du prisme est due à 2 phénomènes s'ajoutant l'un l'autre: 1) le sable retiré sous le front du prisme provoque un basculement vers l'avant du système; 2) le prisme s'épaissit en arrière à la faveur d'un chevauchement afin que le plateau en arrière du front surcritique tende vers l'état critique (α plus fort). Ce phénomène est illustré par deux expériences sur les figures 28 et 29.

Dans la première (Fig. 28a), 1 cm de sable était retiré sous la backstop. Aucune accréction n'était permise de sorte que le prisme se consumait

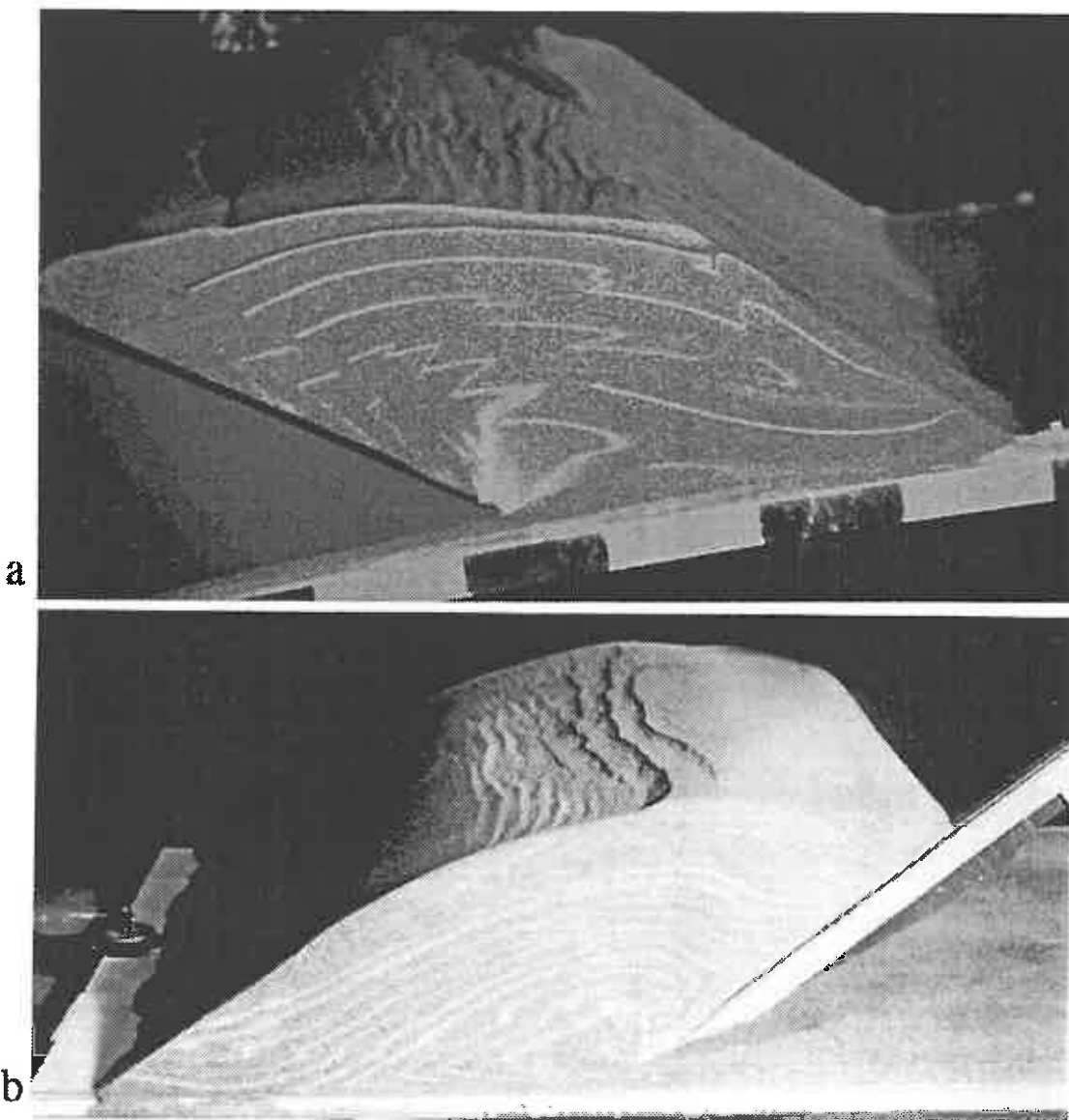


Fig.28: Expériences analogiques utilisant exclusivement du sable sec.

a) Le prisme était initialement sous-critique compte-tenu de la forte friction à la base. Les marqueurs étaient horizontaux. Aucune accréction de sable était permise au front. Une fois parvenu à la stabilité, nous avons ouvert la base du backstop de 1 cm afin de simuler l'érosion basale. Un front surcritique, caractérisé par des effondrements, s'est alors développé et le prisme s'est flexuré grâce à l'action simultanée du retrait de sable au front et du gonflement du prisme en arrière. De petites failles normales se sont alors développées sur le plateau à l'extrado de la flexure. Le prisme restant globalement en compression.

b) L'expérience suivante produit les mêmes résultats alors que la plaque mobile est horizontale. Elle était inclinée de 5° dans l'expérience précédente.

progressivement. La plaque mobile était inclinée de 5° et les marqueurs étaient initialement horizontaux. On voit donc bien, grâce aux marqueurs, le basculement vers l'avant du front du prisme ainsi que le "gonflement" du reste du prisme en arrière. Ce bombement est

responsable des petites failles à faible rejet affectant seulement le niveau supérieur. Le même phénomène est observé lorsque toutes les conditions sont identiques mais que la plaque mobile est horizontale (Fig. 28b).

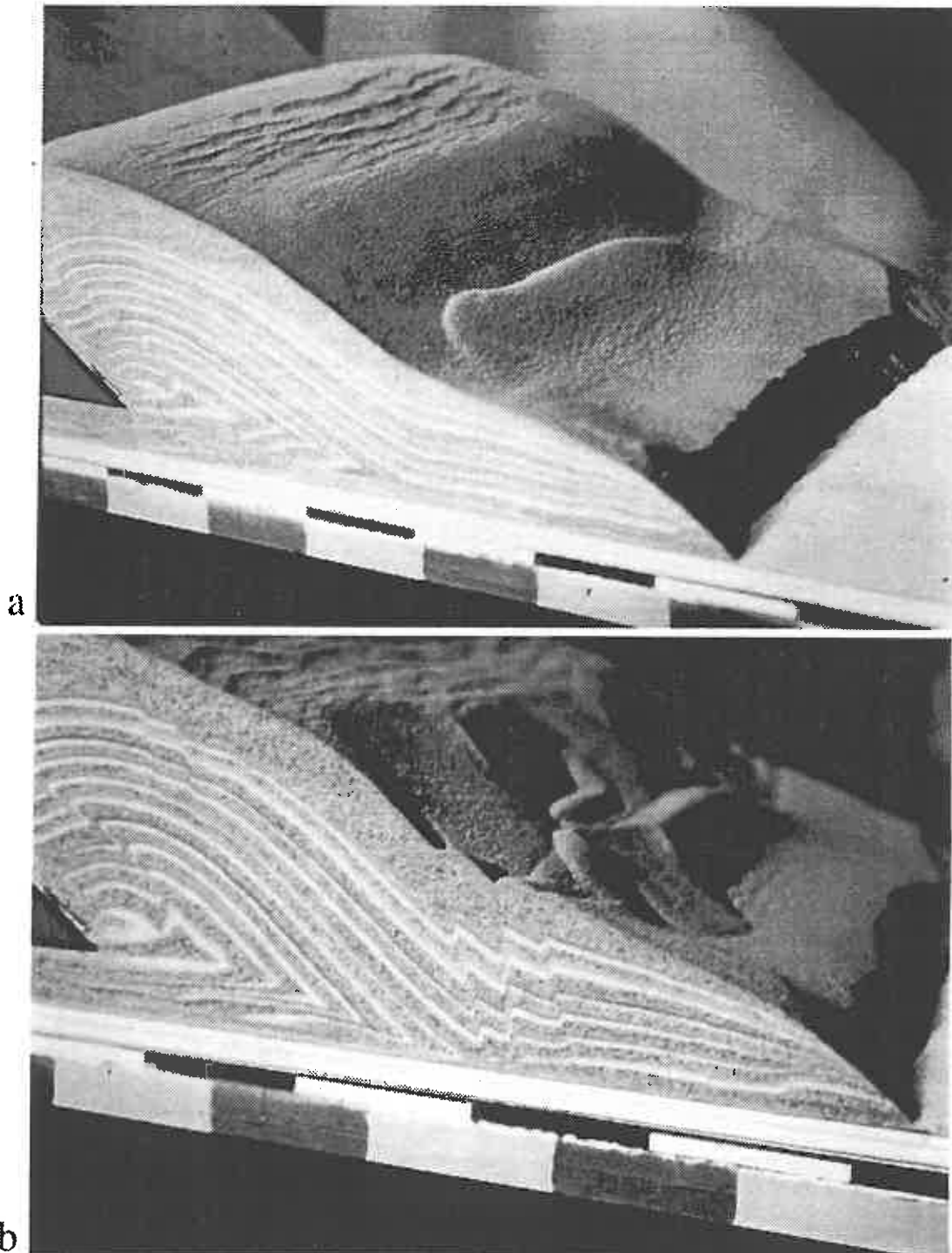


Fig.29: Il s'agit de la même expérience à différents stades d'évolution. 2 cm de sable sont retirés à la base du backstop et aucune accréion n'est permise au front. Les marqueurs étaient initialement horizontaux.
 a) Rapidement, le prisme se déforme en compression comme en témoignent les rétrochevauchements près du backstop et en pied de pente. Cela n'empêche pas le développement de petites failles normales sur le plateau à l'extrado de la flexure.
 b) A un stade plus avancé, des failles inverses apparaissent en pied de pente. Elles répondent à l'érosion maximale se produisant en milieu de prisme.

Dans une autre expérience (Fig. 29), 2 cm de sable sont retirés à la base du backstop. Aucune accretion n'était permise. La plaque mobile était horizontale et les marqueurs étaient eux-aussi horizontaux. On retrouve donc dans un premier stade les petites fentes à l'extrado de la flexure (Fig. 29a). Mais du fait de l'exagération de l'érosion basale, des failles inverses très raides apparaissent en pied de pente (Fig. 29b). Un tel mécanisme, apparemment surprenant, est seulement dû au fait que le maximum d'érosion basale a lieu en milieu de prisme, d'où un affaissement différentiel entre le front et le milieu du prisme.

Ces expériences illustrent assez bien ce qui semble se produire sur la marge du Japon NE (Fig. 24).

3.2.2. ATTENTION AUX PIEGES DE LA MORPHOLOGIE

L'avantage des expériences analogiques, outre le fait que nous connaissons tous les paramètres du prisme, est que nous avons accès en continu à l'évolution de la déformation en coupe aussi bien qu'en surface. Il arrive donc parfois que nous soyons surpris par les observations, au point que nous ne penserions pas, sur le terrain, proposer de tels mécanismes. Nous avons par exemple tenté de reproduire certaines conditions semblables à celles que nous pensions représentées sur la marge du Pérou.

La première expérience (Fig. 30) consistait à laisser passer 1 cm de sable sous un backstop enfoui surplombant (pointe au milieu du prisme plutôt qu'en bas). Un certain nombre de structures particulières naissent en liaison avec ce backstop un peu particulier comme un chevauchement dans le prolongement de la base inclinée du backstop ou encore des rétrochevauchements plus ou moins contrôlés par la pointe du backstop. Le point intéressant, est qu'un rétrochevauchement affecte la couverture du backstop limitant ainsi ce qui pourrait devenir un bassin avant-arc si la sédimentation était synchrone, mais surtout des petites failles normales naissent juste en avant de ce rétrochevauchement à cause du bombement produit dans la topographie par la pointe du backstop (Byrne et al., in press).

La seconde expérience (Fig. 31) est partiellement exposée dans Lallemand et al. (soumis) hormis ce qui nous paraissait relever d'un épiphénomène mais qui reste très intéressant. L'expérience consistait à faire passer sous le prisme puis sous le backstop des horsts rigides et grabens surmontés d'1 cm de sable. Il en résultait une érosion localisée au front du prisme et liée au remplissage des grabens par le matériel du prisme. Une fois de plus, la subsidence du prisme avait lieu au front, comme dans toutes les expériences avec érosion basale. La figure 31a montre, en outre, une structure classique de bordure de marge basculée avec une

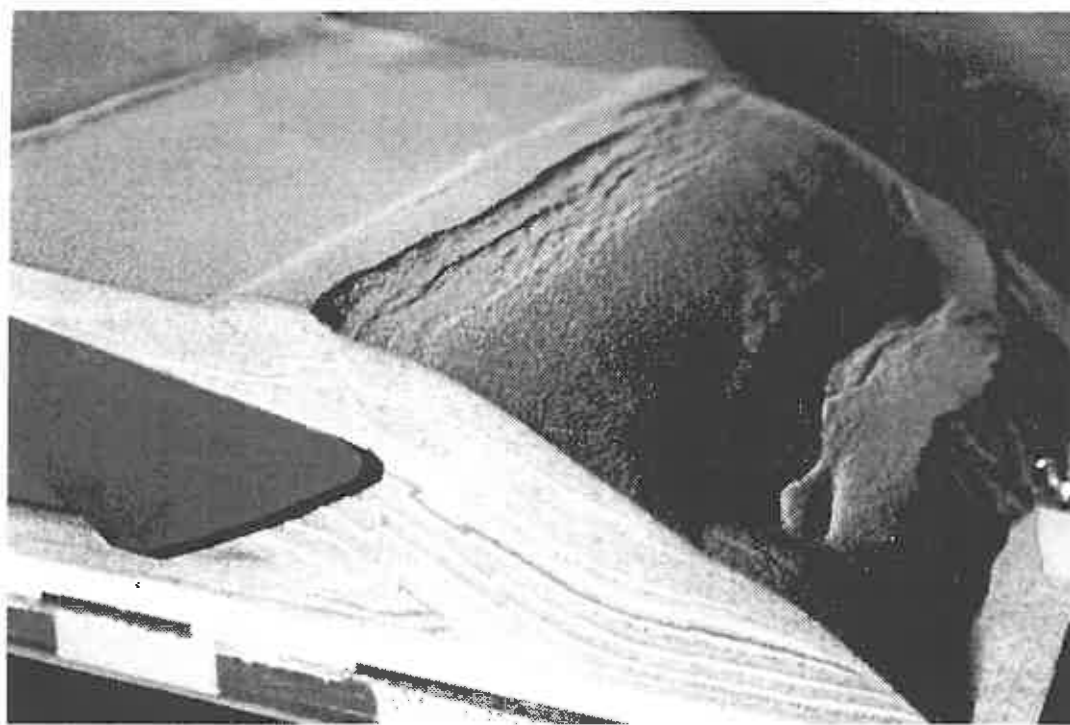


Fig.30: Les conditions de cette expérience varient peu des précédentes hormis la forme du backstop rigide (pointe au milieu du prisme). 1 cm de sable était retiré en continu sous le backstop. La forme particulière du backstop est à l'origine de la co-existence d'un rétrochevauchement et de petites failles normales liées au bombement du prisme à l'aplomb du nez du backstop.

niche d'arrachement en fer à cheval. Cette cicatrice ressemble étrangement à la bathymétrie du secteur où le profil CDP-3 a été tiré au large du Pérou (Fig. 25a). Ce basculement a même été décrit comme un glissement gravitaire tsunamogénique par von Huene et al. (1989). Tout semble indiquer en effet qu'une faille listrique en cuillère limite le bloc basculé à sa base. Nous avons coupé le modèle en son milieu en fin d'expérience (Fig. 31b) et nous nous sommes rendus compte que l'escarpement au sommet du bloc basculé était lié à l'émergence d'un chevauchement et non à celui d'une faille listrique. Le chevauchement est en fait aveugle sur les côtés du modèle et ne s'exprime en surface qu'au centre. Mis à part le côté anecdotique de l'histoire (toute ressemblance avec des marges ayant existé serait fortuite), la

morale est que la pente du plateau sur lequel s'est produit le "pseudo-basculement" est de toute évidence trop faible pour être affectée par de l'extension (voir Fig. 31a), mais sans coupe dans le modèle, je pense que nombre de géologues se seraient fait piéger!

3.2.3. QUELQUES EFFETS LIES A L'ACTION SIMULTANEE DE L'EROSION ET DE L'ACCRETION

Nous avons étudié dans le chapitre précédent et dans Lallemand et al. (soumis) la déformation spécifique d'un prisme soumis à la fois à de l'érosion et à de l'accrétion. Nous examinerons cette fois-ci une expérience plus complexe réalisée à la demande de Roland von Huene pour simuler l'évolution de la marge du Pérou vers

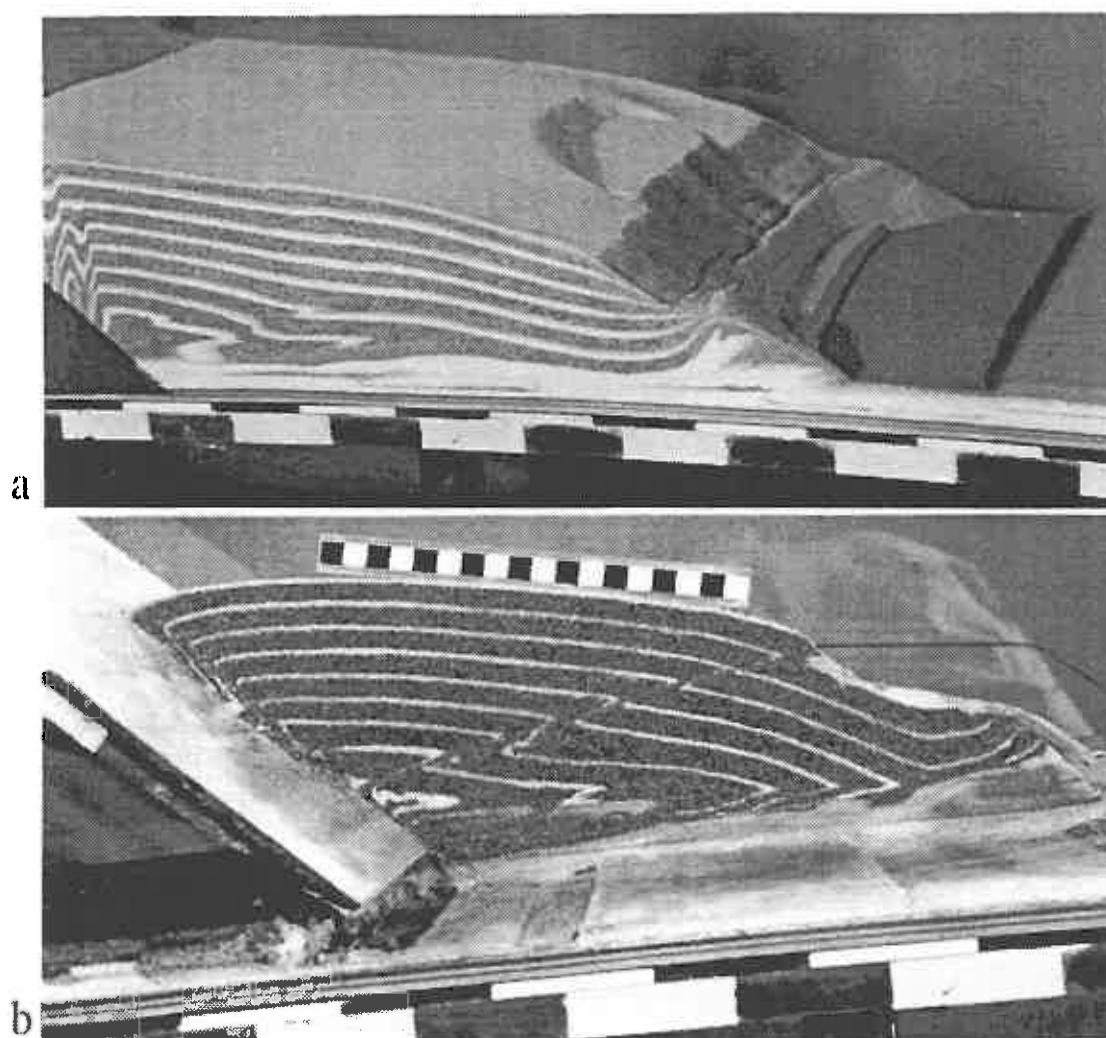


Fig.31: Cette expérience tente de simuler l'effet de la subduction de horsts et grabens sur la déformation de la marge. Elle est décrite dans Lallemand et al. (soumis, voir volume 1). Peu importe le mécanisme de déformation lié à cette subduction particulière car la structure qui se développe au front du plateau aurait tout aussi bien pu se développer dans une autre expérience. Ce qui ressemble de manière troublante à une loupe de glissement en milieu de prisme (a) s'est avéré être la trace d'un chevauchement (voir coupe en b). On distingue sur la photo (a) l'enracinement du chevauchement près du backstop. Le plan de chevauchement a donc la largeur du modèle à la base mais sa largeur diminue progressivement vers l'avant du prisme. En fait de loupe de glissement, il s'agit plutôt d'un bombement au dessus de l'émergence d'un chevauchement limité spatialement.

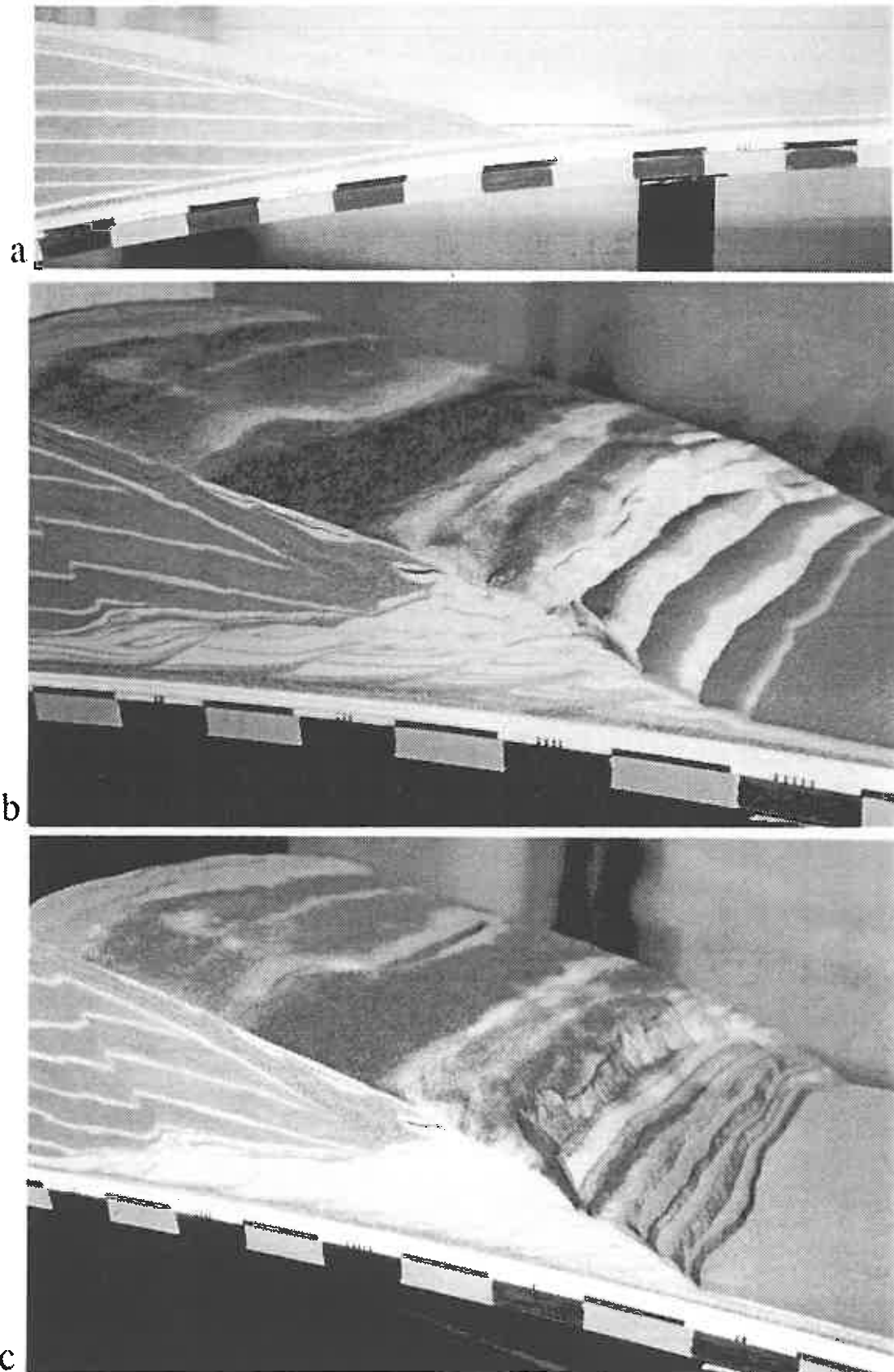


Fig.32: Cette expérience complexe où plusieurs paramètres interviennent a été réalisée à la demande de Roland von Huene pour simuler l'effet de l'accrétion après une période d'érosion intense comme cela a vraisemblablement été le cas au large du Pérou (voir Fig.25c). Les explications sont détaillées dans le texte.

a) Stade initial correspondant à la fin de la période érosive. Le backstop déformable est pointé en bas et très près de la fosse.

b) Stade avancé après rééquilibrage du prisme en fonction de l'accrétion frontale du sable remplissant la fosse. Le prisme est entièrement en compression.

c) Stade final montrant l'underplating du matériel subduit sous le backstop et le développement de deux décollements, l'un basal permettant l'accrétion frontale et l'autre quelques centimètres plus haut permettant l'underplating.

12°S (Fig. 25c) durant le Plio-Quaternaire. Il s'agissait d'une expérience test avant de réaliser une série d'autres expériences du même type dans lesquelles nous ferons varier différents paramètres. Les résultats seront décrits dans un article de von Huene et al. (en préparation) comparant les données sismiques aux données analogiques. De manière succincte, le stade initial (Fig. 32a) comprenait une plaque mobile inclinée à 5° surmontée de 0.5 cm de sable, le tout recouvert par un backstop déformable dont la cohésion était très supérieure à celle du sable. Enfin ce backstop était lui même recouvert par 1 cm de sable. Ce stade initial correspondait à l'image reconstituée du prisme après une période d'érosion tectonique intense. Nous avons donc voulu simuler l'effet de l'accrétion récente sur la géométrie du backstop et sur la déformation globale. La fosse était comblée par du sable blanc et bleu, tandis que les dépressions du prisme (bassins perchés) étaient comblées par du sable blanc et rouge, tous les 5 cm de raccourcissement. Très vite, le sable accumulé dans la fosse est venu se coller sous le backstop (underplating) provoquant un basculement en arrière du nez du backstop (Fig. 32b). Des rétrochevauchements sont apparus alors dans la couverture du backstop comme ceux observés sur le profil 1018 (Fig. 25c). Ils limitent tous de petits bassins perchés. D'autre part, au bout d'un certain temps, un chevauchement hors séquence correspondant au décollement néoformé recoupe toutes les unités imbriquées. Un talus surcritique important marque son émergence haut dans le prisme (Fig. 32c). Je ne détaillerai pas plus cette expérience car il est nécessaire d'analyser l'influence des différents paramètres avant de pouvoir décrire correctement la déformation, mais je remarquerai 2 points qui me paraissent importants pour notre propos. En première approche, il paraît impossible de provoquer une extension dans la partie haute du prisme lorsque le prisme se construit au front par accrétion d'unités. Cette remarque rejoint les conclusions que nous avons formulées sur la base des interprétations sismiques (Fig. 25b & c). L'accrétion frontale a pour effet de réduire la pente moyenne du prisme et favorisera donc les structures compressives. Il faudrait que le maximum d'érosion tectonique ait lieu en arrière du prisme d'accrétion s.s. pour que nous puissions observer de l'extension. Le talus surcritique est lié, une fois de plus, à l'émergence d'un chevauchement (décollement) et non à une faille normale.

3.2.4. CONCLUSIONS DE L'OBSERVATION DES MODELES ANALOGIQUES

1- Les petites failles d'extrado observées dans certaines expériences reflètent une extension localisée à la couverture du prisme. Le prisme sous-jacent est lui en compression.

2- Le talus surcritique caractérisé par des glissements gravitaires est lié à l'émergence du décollement sous lequel le matériel du prisme est entraîné. Ce talus se situe en front de marge lorsque l'accrétion n'est pas permise et en arrière lorsqu'elle est permise.

3- Globalement, on peut dire que la majorité des structures observées dans les prismes soumis à de l'érosion basale sont de type compressives.

Comme nous l'avions fait remarquer dans le chapitre précédent, il faut être prudent pour transposer les observations des modèles aux prismes naturels. Le handicap majeur concerne l'absence de contrôle sur la friction le long du décollement. Je rappelle qu'à chaque fois que du sable est entraîné sous le backstop, le décollement se propage dans le sable. Par conséquent, la friction est inévitablement maximale (sable contre sable). Il est donc normal d'enregistrer une déformation continue dans le prisme (le plus souvent en compression mais aussi parfois en extension) car il n'existe pas de domaine de stabilité lorsque $\mu = \mu_b$ (Fig. 13). Le prisme sera en compression pour un décollement penté vers l'arc (cas le plus fréquent) et en extension pour un décollement penté vers la fosse. Dans la nature, on peut supposer que la friction efficace μ^* sera toujours différente de μ_b , il existe donc un domaine de stabilité qui sera d'autant plus large que les deux valeurs seront éloignées.

3.3. SYNTHÈSE DES RESULTATS ET EXPLICATION EN TERMES DE MECANIQUE DES ROCHES

La première remarque qui s'impose est qu'un prisme n'a nullement besoin d'enregistrer le même type de régime d'une zone à une autre. Des variations locales de certains paramètres (pente du décollement, locus du maximum d'érosion basale, variations d'épaisseur des sédiments accrétés...) peuvent entraîner un ajustement local du prisme. *La théorie du prisme de Coulomb n'a pas véritablement d'échelle d'application.* Un "taper critique" s'entend localement. La meilleure preuve que l'on puisse fournir est sans doute la déformation d'un prisme lorsqu'un volcan entre en subduction-collision avec un prisme. La tectonique sera différente suivant que l'on regarde en avant, au dessus ou dans le sillage du volcan subduit (Lallemand et Le Pichon, 1987).

Un prisme d'accrétion, sans érosion et dont la plaque plongeante a un pendage régulier, oscille globalement entre un état critique (à la limite du régime compressif) et un état sous-critique (dans le domaine compressif). Si seule la pente du décollement change (subduction d'aspérité par

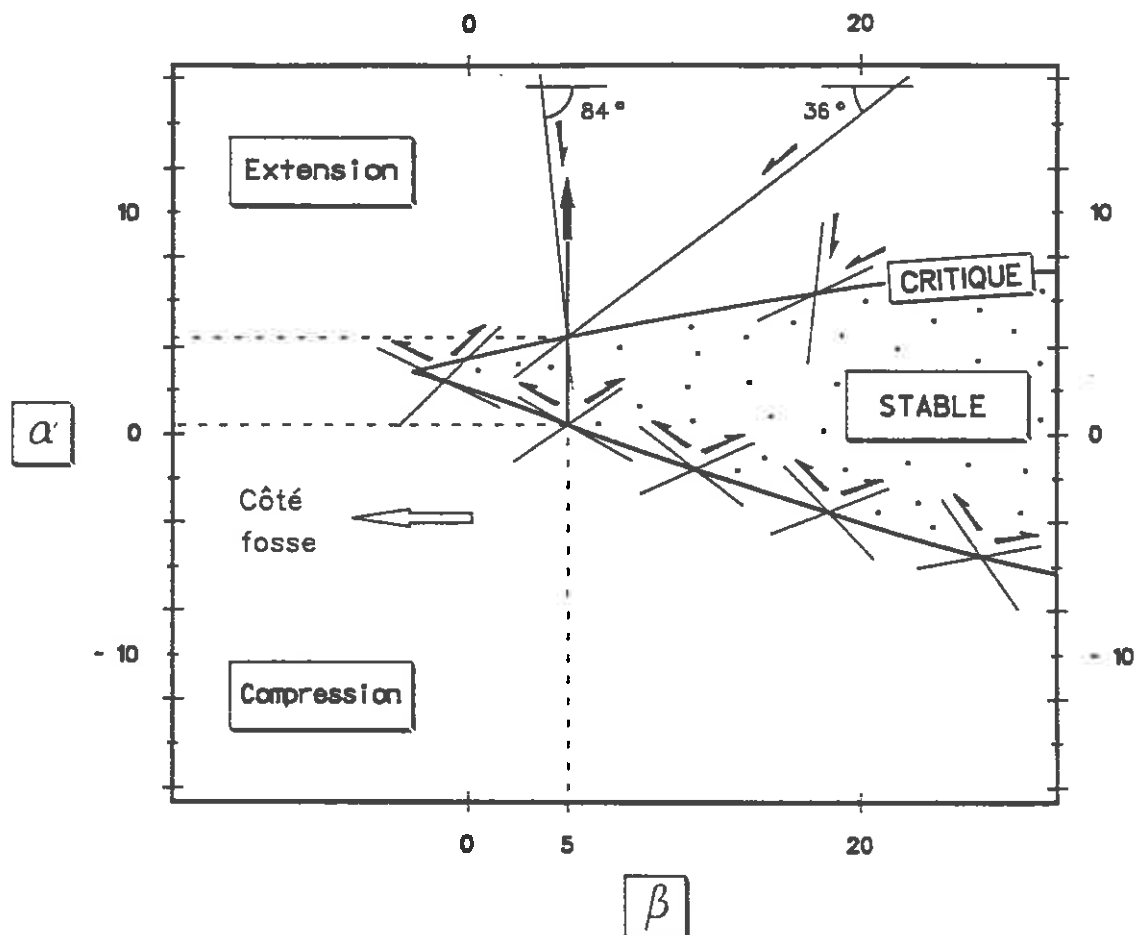


Fig.33: Domaine de stabilité d'un prisme correspondant à des paramètres moyens de frictions et de pressions de fluides (voir Lallemand et al., soumis dans volume 1). Il est possible de prédire en tous points de l'enveloppe les lignes de glissement dans le prisme. Si l'on part d'un prisme d'accrétion caractérisé par une pente topographique $\alpha = 1^\circ$ pour un décollement penté de $\beta = 5^\circ$ et que l'érosion retire du matériel, sa pente topographique augmentera sans que celle du décollement ne change. La flèche épaisse verticale reproduit le chemin emprunté par le prisme. A supposer que les paramètres ne varient pas (sauf α) au cours du processus, le prisme passera de critique en compression à stable pour des valeurs de α comprises entre 1 et 4° . Il deviendra critique en extension lorsque α atteindra 5° . Les failles normales pentées vers l'arc seront alors très raides (84°) alors que celles pentées vers la fosse seront inclinées de 36° .

exemple), son régime sera prédit par un diagramme du type de celui de la figure 33 (Lallemand et al., soumis). En revanche, si du matériel est retiré au front ou sous la marge, la pente topographique augmente à la verticale de la zone érodée pour une pente de décollement variant faiblement. A priori, un prisme soumis à de l'érosion tectonique pourra donc être stable pendant un certain temps dans la nature alors qu'il ne le sera jamais dans le type d'expérience en "boîte à sable". L'exemple représenté par la flèche sur la figure 33 illustre l'évolution de la déformation d'un prisme dont les caractéristiques (frictions et pressions de fluides) correspondent à la moyenne des prismes d'accrétion et dont on retirerait du matériel à la base. Dans cet exemple, nous avons choisi de conserver une inclinaison constante de décollement égale à 5° . La pente initiale du prisme était de 1° en régime

critique à la limite de la rupture en compression. On voit que le prisme peut rester stable (sans déformation) jusqu'à ce que la pente en surface atteigne 4 à 5° , puis il franchit l'état critique et finalement passe dans le domaine caractérisé par de l'extension. L'action des failles normales aura alors pour effet de réduire la pente moyenne du prisme de sorte qu'il se maintienne à l'état critique.

Ce qu'il est intéressant de remarquer, c'est que dans cet exemple théorique construit à partir de valeurs moyennes des coefficients caractéristiques, les failles normales, apparaissant lorsque le prisme atteint une pente de 5° , sont très raides (84°) lorsqu'elles sont inclinées vers l'arc et faiblement inclinées (36°) lorsqu'elles regardent la fosse. Or, nous avons observé le même genre de comportement sur les

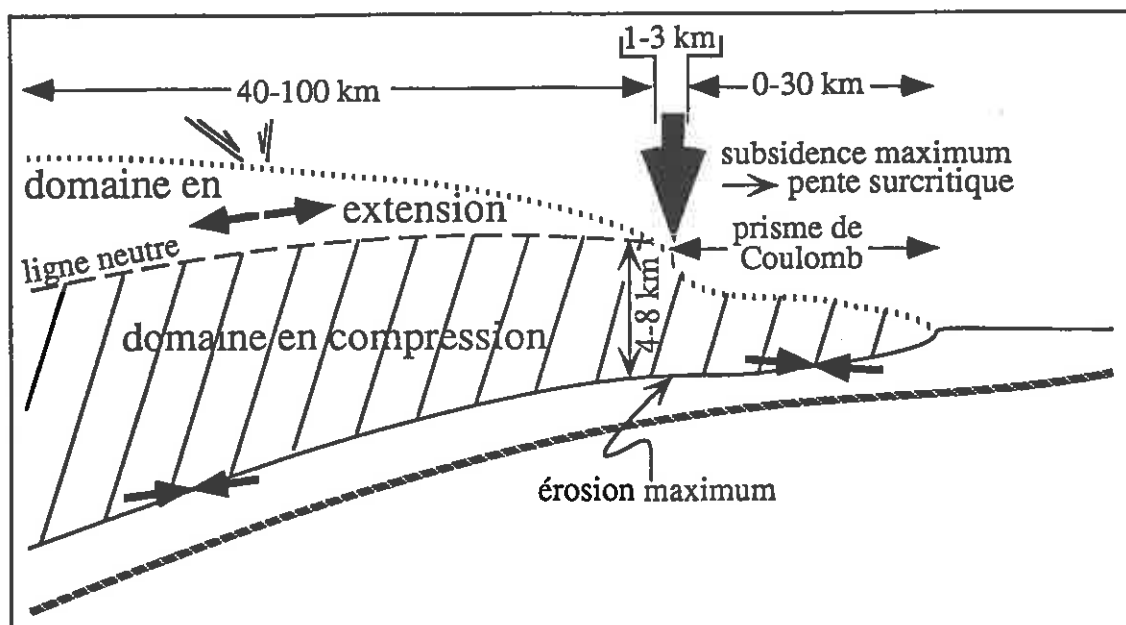


Fig.34: Modèle de déformation d'un prisme soumis à de l'érosion tectonique permettant de rendre compte au mieux des observations (voir texte). La marge en arrière du prisme de Coulomb, limité au front, est soumise à des forces d'extrados provoquant des failles normales non gravitaires au sein de la couverture sédimentaire. Il est néanmoins possible que des failles gravitaires naissent si la pente est suffisante.

profils sismiques du Japon et du Pérou. Au Japon, s'expriment uniquement les failles normales très raides à regard vers l'arc alors qu'au Pérou ne s'expriment que les failles normales faiblement inclinées à regard vers la fosse. D'une part, on notera que le même champ de contraintes peut être responsable de l'un ou l'autre type de failles normales. D'autre part, les pentes mesurées au Pérou, là où s'expriment les failles normales, sont de 2 ou 3° seulement pour une pente de décollement de 10° environ. Il est donc nécessaire que les pressions de fluides soient très importantes pour que de l'extension puisse se produire (voir figure 22). La très faible pente topographique de la marge du Japon, notamment sur le profil JNOC 1 (Fig. 24), jouerait plutôt en faveur de failles à l'extrado d'une flexure.

La figure 34 reprend les conclusions auxquelles nous sommes arrivés quant à la mécanique de la déformation dans un prisme soumis à de l'érosion tectonique. Ce modèle part du constat suivant:

1- les failles normales, lorsqu'elles apparaissent, ne semblent affecter que la couverture du prisme là où son épaisseur dépasse 4 à 8 km;

2- la pente topographique est en général trop faible par rapport à la pente du décollement pour que l'extension soit expliquée par la théorie du prisme de Coulomb.

En conséquence, je ne pense pas que le prisme soit de type Coulombien à partir du moment où le backstop (socle continental, ancien prisme consolidé ...) est impliqué dans la colonne de prisme. En effet, s'il était Coulombien, d'une part, l'extension devrait affecter toute la colonne de prisme et d'autre part, les pressions de fluides devraient être proches de la pression lithostatique pour que de l'extension puisse naître avec des pentes de surface aussi faibles. La théorie de Coulomb s'applique à un matériau homogène or on peut considérer qu'il ne l'est plus dès lors que le socle est impliqué. Le prisme sera donc Coulombien dans sa partie frontale constituée d'unités homogènes imbriquées jusqu'au talus surcritique qui reflète bien les effondrements prévus par la théorie pour de fortes pentes. Le taper mesuré au front du prisme là où l'accrétion est active, ainsi que celui mesuré sur le talus surcritique là où les effondrements se produisent fournissent 2 points critiques de l'enveloppe de stabilité $\alpha = f(\beta)$. Pour que le taper mesuré en arrière du talus surcritique corresponde à un point critique (proche de surcritique) de l'enveloppe de stabilité, il faudrait que les paramètres du prisme changent de manière considérable sur quelques kilomètres seulement. Je ne crois pas que cette possibilité soit raisonnable.

Au delà du talus surcritique, qui correspond souvent à la pointe du backstop, il faut invoquer un mécanisme différent qui limite l'extension à la couverture sédimentaire recouvrant le backstop. Deux possibilités peuvent alors être envisagées:

1- les failles normales de la couverture s'enracinent sur une faille de détachement subparallèle au toit du backstop. Cette hypothèse a été proposée par von Huene et Culotta (1989) pour expliquer le mécanisme des failles normales bordant la terrasse tiltée à mi-pente au nord de la fosse du Japon (Fig. 20). Elle a aussi été retenue par von Huene et al. (1989) pour expliquer la rotation du bloc glissé le long du profil CDP-3 (Fig. 25a) au large du Pérou. Le problème est qu'il ne peut s'agir que d'un détachement d'origine gravitaire car le bord côté océanique est libre et non soumis à une traction. Autrement dit, des pentes de 2 ou 3° suffisent-elles à initier un détachement ? De plus, le détachement devrait avoir une vergence vers l'arc et donc remonter la pente lorsque les failles normales regardent vers l'arc. Un tel mécanisme est évidemment impossible.

2- une "ligne neutre" subparallèle au toit du backstop limite un domaine supérieur en extension d'un domaine inférieur en compression. C'est le mécanisme retenu sur la figure 34. Bien qu'il faille analyser les portions de marges cas par cas, ce modèle présente l'avantage d'expliquer à la fois le faible rejet des failles, leur limitation à la couverture du backstop et enfin l'extension sur des pentes très faibles voire nulles. On revient donc à la notion d'extrado au toit d'une flexure crustale.

Les causes de cette flexure peuvent être de plusieurs ordres. Il y a tout d'abord la subsidence frontale liée au retrait de matériel, puis un possible "underplating" du matériel retiré, en arrière. Enfin, l'augmentation du taper résultant de l'érosion tectonique a pour conséquence d'augmenter la courbure de la plaque plongeante par surcharge locale.

4. COMMENT LA LITHOSPHERE CHEVAUCHANTE ASSIMILE-T'ELLE LE MATERIEL RETIRE PAR EROSION TECTONIQUE DANS LA ZONE DE SUBDUCTION ?

ETUDE DE QUELQUES CAS

Si l'on revient aux reconstructions des prismes avant érosion (figures 2 et 11), il peut paraître paradoxal d'augmenter l'épaisseur de la tranche érodée avec la profondeur alors que l'amplitude de la subsidence augmente dans le sens opposé (von Huene et Lallemand, 1990). Le Pichon et Henry (soumis), par ailleurs, ne retiennent que l'augmentation de la subsidence vers la fosse pour en déduire que le maximum de matériel est érodé au front de la marge. C'est aussi le résultat que nous obtenons dans les expériences analogiques. Le sable est retiré principalement au front de la marge chaque fois qu'une ouverture est pratiquée à la base du backstop. Le prisme subsiste donc bien au front comme dans la nature. Le problème est qu'en général: 1- le front volcanique migre dans la même direction que le retrait de la fosse pendant l'érosion (e.g. von Huene et Scholl, 1991) et 2- tous les systèmes actuels de subduction sont plus ou moins en équilibre les uns par rapport aux autres, donc la géométrie du panneau plongeant doit s'ajuster suite à la perte de matériel au front de la marge pour conserver cet équilibre relatif (Lallemand et al., 1992a). Je vais tenter de montrer dans les deux chapitres suivants que toutes ces observations sont compatibles entre elles et nous renseignent même sur le destin des sédiments océaniques et du matériel crustal entraîné en profondeur avec la croûte océanique.

Analysons en premier lieu les données souvent paradoxales qu'il nous faudra concilier. J'en retiendrais principalement quatre qui me semblent liées au processus d'érosion tectonique: la migration de l'arc volcanique, la subsidence différentielle de la marge, les mouvements verticaux de l'arc et la nature du magmatisme. Nous tenterons ensuite de dégager un sens commun à ces observations.

4.1. EXAMEN APPROFONDI D'UN TRANSECT BIEN CONTRAINT: LA MARGE DU JAPON VERS 40°N

L'arc japonais est sans doute celui où nous disposons du maximum d'informations. Pour cette raison, je proposerai quelques corrélations

possibles entre les événements tectoniques et le caractère du volcanisme.

Le premier problème à résoudre se pose en termes simples. Les reconstructions montrent que l'érosion de la marge depuis le Miocène a été telle que cela reviendrait à entraîner plus de 1.2 km de matériel d'origine continentale en continu si le régime "érosif" de la marge était permanent (Lallemand et al., 1992a). Ce chiffre doit être comparé aux 400 mètres maximum de sédiments océaniques qui seraient subduits en l'absence d'érosion. Bien qu'une telle épaisseur de sédiments subduits ne soit pas exceptionnelle (cf. Barbades ou Orégon), le fait de tripler le flux sédimentaire en subduction doit certainement avoir des répercussions sur l'activité de l'arc. Trois chemins sont possibles et il est vraisemblable qu'ils soient tous trois utilisés pour partie:

- 1) le matériel n'atteint pas la profondeur critique de déshydratation de la croûte car il se serait désolidarisé de la plaque en subduction. On peut s'attendre dans ce cas soit à un soulèvement isostatique de la portion d'arc sous laquelle le matériel aurait été restitué (collage sous-crustal), soit à une injection de fluides ou de matériel de type schistes bleus ou serpentine dans la marge;
- 2) le matériel atteint la profondeur critique et participe entièrement à la genèse des magmas. Le volume et la nature des produits volcaniques doivent alors refléter ce processus.
- 3) le matériel reste solidaire de la plaque en subduction au delà de la profondeur critique. Il doit alors être recyclé dans le manteau, et nous devrions cette fois-ci en retrouver la trace là où des roches mantelliques ont été portées à l'affleurement. Il peut aussi entrer dans la composition des basaltes arrière-arc après avoir transité dans le manteau.

Le second problème à résoudre concerne le recul simultané du front volcanique avec le rétrécissement de la marge. Peut-on s'affranchir d'une migration simultanée du slab ?

La figure 35 récapitule l'enchaînement des événements dans le temps le long d'un transect



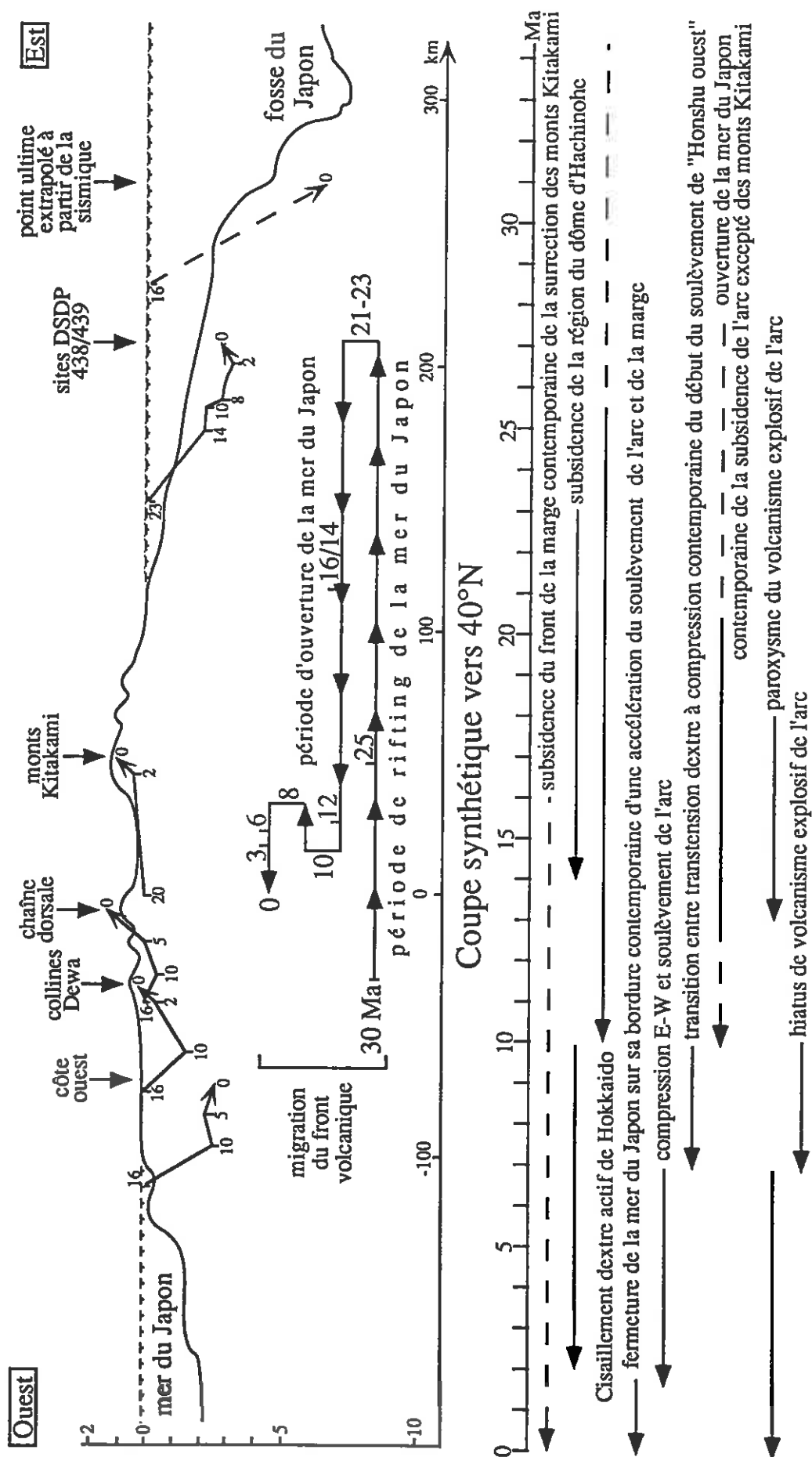


Fig.35: Coupe synthétique de l'arc du Japon NE depuis le bassin arrière-arc jusqu'à la plaque Pacifique en subduction. L'exagération verticale est proche de 10 pour des raisons de clarté. Les flèches réparties sur le profil sont pointées sur un niveau marqueur dont on connaît la paléoauteur ou bathymétrie. La flèche en pointillés indique que nous connaissons les deux points extrêmes de la courbe de subsidence sans plus de contraintes sur son allure intermédiaire. Les nombres sont exprimés en Ma et signalent les étapes de la subsidence ou de la surrection et même de la position du front volcanique sous le profil. Différents événements géodynamiques sont indiqués avec leurs périodes respectives sous la coupe afin de dégager les corrélations possibles.

de l'arc japonais vers 40°N. Les courbes terminées par des flèches indiquent les mouvements verticaux d'un niveau marqueur daté à 16, 20 ou 23 Ma qui se trouvait au niveau de la mer à l'époque de son dépôt (faciès alternativement terrestre et marin peu profond d'après Sugi et al. (1983) sauf pour la courbe située près de la fosse qui résulte d'une communication personnelle de R. von Huene). Les flèches indiquent donc la profondeur (ou l'altitude) actuelle de ce niveau que l'on peut lire sur l'échelle verticale en km à gauche du graphique. Les points marquants sont la subsidence de la marge depuis 23 ou 16 Ma suivant les secteurs que nous relierons au processus d'érosion tectonique et le passage d'une subsidence à une surrection de la partie ouest de Honshu vers 10 Ma qui coïncide avec la fin de l'ouverture de la mer du Japon et le début du régime compressif. J'ai indiqué sous le transect les différentes localisations du front volcanique depuis 30 Ma (Ohguchi et al., 1989). On remarque donc que le front a sauté de 250 km depuis la côte ouest du Japon jusqu'à la marge Pacifique entre 30 et 23 Ma. Jolivet et Tamaki (1991) expliquent ce saut par un étirement de la croûte de l'arc en régime transtensif contemporain du rifting de la mer du Japon. Il suffirait selon les auteurs d'appliquer un coefficient d'extension β de 1.8 pour provoquer cette migration de l'arc volcanique. Il me semble qu'un tel coefficient est raisonnable sur la bordure ouest de Honshu mais il reste discutable plus à l'est. Deux autres solutions peuvent être proposées: la première nécessite d'augmenter le plongement du slab environ de 15 à 30° en 7 Ma; la seconde retenue dans Lallemand et al. (1992a) invoque l'accrétion d'une ride ou d'un microcontinent à la marge japonaise à l'Oligocène. Quoiqu'il en soit, l'érosion tectonique n'est prouvée qu'à partir de 23 Ma et le front volcanique se retire justement d'environ 200 km vers le continent depuis cette époque. Je rappelle que l'estimation minimum du retrait de la fosse est de 100 km vers 40°N (Lallemand et al., 1992a). Il est donc possible, en conservant une inclinaison plus ou moins constante du slab, de relier les deux événements. L'alternative (sans érosion tectonique) étant cette fois-ci de diminuer environ la pente du slab de 60° à 30° en 23 Ma mais alors on ne voit pas comment expliquer la subsidence de la marge!

Reprenons à présent les trois destins possibles du matériel retiré à la marge. A supposer qu'une partie de ce matériel soit restitué par collage sous-crustal à l'arc, cela devrait se vérifier par une surrection à l'aplomb de la zone épaissie. Une telle surrection s'observe depuis 2 Ma dans la plupart des secteurs jusqu'aux sites DSDP mais elle semble clairement liée (car contemporaine) à la compression résultant de la convergence le long de la bordure est de la mer

du Japon (Jolivet et Tamaki, 1991). De même, le début d'une surrection de la côte ouest de Honshu jusqu'à la chaîne dorsale depuis 10 Ma se corrèle parfaitement avec le changement de régime tectonique de transtensif à compressif. Seuls les monts Kitakami se soulèvent régulièrement depuis 20 Ma alors que les terrains subsident de part et d'autre. Le soulèvement du massif n'excède cependant pas 500 m entre 20 et 2 Ma. De plus, cette région se trouvait au voisinage de l'arc volcanique pendant cette période. Pourquoi alors ne pas imaginer un soulèvement thermique lié à l'activité volcanique? Il est donc difficile de trancher.

La seconde possibilité conduisait à modifier le caractère du volcanisme grâce à une contribution plus importante de sédiments subduits. Jolivet et Tamaki (1991) et Cambray (1991) résument assez bien les travaux réalisés principalement par les japonais en matière d'inventaire du volcanisme. L'histoire s'avère très complexe et je ne reprendrai pas dans cette étude toutes les phases volcaniques car elles ne me semblent pas apporter d'arguments décisifs à notre problème. En revanche, il est important de noter que le paroxysme du volcanisme explosif dans le secteur (déduit de l'analyse des niveaux de cendres dans les carottes DSDP et ODP) intervient de 18 à 13 Ma et depuis 7 Ma avec un hiatus du volcanisme explosif entre 10 et 7 Ma. En raison de la démarche adoptée, les périodes plus anciennes que 20 Ma n'ont pas pu être testées. Cela ne signifie donc pas que le volcanisme était inexistant avant 20 Ma. Au contraire, Sugimura et al. (1963) indiquent que le volume de produits volcaniques était 10 fois supérieur à l'actuel pendant la période allant de 27 à 20 Ma. Il s'agissait principalement des "Green Tuffs" (tuffs dacitiques) affleurant actuellement sur la côte ouest de Honshu. Cette intense période volcanique est reliée au rifting de la mer du Japon (Lallemand et Jolivet, 1985; Jolivet et Tamaki, 1991). En conclusion, il n'est pas impossible que les paroxysmes du volcanisme explosif résultent de l'importance de l'érosion tectonique. Le hiatus de volcanisme explosif de l'arc entre 7 et 10 Ma pourrait refléter un ralentissement de l'érosion tectonique dans le prisme quelques Ma avant, compte-tenu du temps de transit entre le lieu de l'érosion et celui de la déshydratation de la croûte (la vitesse d'ascension du magma étant vraisemblablement de l'ordre de 10^{-3} m/s, soit 100 km en une année; Gill, 1981). En effet, la subsidence du niveau marqueur aux sites 438/439 est quasiment stoppée entre 10 et 14 Ma; quant au niveau près de la fosse, nous ne disposons que des points extrêmes (16 Ma et actuel) sans aucune indication sur l'allure de la courbe entre les deux points (pointillés sur la figure 35). De plus, on remarque que le recul du front volcanique cesse de 10 à 8 Ma.

Le troisième chemin qui conduit le matériel continental dans le manteau reste difficile à prouver. Nous verrons plus loin dans ce chapitre que ce sujet fait encore l'objet de nombreuses controverses parmi les spécialistes. En tous cas, aucun argument décisif ne permet d'infirmer cette hypothèse. Au contraire, l'analyse de certaines roches mantelliques indique une contribution de matériel sédimentaire. D'autre part, aucune quantification du volume de produits volcaniques émis sur l'arc japonais aux différentes périodes ne permet de le comparer aux volumes érodés. Enfin, il faudrait estimer la contamination par la croûte continentale pour pouvoir envisager une comparaison.

Un des scénarios probables de l'histoire du Japon NE depuis 23 Ma est donc le suivant. La région du dôme d'Hachinohe enregistre une première phase de subsidence de 23 à 14 Ma alors que le cisaillement dextre qui traverse du nord au sud l'île de Hokkaido était très actif (épisode transtensif). D'autre part, la mer du Japon s'ouvrait à cette même époque. Cette subsidence résulte de l'érosion tectonique du matériel constituant la marge et un intense volcanisme explosif est enregistré sur l'arc, qui recule d'environ 150 à 200 km depuis le site DSDP jusqu'en arrière des monts Kitakami, de 18 à 13 Ma. Ce décalage dans le temps peut être relié au temps de transit du matériel érodé depuis la marge jusqu'à la profondeur de fusion partielle du manteau. Depuis 16 Ma, le front de la marge subsiste aussi de manière importante. De 14 à 10 Ma, la subsidence de la marge ralentit considérablement et on remarque un hiatus de volcanisme explosif ainsi qu'un arrêt du recul du front volcanique 3 à 4 Ma plus tard, soit de 10 à 7 Ma. Compte-tenu des incertitudes mentionnées plus haut, il est tout à fait possible que la subsidence ait été stoppée à la même période au front de la marge. Enfin, la subsidence et donc l'érosion de la marge reprend vers 10 Ma et le volcanisme redevient très actif

3 Ma plus tard, soit à 7 Ma. Simultanément, le front volcanique recule à nouveau de 35 km.

Il semble donc que l'intensité du volcanisme explosif ainsi que le recul du front volcanique soient directement liés au volume de matériel érodé à la marge. Néanmoins, nous ne savons toujours pas si le volume de produits volcaniques rend compte partiellement ou totalement du volume de matériel érodé. On relève aussi une surrection modeste (500 m) des monts Kitakami depuis 20 Ma, c'est à dire depuis le début de cette période d'érosion de la marge. Il est très difficile d'invoquer un processus d'underplating sous ce massif car il se trouvait en arrière du front volcanique avant 15 Ma et même aujourd'hui, le slab se situe à environ 50 km sous le massif. De même, il est difficile d'invoquer un processus d'underplating sous les sites DSDP 438/439 depuis 2 Ma car le soulèvement est généralisé à l'ensemble de l'arc et coïncide parfaitement avec le début de la fermeture de la mer du Japon. Quant au recyclage éventuel de matériel crustal dans le manteau, aucun indice régional ne permet de le vérifier.

4.2. LA MARGE DU PEROU VERS 11°S

Examinons à présent le second cas bien illustré d'érosion tectonique, celui du Pérou vers 11°S. Les résultats des forages ODP (Leg 112; Suess et al., 1988; von Huene et Lallemand, 1990) ont montré, grâce à la mise en évidence d'une surface d'érosion, que le front de la marge s'était affaissé d'environ 800 m entre 20 et 11 Ma, puis de 3.5 km depuis 8 Ma (Fig.36). Le plateau continental, en revanche, n'a commencé à s'affaisser qu'à partir de 8 Ma, pour atteindre une profondeur actuelle de 3 km. Ces deux épisodes s'expliquent par l'érosion tectonique de la marge. L'arrêt de la subsidence vers 11 Ma et l'accélération de celle-ci après 8 Ma sont reliés à la subduction de la ride de Nazca depuis 8 Ma dans le secteur (von Huene et Lallemand, 1990).

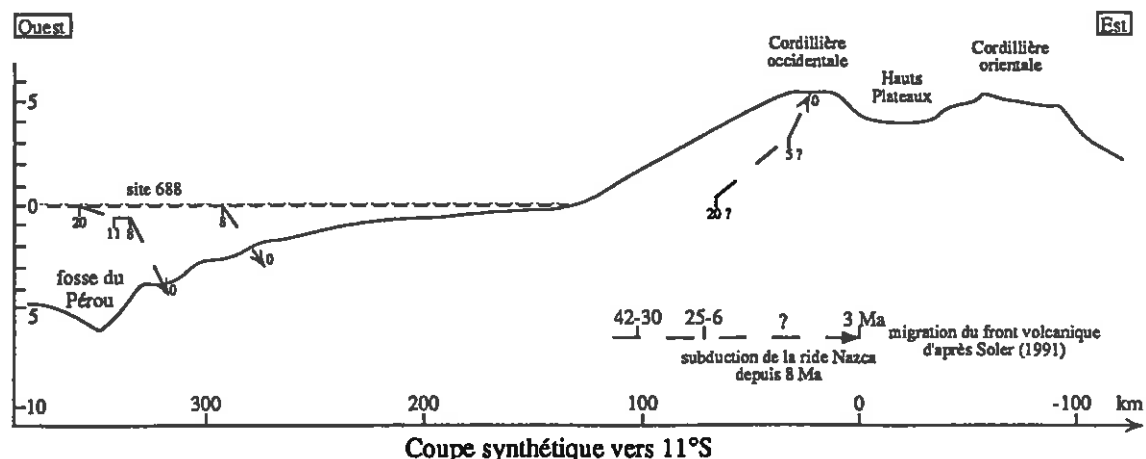


Fig.36: Coupe synthétique de la bordure océanique du Pérou depuis les cordillères jusqu'à la plaque Pacifique en subduction. Voir la figure 35 pour la légende des figurés et le texte pour les détails.

Différents auteurs (e.g. Noble et al., 1974; Soler et al., 1989; Soler, 1991) ont montré qu'après une période de quiescence du volcanisme et du plutonisme à l'Oligocène, plusieurs épisodes significatifs de volcanisme calco-alcalin ont été enregistrés entre 25 et 6 Ma (les pics se situant vers 21, 15 et 10 Ma). La dernière manifestation volcanique dans ce secteur a eu lieu vers 3 Ma. Il s'agissait de volcanisme acide de type ignimbritique (Soler, 1991). Cambray (1991) montre aussi 3 pics de volcanisme explosif à 17, 12 et 9 Ma dans le secteur étudié. Plus au sud, l'épisode majeur du volcanisme explosif débute à 5 Ma et culmine à l'actuel. Signalons tout de même que l'activité volcanique du tronçon péruvien qui nous intéresse a cessé au Plio-Quaternaire (en réponse à l'aplatissement du slab; Noble et McKee, 1977), autrement dit, les cendres volcaniques déposées dans les sédiments récents proviennent sans doute de l'arc volcanique sud-péruvien comme en témoigne l'augmentation des niveaux de cendres depuis 9°S jusqu'à 13°S (Cambray, 1991).

Même si le synchronisme entre l'érosion et le volcanisme n'est pas parfait, on peut noter que le début de la subsidence enregistrée par les sédiments néogènes du front de la marge vers 20 Ma est contemporaine de la reprise du volcanisme. L'arrêt de la subsidence entre 11 et 8 Ma se corrèle avec un hiatus de volcanisme explosif entre 8 et 5 Ma et enfin l'accélération de la subsidence depuis 8 Ma pourrait être masquée par l'"aplatissement du slab" depuis 5 Ma (absence de coin mantellique nécessaire à la genèse des magmas). James (1971) signalait que le front volcanique n'avait jamais cessé de reculer depuis le Jurassique, à une vitesse moyenne de 1 km/Ma. Soler (1991) montre que le front volcanique a reculé d'environ 80 km depuis 6 Ma après être resté stable pendant le Miocène (voir figure 36).

La surrection principale de plusieurs kilomètres des Andes débute au Miocène pendant les phases tectoniques Quechua (de 20 à 6 Ma d'après Mégard, 1984 et de 17 à 2.5 Ma d'après Soler, 1991) et s'accélère au Plio-Quaternaire (Dollfus, 1973; Mégard, 1984; Isacks, 1988). La flèche indiquant la surrection de la cordillère occidentale sur la figure 36 est purement indicatrice d'une tendance, mais la chronologie et l'amplitude des événements restent très mal connus. Les théories expliquant cette surrection exceptionnelle pour une chaîne de subduction sont nombreuses. Il s'agit soit d'intrusions plutoniques, soit de raccourcissement crustal et/ou encore d'intumescence thermique (Isacks, 1988).

4.3. L'ARC D'IZU-BONIN VERS 32°N ET DES MARIANNES VERS 19°N

Les résultats des Legs ODP 125 et 126 et DSDP 60 (Fryer, Pearce et al., 1992; Taylor, Fujioka et al., 1992; Hussong, Uyeda et al., 1982) relatifs aux arcs d'Izu-Bonin et des Mariannes viennent nous éclairer sur une zone dont on soupçonnait l'existence d'une érosion tectonique active mais où les données étaient rares. Les similitudes concernant la nature, l'âge et l'histoire tectonique en général de ces deux arcs justifient leur étude comparée. Contrairement aux cas du Japon et du Pérou, il s'agit là d'une subduction océanique sous un arc construit lui-même en domaine océanique à l'Eocène moyen (Tracey et al., 1964; Mrozowski et Hayes, 1980; Lagabrielle et al., 1992).

Nous nous intéresserons tout d'abord à la section de l'arc d'Izu-Bonin la mieux étudiée vers 32°N où une dizaine de sites ont été forés en 1989 dans le cadre du programme ODP. Tout comme au Japon, on constate une subsidence de la marge et un soulèvement de l'arc dont l'amplitude augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne d'un axe se situant à mi-chemin entre l'arc actuel et la fosse (Fig.37). L'étude des foraminifères benthiques a permis de quantifier ces mouvements (Kaiho, 1992). C'est ainsi que le substratum de l'arc actuel (site 788) s'est soulevé de plus d'un km depuis le début du rifting du bassin arrière-arc de Sumisu, il y a 2 Ma. 50 km plus à l'est (site 792), sur la partie interne de la région avant-arc, le substratum s'est soulevé d'environ 1 km en 2 phases de 20 à 13 Ma et depuis 8 Ma. A 90 km de l'arc actuel (site 793, en revanche, le substratum de l'avant-arc n'a jamais cessé de s'affaisser depuis 31 Ma mais de 600 m seulement. Enfin les 2 sites 782 et 786, en bordure de la région avant-arc qui forme à certains endroits un relief ("outer-arc high"), se sont affaissés régulièrement de 1.6 km depuis 40 Ma d'après les foraminifères benthiques et de 3 km d'après la nature subaérienne des produits volcaniques Eocène forés au site 786 (Lagabrielle et al., 1992). Ces derniers auteurs interprètent les changements de vitesse de sédimentation comme des témoins de la subsidence et proposent 4 épisodes de subsidence: Eocène terminal, Oligocène inférieur, Miocène inférieur à moyen (27-15 Ma) et limite Mio-Pliocène (5 Ma). On peut donc dire globalement que la marge a enregistré des périodes érosives soit en continu, soit par épisodes successifs, depuis la construction de l'arc à l'Eocène.

A partir des échantillons de produits volcaniques forés aux sites 782 et 786, Mitchell et al. (1992) mettent en évidence 3 épisodes magmatiques dont le principal (incluant des coulées de lave) date de 41 Ma, le suivant de 35 Ma (épisode intrusif mineur) et le dernier vers 17 Ma (épisode intrusif dont la datation présente

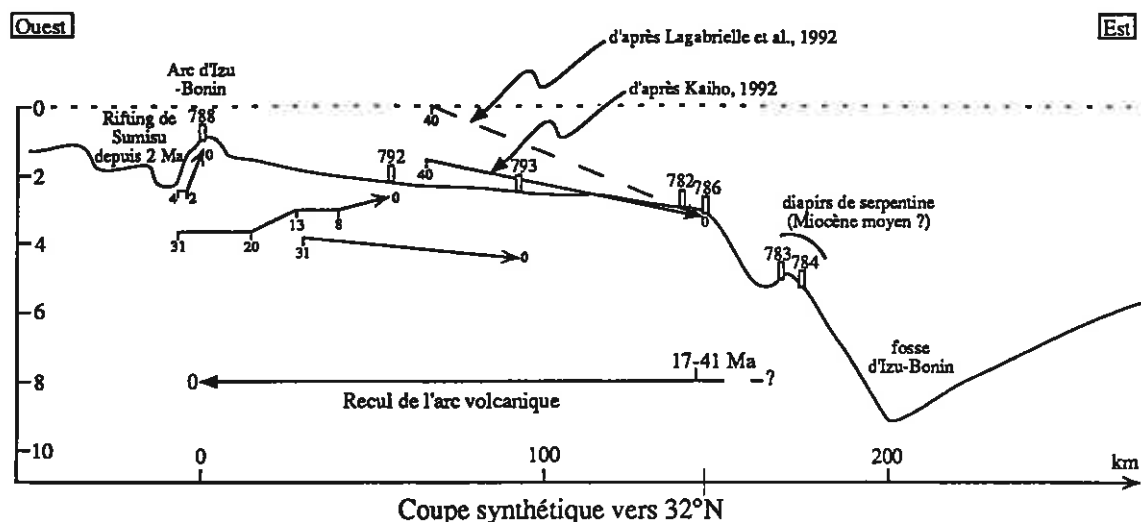


Fig.37: Coupe synthétique de l'arc d'Izu-Bonin depuis le bassin arrière-arc jusqu'à la plaque Pacifique en subduction. Les petits rectangles verticaux représentent les sites de forage ODP. Voir la figure 35 pour la légende des figurés et le texte pour les détails.

quelques incertitudes). Des éruptions de boninites sont signalées lors des 2 premiers épisodes. Ces résultats prouvent que l'arc volcanique Miocène moyen (le front volcanique pouvant se situer plus à l'est) se situait au plus à 50 km de la fosse actuelle. A l'échelle de l'arc au sens large, le volcanisme explosif a été enregistré par les cendres dans les sédiments marins. Deux maxima sont signalés vers 40 Ma et depuis 3 Ma avec un pic mineur vers 10 Ma (Fujioka et al., 1992). Les fortes teneurs en potassium des cendres plus jeunes que 3 Ma sont interprétées par les auteurs comme la signature d'un épaissement crustal. En résumé, les données récentes montrent que:

- 1- l'arc volcanique a reculé d'au moins 150 km depuis l'Eocène alors que la marge s'affaisse depuis la même époque et
- 2- les pulsations magmatiques Eocène terminal, Oligocène inférieur, Miocène moyen et Plio-Quaternaire s'associent avec les 4 épisodes marquants de la subsidence de la marge.

Preons la période Plio-Quaternaire, à priori la mieux contrainte, pour examiner les évènements chronologiquement. *Lagabriele et al. (1992)* signalent une subsidence très active de la marge à la limite Plio-Quaternaire (vers 5 Ma). Vers 3 Ma (soit 2 Ma plus tard, le temps nécessaire à la plaque océanique pour atteindre la profondeur de 130 km), le volcanisme redevient très actif (*Fujioka et al., 1992*). Depuis 2 Ma, le substratum de l'arc actif s'est soulevé de 1.2 km (*Kaiho, 1992*) alors que les cendres volcaniques des sédiments récents montrent un épaissement crustal (*Fujioka et al., 1992*). *Gill et al. (1992)* indiquent d'autre part que le volcanisme d'arc devient siliceux 1.5 Ma avant le début du rifting arrière-arc à 2 Ma. Les auteurs soulignent aussi que les magmas possèdent une large proportion de matériel dérivé du slab.

Examignons enfin 2 indices pétrographiques importants qui témoignent nécessairement, à mon sens, de la subduction de quantités importantes de matériel sédimentaire à certaines époques. Il s'agit des séries boninitiques rencontrées dans le substratum de la région avant-arc ainsi que sur les îles de l'arc d'Izu et les diapirs de serpentine découverts très près de la fosse actuelle. Des produits volcaniques Eocène terminal à Oligocène de type boninitiques ont été forés en bordure externe de l'avant-arc aux sites 782 et 786. Les éléments traces de ces roches indiquent clairement une composante dérivée du matériel subduit (Taylor et al., 1990; Newman et van der Laan, 1992; Murton et al., 1992; Pearce et al., 1992). Ces mêmes roches affleurent sur l'île de Chichijima (vers 27°S) et contiennent une composante pélagique (Pearce et al., 1992). Dobson et O'Neil (1987) concluent que l'eau, entrant dans la composition des laves boninitiques Eocène échantillonnées sur l'île de Chichijima, provient de la lithosphère océanique subduite, notamment en raison d'un fort $\delta^{18}\text{O}$ et d'un faible δD . 20 à 50 km en arrière de la fosse, plusieurs "seamounts" ont été reconnus à une profondeur d'environ 5 km (sites 783 et 784 sur le Torishima seamount). Il s'agit cette fois-ci principalement de diapirs de serpentine mis en place au Miocène moyen (Horine et al., 1990). Ce type de diapirisme, connu aux Mariannes, s'explique par un excès d'eau dans la série subduite et peut très bien se produire à de faibles profondeurs de slab. Je rappelle que l'un des épisodes de subsidence répertorié par Lagabriele et al. (1992) intervient au Miocène moyen. Signalons enfin, que des roches similaires (boninites, serpentine ...) ont été draguées 20 à 60 km en arrière de la fosse à la jonction de la fosse d'Izu-Bonin-Ogasawara et de celle des Mariannes vers 26°N. Ishii (1985) les avait baptisé: ophiolites d'avant-arc, car leur

composition était proche de celle de séries ophiolitiques. Leur mise en place date vraisemblablement de la construction de l'arc à l'Eocène. Ces roches seraient restées subaériennes jusqu'au Pliocène puis elles auraient sombré jusqu'à leur profondeur actuelle de 2 km. Elles constituent donc ce qu'Ishii (1985) appelle la paléoterre d'Ogasawara.

Bien que 2 legs DSDP et ODP aient eu lieu en travers de l'arc des Mariannes entre 17 et 20°N, les données sont moins complètes que sur l'arc d'Izu-Bonin, notamment celles concernant les mouvements verticaux. Seule certitude, le front de la marge (sites 460 et 461 sur la figure 38) s'est affaissé d'au moins 2 km depuis la limite Oligo-Miocène vers 24 Ma. En effet, les séries basales Eocène et Oligocène sont constituées d'une boue calcaire non perturbée indiquant une profondeur de dépôt au dessus de la CCD (soit vers 4 ± 1 km, site 460, Shipboard Scientific Party, 1982, p. 378). La profondeur actuelle de ces niveaux étant 6.5 km, cela signifie que le site a franchi la CCD vers 24 Ma, ce qui n'exclue pas une subsidence antérieure. Des roches volcaniques Eocène à Oligocène inférieur (tholéiites d'arc et boninites datées de 30 à 45 Ma) ont été forées aux sites 458, 459, 460 et 461 (Hussong et Uyeda, 1981; Wood et al., 1981; Sharaskin, 1981; Meijer et al., 1981). Autrement dit, il y a 30 Ma, l'arc volcanique se situait encore à moins de 10 km en arrière de la fosse actuelle (site 461; Meijer et al., 1981). La marge étant intensément fracturée par des failles normales très raides et l'arc volcanique actuel se situant à environ 200 km de la fosse (site 457), les auteurs s'accordent pour invoquer un retrait important de la fosse durant un processus d'érosion tectonique de la marge (Hussong et Uyeda, 1981; Mrozowski et Hayes, 1980; Natland et Tarney, 1981). Marlow et al. (1992)

signalent même un niveau de basaltes tholéiitiques daté de 1.7 Ma intercalé dans des sédiments Pliocène terminal au site 781 qui se situe 50 km en arrière de la fosse actuelle (voir figure 38). Ce forage pénétrait un horst aligné sur un accident majeur parallèle à la fosse et affectant la marge sur un secteur important (Marlow et al., 1992). Parmi les explications proposées par les auteurs, deux paraissent plausibles. L'une invoque l'érosion tectonique de la marge qui aurait fait reculer l'arc volcanique d'une centaine de kilomètres en 1.7 Ma et l'autre ferait appel à un excès d'eau dans la séquence subduite, permettant la fusion partielle à de faible profondeur (20 à 30 km). Je rappelle que de telles vitesses de recul de l'arc volcanique sont connues au niveau de l'arc des Tonga (60 km en moins d'1 Ma; Pelletier et Dupont, 1990; Lallemand et al., 1992b). Il reste néanmoins assez difficile de relier chronologiquement les événements faute de données suffisantes.

D'après les niveaux de cendres déposés dans les sédiments marins, Hussong et Uyeda (1981) proposent que les pulsations magmatiques majeures de l'arc des Mariannes aient eu lieu de 42 à 32 Ma puis de 21 à 13 Ma et enfin de 8 Ma à l'actuel. L'âge des sédiments basals et le paléomagnétisme indiquent que le bassin arrière-arc des Mariannes s'est ouvert depuis 5 ± 0.2 Ma avec une augmentation de l'activité volcanique de 0.9 à 0.3 Ma (Hussong et Uyeda, 1981). Poreda (1985), sur la base des rapports D/H, conclue que les basaltes du bassin des Mariannes nécessitent que la lithosphère subduite soit riche en eau comme dans le bassin de Lau que nous étudierons dans le paragraphe suivant. Ces basaltes sont aussi comparables à ceux du bassin de Sumisu dans les Bonins (Taylor et al., 1990). De même, l'éruption des boninites, aux sites 458 et 459 dans l'avant-arc,

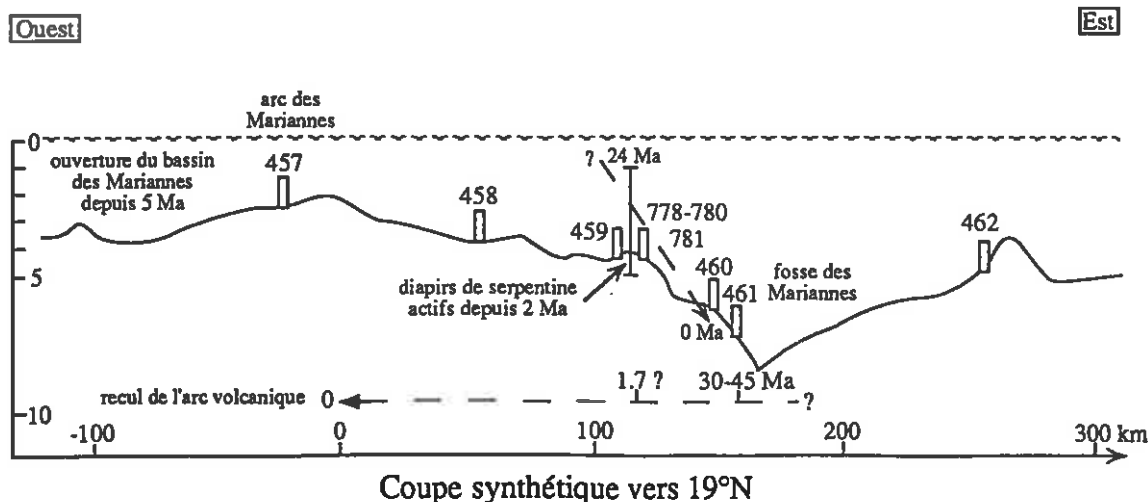


Fig.38: Coupe synthétique de l'arc des Mariannes depuis le bassin arrière-arc jusqu'à la plaque Pacifique en subduction. Les petits rectangles verticaux représentent les sites de forage ODP. Le trait vertical situé entre les sites 459 et 778 représente l'incertitude sur la profondeur du niveau subsidant à 24 Ma. Voir la figure 35 pour la légende des figurés et le texte pour les détails.

nécessitent un flux d'eau très important (Hickey et Frey, 1981). Natland et Tarney (1981) soulignent aussi qu'une profondeur de lithosphère subduite riche en eau de 50 ± 10 km était suffisante pour permettre la genèse de boninites. Un tel environnement ne se produit pas seulement à l'initiation de la subduction (boninites Eocène) car des boninites Miocène inférieur (sur l'île de Guam) et supérieur (10.8 Ma, près de Guam) ont été échantillonnées.

Comme sur la marge d'Izu-Bonin, un diapir de serpentine a été foré ("Conical seamount") dans l'avant-arc des Mariannes, 100 km en avant de l'arc actif vers 2 km de profondeur (sites 778 et 780 sur la figure 37; Marlow et al., 1992). Ce volcan de boue à serpentine est actif depuis environ 2 Ma (Fryer et Mottl, 1992). La seule explication pour ce type de volcanisme est une source d'eau anormalement importante à la verticale du volcan, soit très vraisemblablement au sommet de la plaque océanique 30 km en dessous (Mottl, 1992). Après réchauffage des sédiments et de la croûte océanique subduits, l'eau expulsée serpentinise le coin mantellique sus-jacent. Les volcans de serpentine agissent donc comme des conduits où circulent l'eau, le gaz carbonique, des hydrocarbures et des sulfures depuis le slab jusqu'à l'océan (Mottl, 1992). Les isotopes du Strontium mesurés sur les diapirs de serpentine des Mariannes et des Bonins indiquent aussi une diffusion de cet élément à travers la marge contaminée par les sédiments subduits (Haggerty et Chaudhuri, 1992). De même, des clasts de metabasites, de métadiabases, de cumulates de gabbros, de boninites et de schistes bleus ont été retrouvés dans les volcans de serpentine. Ces fragments proviennent sans doute en partie de la plaque subduite (Johnson, 1992; Maekawa et al., 1992). Fryer et al. (1985) et Fryer (1992) signalaient que ces diapirs de serpentine s'étaient mis en place à la faveur de fractures crustales de la marge, elles-mêmes favorisées par la subduction des nombreux volcans portés par la plaque Pacifique.

Il apparaît donc que le régime tectonique ainsi que l'histoire du volcanisme est comparable le long des arcs d'Izu-Bonin-Ogasawara et des Mariannes depuis l'Eocène. Il semblerait dans les deux cas qu'un volume important de matériel crustal appartenant en partie à la bordure de l'arc ait été entraîné à la faveur de l'érosion tectonique et soit venu contaminer les magmas jusque dans les bassins arrière-arc. L'intense fracturation de la marge permettant même la remontée de diapirs de serpentine sous l'avant-arc.

4.4. L'ARC DES TONGA VERS 23°S

L'arc des Tonga est exemplaire à plus d'un titre. C'est notamment à son niveau que les vitesses de convergence les plus rapides ont été

enregistrées. Les premières mesures géodésiques indiquent un rapprochement de la plaque Pacifique avec l'arc des Tonga de 41 cm sur 2 ans (Pelletier, communication personnelle) alors que Pelletier et Louat (1989a et b) prédisaient d'après un modèle cinématique une vitesse de 17 cm/an vers 20°S. Cet arc représente aussi l'un des plus beaux exemples d'érosion tectonique, par retrait simultané de la fosse et de l'arc volcanique, lié à une subduction de ride océanique (i.e. la ride de Louisville, Ballance et al., 1989; Pelletier et Dupont, 1990; Lallemand et al., 1990; Lallemand et al., 1992b). Parmi les autres exemples (où le lien entre érosion tectonique et subduction de ride a été prouvé), on connaît depuis peu celui de la dorsale océanique chilienne qui provoque l'érosion de la marge vers 46°S (ODP Leg 141 Scientific Party, 1992). La ride de Louisville balaye la fosse des Tonga depuis le nord vers le sud depuis sans doute 5 Ma, qui se trouve être approximativement l'âge du début d'ouverture du bassin de Lau (5.6 Ma d'après les résultats ODP Leg 135, site 834; Shipboard Scientific Party, 1992). Lors du Leg ODP 135, 2 sites ont été forés sur l'arc (site 840) et l'avant-arc (site 841) tongien vers 17°S (Fig. 39).

Le site 841 a été foré par 4.8 km de fond sur le mur interne de la fosse à l'aplomb de la ride en subduction (Shipboard Scientific Party, 1992). Un complexe volcanique rhyolitique d'âge minimum Eocène supérieur a été découvert sous 600 m de sédiments. L'éruption de ces rhyolites a eu lieu à l'air libre comme l'indiquent la faune et la flore associée aux sédiments intercalés dans le complexe. D'autre part, ce complexe igné est surmonté de 56 m de grès volcaniques carbonatés Eocène terminal à Oligocène basal, datés de 38 à 34 Ma, dont le contenu faunique indique un dépôt en eaux peu profondes dans un milieu à faible énergie. Ces niveaux sont recouverts par 91 m d'une brèche de faille datée de 17 Ma. Autrement dit, le niveau déposé juste avant le hiatus sédimentaire a subsidé de 5.4 km depuis 17 à 34 Ma. Autre résultat très important de ce forage: 125 m de conglomérats et brèches volcaniques ainsi que des laves altérées d'andésites basaltiques ont été datées de 15 à 8 Ma et surmontent la précédente brèche de faille. Ceci indique que l'arc volcanique se trouvait proche du site 841 il y a encore 8 Ma, or le site se trouve actuellement à moins de 50 km de la fosse. En d'autres termes, l'arc volcanique a reculé de plus de 100 km durant les 8 derniers millions d'années.

Le site 840 a été foré sur une plateforme inclinée vers l'ouest, supportant les îles principales du Royaume des Tonga (Tongatapu, Eua ...). 600 m de sédiments Miocène à Pliocène supérieur ont été traversés, indiquant notamment un hiatus sédimentaire de 4.3 à 3.2

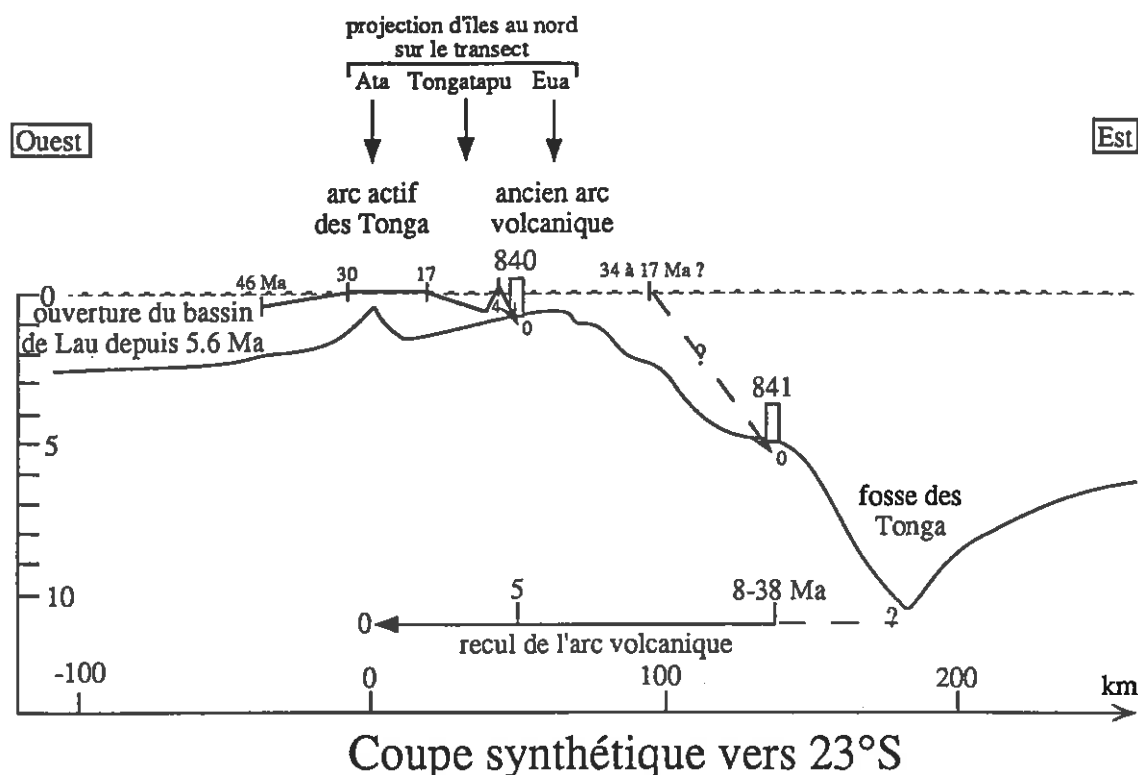


Fig.39: Coupe synthétique de l'arc des Tonga depuis le bassin arrière-arc jusqu'à la plaque Pacifique en subduction. Les petits rectangles verticaux représentent les sites de forage ODP. Voir la figure 35 pour la légende des figurés et le texte pour les détails.

Ma (que je relie à une période d'émersion) et un fort épisode volcanique à proximité du site de 5.2 à 5.4 Ma. Cette dernière observation justifie la position intermédiaire de l'arc volcanique à 5 Ma au niveau du site 840 sur la figure 39. Des roches volcaniques Miocène à Pliocène inférieur ont d'ailleurs été observées sur l'île de Tongatapu (Kroenke et Tongilava, 1975). Les résultats de ce forage, combinés aux observations à terre et déduites des profils similaires ainsi que des forages industriels (Herzer et Exon, 1985; Shipboard Scientific Party, 1992) permettent de proposer une courbe représentant les périodes de soulèvement et de subsidence près de ce site (Fig. 39). Globalement les mouvements verticaux n'ont jamais dépassé quelques centaines de mètres avec une période d'émersion Oligocène supérieur à Miocène inférieur puis une seconde phase rapide d'émersion reliée au rifting de l'arc vers 4 à 5 Ma. Lallemand et al. (1992a) notent un soulèvement régional d'environ 1 km de la partie arrière-arc en face de la zone de collision de la ride de Louisville. Cette zone surélevée forme ainsi un seuil entre les bassins du Havre au sud et de Lau au nord. Il s'agit là d'un phénomène local, vraisemblablement lié au balayage de la ride (raccourcissement ou épaississement crustal) plutôt qu'au phénomène d'érosion tectonique.

Les auteurs s'accordent pour considérer que le substratum de l'arc est composé d'un complexe

tholéiitique d'arc Eocène (40 à 46 Ma) qui affleure sur l'île d'Eua (Ewart et al., 1977) et qui a été dragué à seulement 40 km de la fosse (Vallier et al., 1985). Ce complexe a été foré au site 841 comme nous l'avons signalé. Il s'agissait alors de l'arc mélanésien construit pendant l'histoire initiale du bassin sud-fidjien. Au Miocène supérieur, l'arc des Nouvelles-Hébrides s'est séparé de l'arc de Lau-Tonga-Fidji en réponse à l'initiation de la subduction sous les Nouvelles-Hébrides. Enfin, la ride de Lau est devenu un arc rémanent suite à l'ouverture du bassin de Lau à la limite Mio-Pliocène. Depuis le Miocène au moins, l'arc volcanique n'a cessé de reculer pour se situer aujourd'hui en bordure du bassin de Lau. L'érosion tectonique Plio-Quaternaire est particulièrement bien imagée par le retrait simultané de l'arc volcanique et de la fosse (d'environ 60 km) par rapport à l'alignement des Kermadec (Pelleier et Dupont, 1990; Lallemand et al., 1990; Lallemand et al., 1992a). Signalons enfin que le magmatisme observé dans le bassin de Lau indique une contribution importante de volatiles dérivés de la lithosphère océanique subduite (Shipboard Scientific Party, 1992).

4.5. LES AUTRES ARCS

Parmi les autres arcs, il en est un le long duquel l'érosion tectonique a été prouvée. Il s'agit de l'arc central-américain depuis le Guatemala

jusqu'au Costa Rica alors que seule l'accrétion Néogène a été reconnue au large du Mexique et du Panama (Legs DSDP 66, 67 et 84; Aubouin et al., 1982; von Huene et al., 1982; Shipley et Moore, 1985; MacKay et Moore, 1990). L'argument principal, en faveur d'une érosion tectonique passée, est la présence de basaltes calco-alcalins vraisemblablement Crétacé, sur le mur interne à 3 km de la fosse. Ce substratum d'affinité continentale foré au site DSDP 494 par 5.5 km de fond (von Huene et Aubouin, 1982) était recouvert de 380 m de séries condensées Crétacé supérieur à Quaternaire. Les sédiments Crétacé supérieur s'étaient déposés au dessus de la CCD tandis que les argiles Eocène et Miocène inférieur s'étaient accumulés au niveau de la CCD. 3 hiatus sédimentaires corrélés avec les discordances connues plus haut sur la marge ont été reconnus au Paléocène, à l'Eocène supérieur - Oligocène et au Miocène supérieur. Sans pour autant relier ces hiatus sédimentaires à des périodes d'émersion (Seely, 1979), on voit que *le site s'est affaissé depuis le Miocène moyen du niveau de la CCD à l'époque jusqu'à la profondeur actuelle de près de 6 km*. D'autre part, le site 496 foré plus haut sur la pente à une profondeur de 2 km, présente aussi un assemblage de foraminifères indiquant une subsidence au Miocène d'environ 1.5 km (von Huene et al., 1982). L'enregistrement du volcanisme à travers les cendres interstratifiées dans les sédiments permet de détecter les premières manifestations à l'Eocène mais les périodes les plus intenses vont de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur ainsi que depuis le Pliocène jusqu'à l'actuel (Cadet et al., 1990). *On remarque ainsi que les paroxysmes de volcanisme sont contemporains des périodes de subsidence (et donc d'érosion)*. Je n'ai pas trouvé dans la littérature d'indications relatives à la migration du front volcanique central-américain au Cénozoïque ainsi que sur les mouvements verticaux de l'arc. Gardner et al. (1992) ainsi que Plafker et Ward (1992) décrivent bien une surrection récente du Costa-Rica (Péninsule de Nicoya et côte nord) mais elle semble directement liée à la subduction de la ride asismique Cocos.

A l'opposé, il a été démontré bien évidemment qu'aux endroits où l'accrétion est active et l'érosion tectonique non suggérée, les marges se soulevaient. C'est le cas, entre autre, des Petites Antilles (île de la Barbade; Speed et Larue, 1982), de la fosse de la Sonde (île de Nias; Moore et al., 1980) ou d'autres qui sont listées dans une synthèse de Cloos et Shreve (1988).

Les conclusions et discussions relatives à ce chapitre sont suffisamment importantes pour que nous y consacrons le chapitre suivant.

5. LE DESTIN DES SEDIMENTS SUBDUITS



Les observations précédentes, effectuées sur des marges dont on a la preuve qu'elles ont été soumises à de l'érosion tectonique, permettent à la fois de mettre en évidence les différents chemins empruntés par le matériel subduit, mais aussi et surtout de confirmer la notion d'érosion tectonique dans le sens où le matériel subduit laisse des traces de son passage. Ce dernier point est important car, contrairement à ce que j'annonçais au début de ce mémoire, il est sans doute possible de retrouver la trace de l'érosion passée d'un prisme en examinant le magmatisme associé par exemple.

5.1. UNE SUBSIDENCE DIFFERENTIELLE DE LA MARGE IMPLIQUE-T-ELLE NECESSAIREMENT QUE L'EROSION SOIT MAXIMUM PRES DE LA FOSSE ?

Nous l'avons vu, toutes les marges, ayant subi une érosion tectonique, enregistrent une subsidence maximum près de la fosse. Il en va de même lors des simulations analogiques de type "boîte à sable". Il semble donc aller de soi que le matériel est retiré principalement au front de la marge. Pourtant, tous les arcs volcaniques associés aux marges subsidentes ont reculé pendant les périodes où l'érosion était la plus intense, excepté peut-être en Amérique Centrale mais cela reste à prouver. A chaque fois, le retrait de l'arc est du même ordre de grandeur que celui estimé de la fosse. Les données japonaises témoignent d'un retrait du front volcanique d'environ 200 km en 20 Ma alors que le recul minimum de la fosse a été de 100 km durant la même période (il était vraisemblablement beaucoup plus important comme l'indiquent von Huene et Lallemand (1990) et Lallemand et al. (1992a)). *L'explication la plus simple consiste donc à considérer une géométrie de slab à peu près constante au cours du temps, en consommant progressivement la plaque chevauchante de la même quantité horizontale depuis la surface jusqu'à au moins 100 km de profondeur.* Autrement dit, un observateur placé sur la plaque chevauchante en arrière de l'arc, verrait le slab se translater vers lui tout en conservant sa forme initiale. La reconstruction de la marge japonaise (de densité moyenne croissante avec l'épaisseur) en considérant une plaque en subduction élastique et semi-infinie, fournit très exactement ce résultat (Fig. 11; Lallemand et al., 1992a). Les arcs d'Izu-Bonin, des Mariannes et des Tonga semblent se comporter de manière identique, tandis que le Pérou reste un cas

particulier du fait de l'aplatissement récent du slab probablement lié à la ride de Nazca en subduction. Les données concernant la marge et l'arc guatémaltèques ne sont pas suffisantes pour évaluer le retrait de la fosse ou du front volcanique.

Si l'on considère donc l'hypothèse d'une translation horizontale du slab relativement à la plaque chevauchante (ou l'inverse si l'on pense que le slab puisse être ancré dans le manteau), il convient tout d'abord d'expliquer la subsidence différentielle puis les conséquences profondes de cette translation. Le modèle de reconstruction utilisé dans Lallemand et al. (1992a) fournit la clé du premier problème en assumant tout simplement que la densité moyenne des matériaux retirés à la plaque supérieure augmente depuis la fosse (2 g/cm^3) vers l'arc (3.2 g/cm^3). Il est donc nécessaire de retirer une colonne de matériel supérieure là où les densités sont plus importantes pour respecter l'isostasie relative de l'arc. Le fait que les expériences analogiques (en boîte à sable) indiquent une soustraction plus importante de matériel au front du prisme, lorsqu'une fenêtre est ouverte à la base du backstop, n'est dû qu'aux conditions aux limites des modèles. En effet, la plaque basale est rigide (aucun ajustement vertical lié au poids du prisme sus-jacent n'est possible) et l'ouverture est fixe. De plus, la densité du matériel constituant le prisme est la même partout.

Sans entrer dans le détail des processus profonds, qui requièrent une étude complète (hors de mes compétences), je propose qu'un *volume mantellique considérable sous la plaque chevauchante soit déplacé vers l'arrière du système au cours du processus d'érosion*. Ainsi, le matériel de la croûte supérieure serait entraîné, jusqu'à une profondeur variable suivant les cas, avec la plaque en subduction suivant un processus décrit dans les articles du volume 1. Le matériel de la croûte inférieure serait soit entraîné au même titre que la croûte supérieure soit déplacé latéralement sous l'arc par fluage visqueux comme cela semble être partiellement le cas sous le Tibet (Dewey et al., 1989). Ce dernier mécanisme pourrait d'ailleurs être invoqué aux Tonga au niveau de la subduction-collision de la ride de Louisville, car nous avons vu que la région arrière-arc était plus haute d'environ 1 km par rapport aux bassins adjacents (Lallemand et al., 1992b). Enfin, le matériel

mantellique participant au "corner-flow"¹ doit aussi être déplacé en masse sous l'arc et l'arrière-arc. Peacock (1991) explique par exemple l'absence apparente de manteau lithosphérique sous le Japon (Yoshii, 1979) par une érosion tectonique passée. Récemment, Tao et O'Connell (1992) ont même proposé que le flux descendant de la lithosphère inférieure visqueuse était responsable de l'entraînement du matériel crustal suivant un processus baptisé par les auteurs de "subduction ablative". *Ces transferts de matière de grande ampleur ne peuvent à mon sens être évités si l'on accepte le recul simultané de l'arc et de la fosse.*

5.2. QUELLE EST LA PART DU MATERIEL ERODE AU FRONT QUI EST RESTITUEE A LA MARGE ?

Globalement, on peut dire que la part du matériel érodé qui est restituée à la marge est forcément mineure, car les reconstructions du type de celles illustrées sur la figure 11, et qui sont confirmées par le recul des arcs volcaniques, démontrent une perte nette de lithosphère chevauchante. Autrement dit, les volumes de matériel érodé proposés dans Lallemand et al. (1992a) tiennent compte du matériel restitué sous une forme ou sous une autre à la plaque supérieure.

Néanmoins, nous savons qu'une partie du matériel sédimentaire entraîné dans la subduction (provenant ou non de la plaque supérieure) est restituée sous différentes formes avant d'atteindre les profondeurs classiques (environ 100 km) de métasomatisme du manteau.

Il y a en premier lieu le collage sous-crustal ou "underplating" dont je ne décrirais pas les mécanismes car de nombreux auteurs se sont intéressés à ce phénomène. L'"underplating" classique" résulte d'un saut du décollement vers le bas dans la série subduite voire même à travers la croûte océanique (futurs ophiolites), de sorte qu'une unité est incorporée à la plaque chevauchante (e.g. Moore et al., 1982; von Huene et Scholl, 1991; Bernstein-Taylor et al., 1992a et b). La répétition de ce type de mécanisme sous un prisme, combiné à une extension et une érosion en surface, permet de porter à l'affleurement des roches métamorphiques HP/LT ou des ophiolites par exemple (e.g. Platt, 1986).

Un second type d'"underplating" qui ressemble plutôt à un flux de matériel profond à contre-courant a été décrit par d'autres auteurs (Shreve

et Cloos, 1986; Cloos et Shreve, 1988a et b; Lobkovsky, 1988). Ces auteurs confèrent un comportement de fluide visqueux au matériel sédimentaire entraîné avec la plaque en subduction. Ce type de rhéologie implique l'existence d'un gradient de vitesse d'enfouissement du matériel subduit qui augmente vers le bas. La pression de confinement ainsi que la présence d'un butoir (socle continental par exemple) s'opposent à l'entraînement du matériel en profondeur et celui-ci remonte donc à contre-courant vers la surface en donnant naissance aux fameux "mélanges" décrits dans les anciens prismes d'accrétion.

Quoiqu'il en soit, nombreuses sont les évidences d'"underplating" sur les profils sismiques de marges actives, au large de Mexico (Moore et al., 1982), de l'Alaska (von Huene et Scholl, 1991) ou encore de la Nouvelle-Bretagne (Bernstein-Taylor et al., 1992a et b). Il arrive aussi souvent que de nombreux réflecteurs parallèles de forte amplitude soient observés au sommet de la croûte océanique en subduction loin en arrière de la fosse. C'est le cas par exemple des Kouriles (Schnurle et al., soumis) ou des Nouvelles-Hébrides (Fisher, 1986) et de bien d'autres encore. Cette épaisse série reflète-t-elle une érosion importante de la marge sus-jacente ou bien de l'"underplating" ? Il est actuellement impossible de répondre à cette question car on ne peut généralement pas localiser le décollement qui peut être soit dans la série (underplating) soit au sommet de la série (érosion) (von Huene, communication personnelle).

En plus du collage sous-crustal, il existe aussi comme nous l'avons vu les volcans et diapirs de boue et de serpentine. Les volcans de boue s'observent en général sur les prismes d'accrétion bien développés type Barbade ou ride Méditerranéenne (e.g. Le Pichon et al., 1990; Camerlenghi et al., 1992). Ils sont alors liés à des surpressions de fluide. En revanche, la mise en place des diapirs de serpentine (e.g. Sakai et al., 1990) nécessite une hydratation du manteau par les sédiments et la croûte océanique subduite, donc une profondeur d'origine plus importante (20 à 30 km). Nous avons vu dans le paragraphe traitant des Mariannes que des roches telles que des schistes bleus peuvent être remontées dans ces conduits. Ce type de remontée semble favorisée par la pré-existence de fractures dans la marge comme c'est le cas dans les Bonins et les Mariannes par exemple (Fryer et al., 1985).

Enfin, il ne faut pas oublier l'expulsion des fluides dans les marges, qui bien que connue depuis au moins 10 ans (e.g. von Huene et Lee, 1982), ne vient d'être prise sérieusement en considération que très récemment (e.g. Moore et

¹ ne connaissant pas d'équivalent français, j'utilise le terme anglo-saxon pour désigner l'écoulement mantellique compris dans le coin délimité par le slab incliné et la croûte de l'arc.

Vrolijk, 1992). Le Pichon et al. (1991) concluent même que le volume de fluide expulsé de certains prismes (Nankai et Barbade par exemple) excède celui disponible à partir du flux d'eau entrant contenue dans les sédiments, dans le prisme et sous le décollement. Ils proposent par exemple une recharge du prisme par pompage sismique. Une fois de plus, de nombreuses études ont été réalisées à ce sujet (voir par exemple: Tarney et al., 1991 ou Kasner et Le Pichon, 1992) et je ne rentrerai pas dans le détail ni des sources possibles ni des mécanismes de percolation (voir mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, S. Lallemand, 1992).

5.3. QUELLE EST L'INFLUENCE DE L'ENFOUISSEMENT DE MATERIEL SEDIMENTAIRE EN GRANDES QUANTITES SUR LE MAGMATISME ?

Il est admis actuellement que le matériel dérivé du slab (croûte océanique et sédiments pélagiques), ainsi que le manteau sus-jacent, entre dans la composition des magmas d'arc type andésites, basaltes (Gill, 1981). L'eau et le gaz carbonique (les volatiles), contenus principalement à la surface du slab, sous forme libre ou comme radical de minéraux hydratés, sont des agents métasomatiques fondamentaux qui permettent la fusion partielle du manteau sous certaines conditions de pression et température (Wyllie, 1982). La pression doit d'ailleurs jouer un rôle plus important que la température car la profondeur de genèse des magmas varie peu d'un système à l'autre alors que l'âge de la croûte et la vitesse de subduction, conditionnant la température, varient beaucoup. Tatsumi et al. (1986) montrent que les volatiles, provenant des minéraux hydratés de la croûte océanique altérée et des sédiments, lorsqu'ils sont enrichis en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE), sont des agents modificateurs importants du coin mantellique à l'origine de certaines tholéiites d'arc. Saunders et al. (1991) expliquent que les "LIL" éléments (e.g. K, Rb, Th, U, Ba) ainsi que les éléments légers des terres rares (REE; e.g. Nd, Sm, Ce, La, Eu) sont transférés du slab vers le manteau et se concentrent dans les phases hydratées comme la hornblende ou la phlogopite pour contribuer éventuellement à la genèse des magmas. Nous avons vu aussi, dans le chapitre sur l'arc d'Izu-Bonin-Mariannes, que les boninites forcées sur l'arc ainsi que les basaltes des bassins arrière-arc possédaient la trace de matériel subduit (eau, sédiments pélagiques) (Poreda; 1985; Dobson et O'Neil, 1987; Pearce et al, 1992).

Le radioisotope: ^{10}Be possède une courte durée de vie (1.5 Ma de demi-vie). Sa présence en

quantité mesurable dans les magmas indique que l'âge de sa source est inférieur à 10 Ma, compte-tenu de sa concentration dans les sédiments pélagiques. En conséquence seuls les sédiments subduits peuvent constituer sa source. Cet isotope a été détecté en quantités importantes dans les roches volcaniques du Japon NE, du Guatemala, des Aléoutiennes ou du Pérou (Brown et al., 1982; Tera et al., 1986; Morris et al., 1990). Il semblerait enfin que la quantité de sédiments subduits conditionne la production magmatique de l'arc comme cela a été montré dans les Petites Antilles (Bouysse et Westercamp, 1988), les Aléoutiennes (Kienle et al., 1983) ou encore les Nouvelles-Hébrides (Briqueu et Lancelot, 1982). L'arc volcanique étant plus actif là où le matériel sédimentaire subduit est le plus épais, principalement grâce à l'apport important en eau (Cambray, 1991).

D'un point de vue quantitatif, Gill (1981) considérait qu'*au plus quelques % de la masse des roches sources se retrouvent dans les magmas d'arcs*, bien que les sédiments peuvent contribuer de manière plus importante en ce qui concerne certains éléments (e.g. Ba, Th, Pb). Par exemple, 15% du Sr et du Th des magmas d'arcs proviennent du matériel subduit selon Hawkesworth et al. (1991). Les observations montrent que les sédiments terrigènes participent plus à la composition des magmas d'arcs que les sédiments pélagiques autrement dit, les sédiments terrigènes (résultant par exemple de l'érosion du substratum de la marge) ont plus de chance d'être recyclés dans le volcanisme que les sédiments pélagiques (Gill, 1981). Peacock (1991) estime le flux vertical de fluides dérivés du slab de 0.1 à 1 kg/m² an pour une convergence de 3 cm/an.

Moore et Vrolijk (1992) estiment à environ 2.6×10^6 km³ le volume d'eau (libre dans les pores ou entrant dans la composition des minéraux hydratés) entrant dans la subduction chaque année. La majeure partie de ce volume est sans doute restituée par suintement à travers le prisme (Le Pichon et al., 1991) avec probablement de grandes variations d'un prisme à l'autre. Peacock (1990), après avoir comparé la masse de volatiles subduits (très sous-estimée à mon avis) et celle se retrouvant dans les roches volcaniques, en déduit que 10% seulement participe à la composition des magmas. Il se demande donc où ont pu passer les 90% restants. Nous l'avons vu, une grande quantité est expulsée directement dans les prismes. D'autre part, il est impossible de quantifier le volume des volatiles vaporisé dans l'atmosphère pendant l'éruption (Philippot, communication personnelle). Les volatiles peuvent aussi rester pour partie soit dans le slab, soit dans le manteau (Peacock, 1990). Ces valeurs sont loin

d'être absolues faute de données. Il y a par exemple 3 fois moins d'eau entrant chaque année dans la subduction selon les estimations de Peacock (1990): $8.7 \times 10^5 \text{ km}^3$ par rapport à celles de Moore et Vrolijk (1992): $2.6 \times 10^6 \text{ km}^3$. Ces estimations, bien sûr, ne tiennent pas compte du matériel retiré au prisme par érosion tectonique. Peacock (1990) considère par exemple que 200 m de sédiments sont subduits en moyenne, or von Huene et Scholl (1991) estime l'épaisseur moyenne de sédiments subduits, sans tenir compte de l'érosion tectonique, à 600 m (le volume d'eau fournit par Moore et Vrolijk doit donc être plus réaliste).

5.4. QUELLES SONT LES PREUVES DU RECYCLAGE DE MATERIEL CONTINENTAL DANS LE MANTEAU ?

Plusieurs indicateurs témoignent d'un recyclage de la croûte continentale dans le manteau. Les volumes de croûte impliqués dans ce processus varient suivant les auteurs de 0.4 à 3 km³/an dont 1 à 3 % seulement contribuerait au magmatisme d'arc (McLennan, 1988). Le reste est soit restitué au niveau des basaltes océaniques après plus de 2.5 Ga en moyenne soit continu à résider dans le manteau si le mélange est suffisamment efficace pour oblitérer la signature géochimique et isotopique des composants recyclés. Une faible fraction sédimentaire, distribuée de manière hétérogène dans le manteau supérieur, est en effet requise pour expliquer certaines variations géochimiques des basaltes océaniques (Allègre et al., 1984; Zindler et al., 1984; Weaver et al., 1986). Saunders et al. (1991) expliquent que les éléments à champ électrique propre élevé (HFSE; e.g. Nb, Ta, Ti, P, Zr) sont insolubles dans les fluides aqueux. Ils sont donc entraînés avec le slab et le manteau adjacent pour contribuer ensuite à la genèse des basaltes océaniques.

L'enfouissement de matériel continental léger à des profondeurs supérieures à 100 km ne pose pas véritablement de problèmes d'un point de vue physique (Molnar et Gray, 1979). Roecker (1982) indiquait, sur la base des vitesses sismiques, que de la croûte continentale se trouvait enfouie à plus de 150 km de profondeur sous la région du Pamir-Hindu Kush. Chopin (1984, 1987) a découvert de la coésite et du pyrope pur dans des roches métasédimentaires HP du massif de Dora Maira (Alpes occidentales). Les assemblages de minéraux indiquaient alors une profondeur d'enfouissement de l'ordre de 100 km. De telles roches ont aussi été découvertes en Espagne, dans le plateau du Colorado, en Corse et dans le Karakorum (Schreyer et al., 1987).

Staudigel et King (1992) remarquent que le recyclage de la croûte océanique altérée et des sédiments dans les zones de subduction est probablement le moyen le plus important à l'origine du développement des hétérogénéités dans le manteau. Ils montrent enfin, à partir d'un modèle thermique, que les subductions très rapides de l'ordre de 20 cm/an (qui peuvent avoir existé au Crétacé, au Paléozoïque et au début de l'histoire de la Terre) fournissent une clé au recyclage efficace du matériel subduit dans le manteau. Une des explications étant que les phases hydratées restent stables si la température du slab est faible (en raison de la vitesse très rapide). Les carbonates par exemple, dont la stabilité à de grandes profondeurs est fonction de la fugacité en oxygène et la présence de fluides hydratés, peuvent donc restés solidaires du slab au delà de 100 km.

5.5. MODELE GLOBAL CONCILIANT LES OBSERVATIONS

La figure 40 synthétise sur un même schéma la plupart des caractères volcaniques, diapiriques et morphologiques notés sur les arcs dont la marge est soumise à une érosion tectonique récente voire active. Je précise qu'il est très rare que toutes ces manifestations aient lieu dans une même région. D'après les exemples traités, seul l'arc d'Izu-Bonin intègre tous les caractères représentés sur la figure. L'absence de bassin arrière-arc en Amérique Centrale ou au Pérou, de même que la fermeture de la mer du Japon doivent profondément modifier le flux mantellique en profondeur. L'injection de boninites ou de serpentine ne semble se produire que lorsque la marge est préfracturée comme sur l'arc d'Izu-Bonin-Mariannes. Les volcans de boue sont principalement localisés sur les prismes d'accrétion bien développés.

Nous avons vu dans le second chapitre quelles étaient les causes probables de l'érosion tectonique, puis nous avons examiné dans les 3 chapitres suivants les conséquences de l'érosion sur le régime tectonique de la marge puis sur les manifestations volcaniques et les mouvements verticaux. Je retiendrai de cette étude les éléments suivants:

1- Pendant les phases érosives, l'arc volcanique recule simultanément avec la fosse du même ordre de grandeur dans 5 cas sur les 6 étudiés. Il semble d'ailleurs que le recul de l'arc soit facilité par l'ouverture d'un bassin arrière-arc. J'en conclus que *le slab doit migrer horizontalement par rapport à la plaque chevauchante d'une quantité comparable en surface et en profondeur.*

2- *Le matériel crustal ainsi déplacé est restitué, pour une faible partie, à la marge (Fig. 40) et entraîné, pour une grande partie, avec le slab*

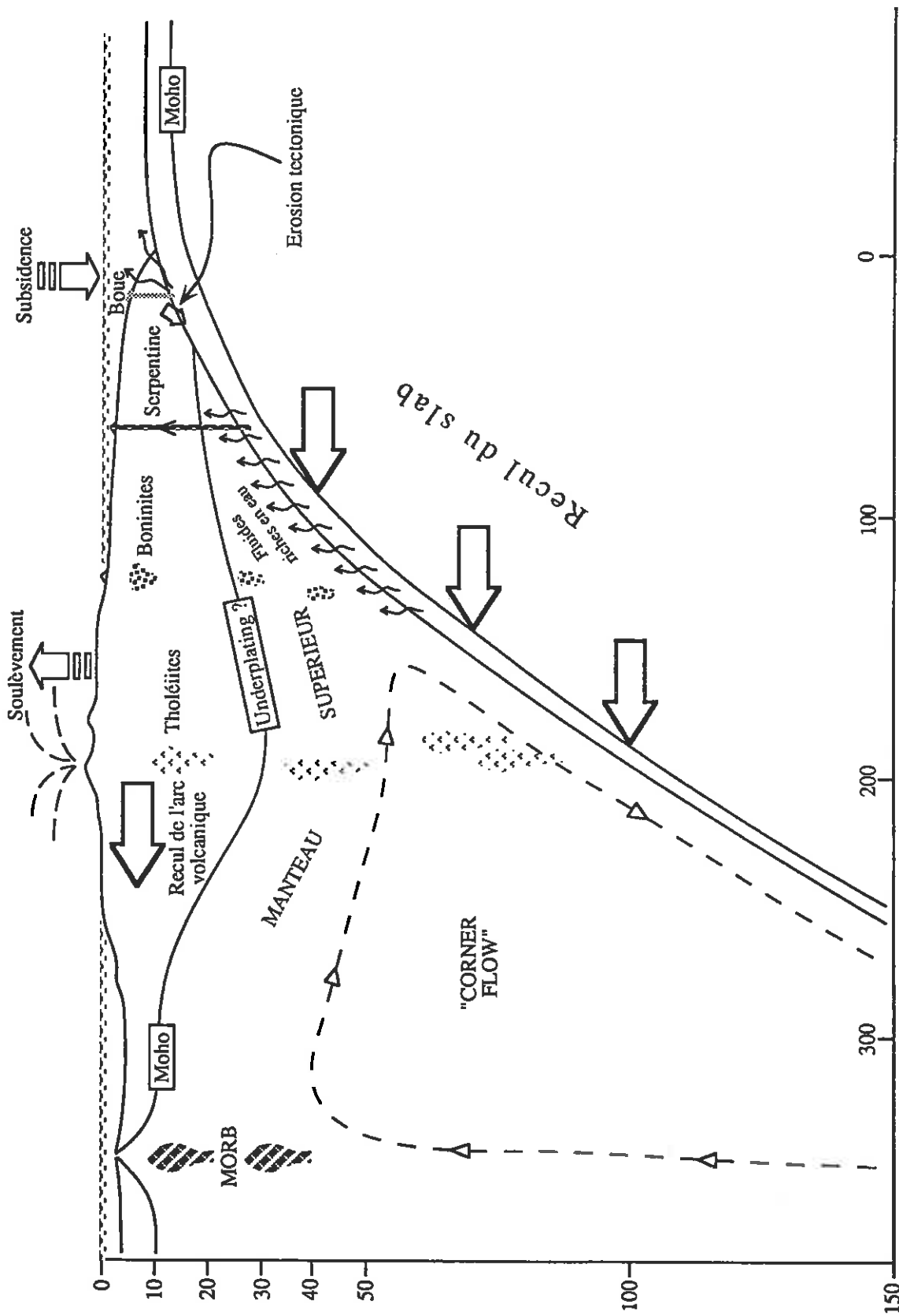


Fig.40: Coupe schématique à l'échelle de la lithosphère d'un arc depuis l'ouverture arrière-arc jusqu'à la subduction sous l'arc. L'ensemble des conséquences de l'érosion tectonique est représenté sur le même schéma alors qu'en général, seuls quelques caractères s'expriment dans la nature.

dans le manteau. Au passage du matériel vers 100 km, le volcanisme enregistre un regain d'activité notamment grâce à l'eau contenue dans les sédiments subduits.

3- Le reste du matériel sédimentaire est entraîné dans le manteau et son recyclage est facilité par la forte vitesse de convergence qui caractérise (sinon conditionne) l'érosion tectonique (voir chapitre 2).

4- Un fluage de la croûte inférieure vers l'arrière de l'arc semble nécessaire si l'on admet une translation du slab. Ce déplacement en masse pourrait expliquer la surrection de certaines parties de l'arc lorsque l'érosion est active au front, notamment dans les zones de collision.

5.6. APPLICATION DES CONCLUSIONS PRECEDENTES A DES REGIONS OU L'ON SOUPCONNE UNE EROSION TECTONIQUE PASSEE

Les résultats obtenus dans cette étude nous permettent d'examiner, avec un regard différent, un certain nombre de zones de subduction où l'on suspecte une érosion ancienne de la marge. En général, les données sont disparates et l'interprétation est sujette à caution. C'est pourquoi je ne ferais qu'aborder le problème en laissant aux spécialistes de chaque région le soin d'approfondir cette étude. Mon seul souci est d'élargir le champ des marges érosives dans le temps et dans l'espace par quelques exemples qui me viennent à l'esprit, pour en avoir parlé récemment avec les auteurs cités.

5.6.1. LE PRISME DE LA SONDE AU NEOGENE

Malgré un style actuel qui semble indiquer une accretion active de matériel à son front (Karig et al., 1978; 1980; Moore et al., 1980), le prisme de la Sonde offre plusieurs indicateurs témoignant d'une érosion tectonique Néogène (Fig. 41; Rangin et al., en prép.).

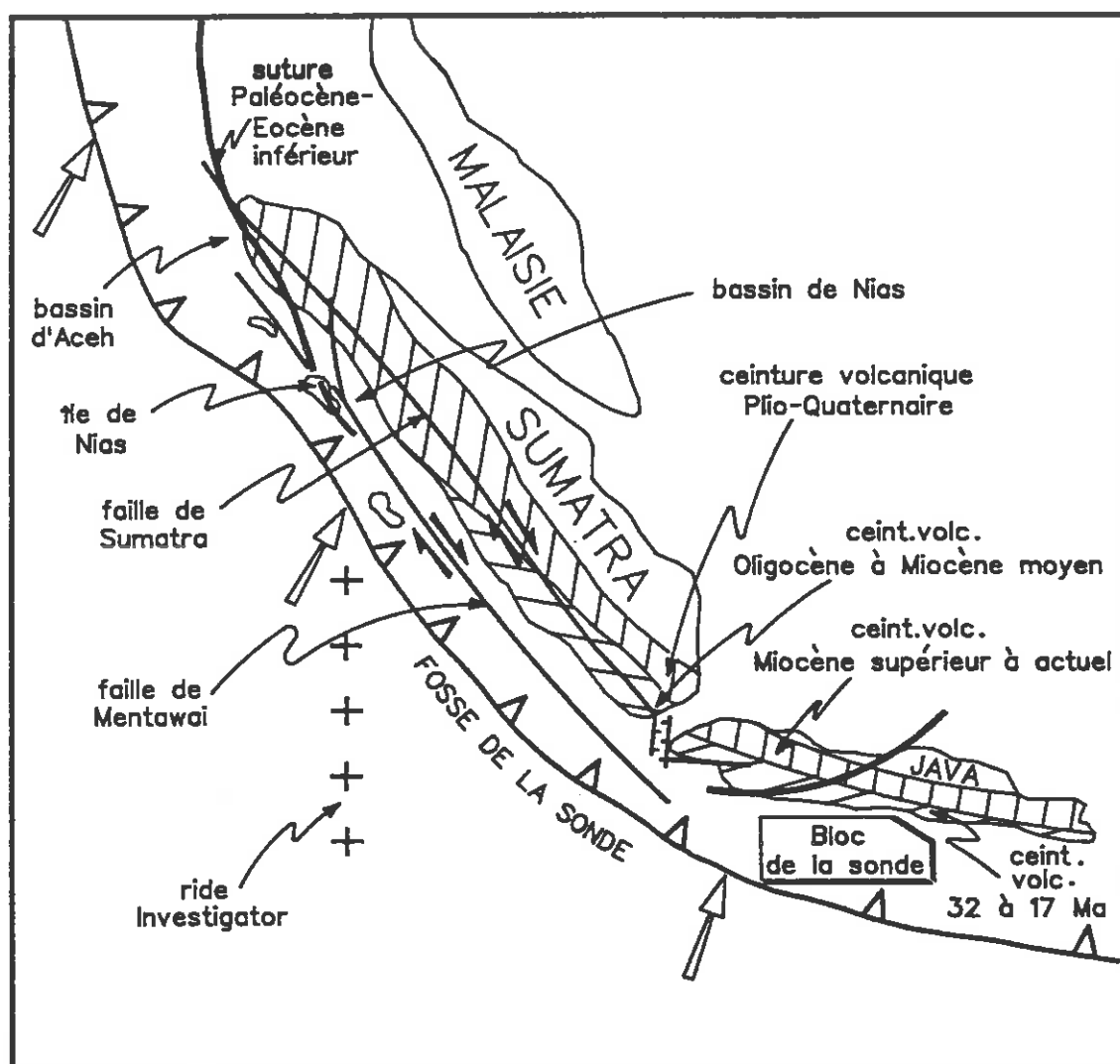


Fig.41: Schéma très simplifié de la région de Java et Sumatra illustrant le recul de la ceinture volcanique vers 15 Ma ainsi que la troncature de la ceinture Oligo-Miocène à la côte au nord de Sumatra.

Tout d'abord, les résultats préliminaires des profils réalisés en 1991 et 1992 lors des campagnes Sumenta I et II (Malod et al., rapports de bord) montrent un approfondissement différentiel, depuis la côte de Sumatra jusqu'en bordure océanique du bassin avant-arc pouvant atteindre 3 km, d'une surface d'érosion recouverte par endroit de récifs. L'immersion de cette surface date vraisemblablement du Miocène inférieur dans le bassin avant-arc de Nias et du Miocène supérieur plus au nord dans le bassin d'Acch (Malod et al., soumis). Les séries du bassin avant-arc ainsi que la surface d'érosion sous-jacente s'interrompent brutalement le long d'un accident décrochant parallèle à la faille de Sumatra et baptisé faille de Mentawai (Diament et al., 1992; Malod et al., soumis).

A cette subsidence Mio-Pliocène de la marge en arrière de la faille de Mentawai, s'ajoute une pause du volcanisme de 18 à 12 Ma (Soeria-Atmadja et al., 1991). Cette période marque aussi le recul du front volcanique d'environ 60 km à Java et plus à Sumatra (Fig. 41; Geological map of western Indonesia, 1982). La nature des produits volcaniques depuis 12 Ma diffère de celle de la première période du Cénozoïque. Ce changement de composition (richesse en éléments incompatibles) pourrait être attribué d'après Soeria-Atmadja et al. (1991) à une contribution plus forte des sédiments subduits. La recherche des ceintures magmatiques passées pose encore quelques problèmes comme par exemple la troncature de la ceinture magmatique Oligocène à Miocène moyen le long de la côte ouest de Sumatra (Geological map of western Indonesia, 1982). De plus, aucun indice de volcanisme Oligo-Miocène n'est observé au large, ni sur l'île de Nias (Pubellier et al., 1992), ni dans le bassin avant-arc qui sépare l'île de Nias de Sumatra (d'après les forages pétroliers; Situmorang et Soepraptono, 1975).

Il semble donc que plusieurs arguments démontrent le raccourcissement de la marge, augmentant en amplitude depuis Java jusqu'au nord de Sumatra, depuis le Miocène. L'hypothèse selon laquelle le prisme aurait été translaté plus au nord (partitionnement des contraintes lié à l'obliquité de la convergence) est écartée pour deux raisons. D'une part, l'obliquité est très faible au large de l'île de Java alors que l'arc volcanique s'est tout de même retiré de 60 km, et d'autre part, la portion de prisme manquante ne se retrouve pas au large des îles d'Andaman. En effet, la tectonique de collision dans la ceinture birmane et les îles d'Andaman, marquée par l'obduction d'ophiolites, est datée de l'Eocène (Sengupta et al., 1990). De plus, l'étroitesse de l'arc d'Andaman ne semble pas permettre de loger un

bloc comparable à celui de la Sonde (Fig. 41; Java Est). On peut donc dire que l'érosion est sans doute responsable d'un recul de la fosse de 50 à 100 km depuis 15 ± 3 Ma.

5.6.2. LE PRISME ANDIN DEPUIS LE CRÉTACÉ

Les reconstructions paléogéographiques montrent très clairement que l'arc volcanique andin Jurassique et Crétacé est tronqué à la côte au nord de 35°S (e.g. Aubouin et al., 1973; Fig. 42). De même, vers 23°S , des conglomérats Crétacé inférieur se sont déposés près de la côte actuelle. Ils sont dérivés d'un ancien arc volcanique andésitique qui était situé au large d'après les directions de transport (Flint et al., 1986). Pour l'instant, les données paléomagnétiques ne permettent pas d'argumenter un déplacement latitudinal important de cet arc vers le nord (Beck Jr, 1988).

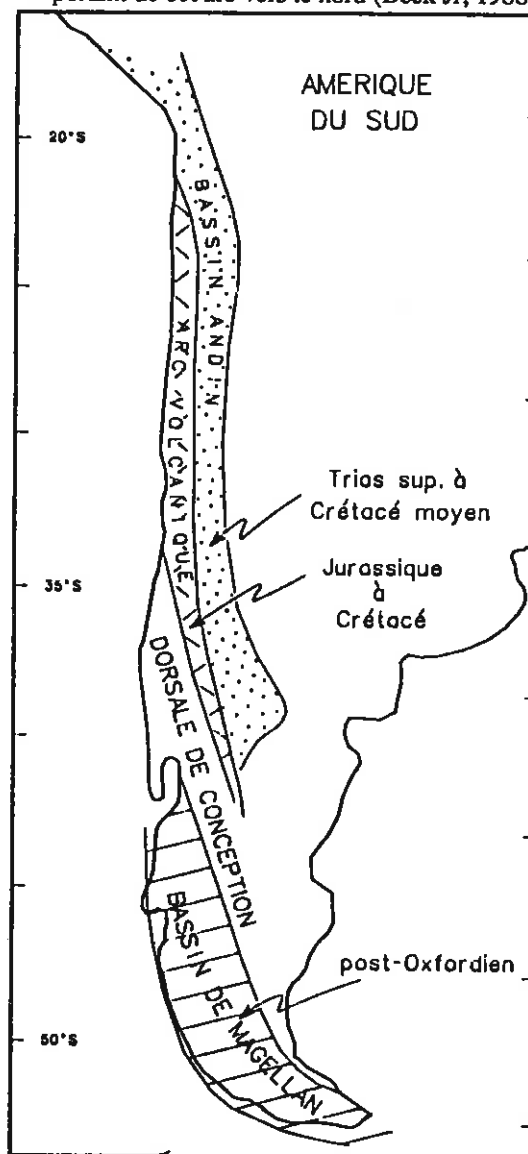


Fig.42: Schéma simplifié de la bordure Pacifique de l'Amérique du Sud au niveau du Chili modifié d'après Aubouin et al. (1973). On remarque la troncature à la côte des anciennes ceintures paléogéographiques.

Comme dans les cas précédents, l'arc volcanique s'est retiré progressivement de plus de 200 km depuis le Jurassique avec des périodes, au Crétacé et depuis l'Oligocène, où le recul était plus rapide (Rivano et al., 1985; Munizaga et Vicente, 1982; Stern, 1991). Les données concernant la surrection des Andes dans ce secteur sont assez rares (voir chapitre concernant le Pérou). Je noterais simplement un exemple à titre anecdotique; celui d'un bois fossile découvert dans des ignimbrites Miocène des Andes d'Aconcagua indiquant un soulèvement d'environ 2 km de la formation depuis l'époque du dépôt (Pons et Vicente, 1985).

Compte-tenu des reconstitutions paléogéographiques, il semble bien que le maximum d'érosion ait eu lieu à la courbure de la côte vers 20°S. A cet endroit, c'est vraisemblablement plusieurs centaines de kilomètres de bordure continentale qui ont été érodées depuis le Crétacé.

5.6.3. LE PRISME D'HIKURANGI AU NEOGENE

Récemment, Chanier et al. (1992) ont signalé une période d'extension de 18 à 2 Ma coïncidant avec une subsidence dépassant 1 km de la partie émergée du prisme d'Hikurangi (île nord de la Nouvelle-Zélande). Cet épisode extensif sépare deux périodes d'accrétion majeure dont la dernière est à l'origine du prisme immergé que nous connaissons (Davey et al., 1986). Chanier et al. (1992) concluent à une origine profonde de l'extension qui n'est pas comparable à l'extension active décrite par Cashman et Kelsey (1990), attribuée, elle, à des glissements gravitaires causés par la surrection locale de certaines parties du prisme.

Finalement, Chanier et al. (1992) retiennent la solution de l'érosion tectonique du prisme du Miocène moyen au Pliocène. Le prisme d'accrétion observable actuellement n'aurait donc été construit que très récemment. Il faut noter cette fois-ci que l'arc volcanique ne change pas de position durant cette période, autrement dit la géométrie de la plaque océanique ne s'est ajustée que dans sa partie supérieure à la décharge puis à la recharge du prisme.

5.6.4. LE PRISME MEDITERRANEEN A L'OLIGO-MIOCENE

En 1988, 14 profils de sismique multitrace en écoute longue de type E.S.P. ont été enregistrés lors de la campagne Pasiphae (de Voogd et al., 1992). Ces profils en travers de la ride méditerranéenne ont permis de réinterpréter les structures en tenant compte notamment des nouvelles données de vitesses sismiques. Sans rentrer dans le détail (par ailleurs exposé dans la

thèse de Truffert, 1992), un bilan de matière au niveau du prisme a été proposé par Truffert et al. (soumis), qui permet notamment de mieux cerner le début de l'accrétion entre 19 et 14 Ma. La subduction étant active depuis environ 30 à 35 Ma (e.g. Spakman et al., 1988), cela signifie que nous n'avons aujourd'hui aucun témoin d'accrétion pendant cette période des 10 à 20 premiers Ma de convergence. D'autre part, la faible épaisseur du "backstop" actuel milite en faveur d'une érosion passée (Lallemant et al., soumis). Enfin, pourquoi ne pas relier le soulèvement très important de la Crête depuis le Miocène moyen, comme l'indique l'affleurement de roches HP-LT (e.g. Truffert et al., en prép.), à un éventuel épisode érosif de la marge à la même période ? Angelier (1981) et Le Pichon et Angelier (1981) avaient d'ailleurs déjà évoqué cette idée, et proposé des volumes de matériel à faible densité qui serait venu se coller sous l'arc, pour expliquer la surrection de la Crête sans indices de compression.

6. DOIT-ON PARLER DE "CROISSANCE CONTINENTALE" OU D'"EROSION CONTINENTALE" ?

Je ne prétends pas, sous ce titre provocateur, démontrer l'une ou l'autre notion, mais seulement attirer l'attention sur l'enjeu lié à la tentative de quantification des transferts de matière notamment en zone de subduction. J'espère avoir réussi à montrer tout au long de ce mémoire l'importance du processus consistant à faire disparaître en profondeur des volumes souvent considérables de marges actives. Le destin du matériel crustal ainsi entraîné est, nous l'avons vu, l'objet d'un grand nombre d'incertitudes, mais nous avons de bonnes raisons de penser qu'une partie du matériel est recyclée dans le manteau. La question qui se pose à présent est: quel est l'impact d'un flux important de matériel terrestre, depuis la surface vers le manteau, sur le bilan des flux de matière à l'échelle du globe ?

6.1. QUELLE VALEUR DOIT-ON ACCORDER AUX ESTIMATIONS DE FLUX DE MATIERE

Il convient, en premier lieu, de préciser de quels flux il sera question. Je distinguerai donc 3 types de flux impliquant le "réservoir crustal" dont la limite inférieure est confondue avec le Moho. Il y a tout d'abord les flux horizontaux correspondant à une redistribution du matériel crustal soit à la surface de la Terre (érosion climatique, accréation sédimentaire ou crustale, obduction) soit à l'intérieur de la croûte (fluage ductile) voire même sous la croûte (collage sous-crustal). Il y a ensuite 2 types de flux qui devraient plus ou moins s'équilibrer; ce sont les flux ascendants (magmatisme principalement) et descendants (subduction principalement).

Vient ensuite le problème de la limite à travers laquelle les flux seront calculés. Nous choisirons une limite virtuelle comprise entre la "source" et le "récepteur" lorsqu'il s'agira de flux horizontaux. Ce sera par exemple la limite de plaque (ou décollement) lorsque nous parlerons d'accréation sédimentaire. La source étant la plaque en subduction et le récepteur étant la plaque chevauchante. Mais ce sera aussi les rivières autant que l'atmosphère lorsque nous parlerons des flux de matière érodée climatiquement depuis les chaînes de montagne (source) jusque vers les bassins (récepteur). La

limite est plus difficile à définir dès lors que l'on parle de flux verticaux. Choisir le Moho, par exemple, n'est pas totalement satisfaisant même s'il consitue par définition la frontière inférieure de la croûte. En effet, sa localisation est souvent ambiguë, notamment au niveau des zones de subduction et il sera très difficile de savoir par exemple si le matériel érodé au front d'une marge a finalement traversé ou non le Moho. J'ai donc choisi de comparer les flux verticaux de matériel crustal à travers une limite fixée aléatoirement à 20 km de profondeur, afin notamment de m'affranchir de certains flux impossibles à quantifier comme la quantité de lithosphère froide éliminée dans les zones de collision....

Afin de pouvoir comparer les flux entre eux, je choisis de tous les exprimer en km^3/an correspondant au volume total de roche (fluides non compris en général). L'estimation de ces flux est souvent très incertaine et il est rare de pouvoir associer une barre d'erreur en raison de l'extrapolation à partir de données clairsemées, qui est néanmoins nécessaire si l'on veut avoir un ordre de grandeur à l'échelle globale. Crisp (1984) reconnaît par exemple que ses estimations de flux magmatiques doivent être considérées pour certaines à un facteur 10 près! Il va de soi que plus on s'intéresse à des flux anciens, plus l'incertitude est grande. Pallister et al. (1990) signalent, par exemple, les abus commis par différents auteurs dans les calculs d'accréation crustale concernant le bouclier Protérozoïque arabe et nubien. Enfin, nous ne sommes pas toujours en mesure de comparer des flux moyennés sur des périodes de temps équivalentes, or nous savons que ces flux varient parfois de 1 à 10 voire à 100 d'une période à une autre. Deux exemples qui illustrent cette variation. Le flux ascendant de plumes mantelliques était de $1 \text{ km}^3/\text{an}$ vers 30 ou 130 Ma alors qu'il atteignait $10 \text{ km}^3/\text{an}$ vers 120 Ma (Larson et Olson, 1991). Le flux de matériel érodé climatiquement se calcule à 10% près aujourd'hui à partir de la charge des rivières. Il est de l'ordre de $10 \text{ km}^3/\text{an}$ (Meybeck, communication personnelle). L'accès aux flux anciens passe par l'estimation du volume de sédiments déposés pendant une certaine période de temps. Hay et al. (1988) proposent alors 3.7



km³/an en moyenne au Plio-Quaternaire, 1.5 km³/an au Miocène Les flux magmatiques sont moyennés sur 180 Ma alors que nous ne sommes capables d'estimer raisonnablement les flux liés à l'érosion tectonique que sur les derniers 20 Ma.

Une telle entrée en matière (si j'ose dire!), n'incite évidemment pas à se lancer dans une comparaison. Pourtant, les ordres de grandeur méritent d'être examinés, ne serait-ce que pour justifier l'intérêt que l'on doit porter, à mon avis, au processus d'érosion tectonique.

6.2. ESTIMATION DE LA QUANTITE DE MATERIEL TERRESTRE SUBDUITE

Von Huene et Scholl (1991) fournissent, à ma connaissance, l'étude la plus complète réalisée de nos jours sur le sujet. Je m'appuierais donc sur la plupart de leurs estimations bien que je considère qu'ils sous-estiment le flux relatif à l'érosion tectonique.

Von Huene et Scholl estiment le volume solide (corrigé d'une porosité moyenne de 40%) de sédiments entrant dans la subduction à 1.9 km³/an dont 1 km³ sera subduit alors que 0.9 km³ sera accrété soit frontalement soit collé sous la marge par "underplating". Le débit des fluides expulsés au niveau du prisme et qui retourne dans les océans est de l'ordre de 0.9 km³/an. Une barre d'erreur de $\pm 25\%$ rend compte, selon les auteurs, de toutes les approximations. En plus des 1 km³/an de sédiments océaniques subduits, von Huene et Scholl rajoutent 0.6 à 1.1 km³/an de matériel érodé à la marge (corrigé d'une porosité moyenne de 10%) et finalement subduit. Ils obtiennent donc 1.6 à 2.1 km³/an de matériel terrestre subduit au delà d'une profondeur de 20 km pour 0.9 km³/an de matériel retenu dans le prisme. Ces chiffres ont été calculés sur la base d'observations déduites principalement de profils sismiques et de forages profonds. Ils correspondent donc à un bilan actuel.

Hay et al. (1988) ont montré que la sédimentation terrigène et volcanique avait quadruplé au Plio-Quaternaire (2.3 km³/an) par rapport au Miocène (0.6 km³/an), le minimum étant atteint à l'Oligocène avec 0.3 km³/an. Les taux globaux de sédimentation océanique (pélagique et terrigène) étant respectivement de 3.7, 1.5 et 0.9 km³/an. Ces pulsations dans la sédimentation sont reliées aux variations du niveau de la mer en relation avec les glaciations ainsi qu'aux différents orogènes. En fait, les valeurs proposées par Hay et al. (1988) sont moyennées sur des intervalles de 5 Ma. L'augmentation récente de la sédimentation terrigène semble être encore plus importante car

Milliman et Meade (1983) proposent un volume actuel de décharge de sédiments par les rivières dans les océans de 5.6 km³/an. Ce volume réactualisé par Meybeck (communication personnelle) atteint même 8.6 km³/an! Von Huene et Scholl (1991) en tiennent plus ou moins compte pour proposer une estimation de matériel subduit au Cénozoïque de l'ordre de 1.3 (soit 0.7 + 0.6) à 1.8 (soit 0.7 + 1.1) km³/an soit 15 à 20% de moins qu'aujourd'hui.

Compte-tenu des résultats exposés précédemment dans ce mémoire (voir notamment Fig. 11), je considère que la contribution de l'érosion du matériel appartenant à la marge est beaucoup plus importante que celle proposée par von Huene et Scholl. Il y a à cela 2 raisons principales: 1) les reconstructions des paléobathymétries des marges à l'origine du calcul des volumes érodés sont toujours minimalistes car elles sont fondées sur ce qui reste des niveaux témoins de la subsidence. Il est probable, en effet, que ces niveaux marqueurs s'étendaient plus au large (von Huene et Lallemand, 1990). 2) von Huene et Scholl (1991) utilisent les reconstructions (isostatiques) du paléoslab proposées dans von Huene et Lallemand (1990) qui étaient aussi minimalistes voire éronnées. Nous avons vu que seul un modèle de plaque élastique semi-infinie appliqué à la plaque en subduction permettait d'expliquer le recul simultané de l'arc volcanique avec la fosse (Lallemand et al., 1992a).

En conséquence le flux de matériel érodé à la marge de 0.6 à 1.1 km³/an doit être, à mon avis, multiplié par 2 ou 3. Autrement dit, nous parvenons à un *flux actuel global minimum de matériel terrestre subduit de 2.2 à 3.2 km³/an au lieu de 1.6 à 2.1 km³/an.*

Enfin, nous avons vu dans cette étude (Lallemand et al., soumis) que la vitesse de convergence semblait être un facteur, sinon déterminant, en tous cas important de l'érosion tectonique or différents modèles cinématiques (e.g. Engebretson et al., 1985) montrent que les vitesses de convergence étaient très fortes au Crétacé. La convergence entre la plaque Kula-Izanagi et l'Eurasie dépassant 20 cm/an. Gaffin (1987), sur la base du changement des niveaux marins lié au volume des dorsales, suggère que les vitesses de production de la croûte océanique étaient de 70% supérieures au Crétacé et au Paléozoïque inférieur (330-550 Ma) qu'à l'actuel. De même, l'analyse du comportement en fusion des komatiites suggèrent que le manteau terrestre était significativement plus chaud au début de l'histoire de la Terre (Wei et al., 1990). On peut donc supposer que les mouvements relatifs entre les différentes plaques étaient plus rapides. Autrement dit, il est vraisemblable qu'à différentes époques, certaines conditions étaient favorables à l'érosion tectonique.

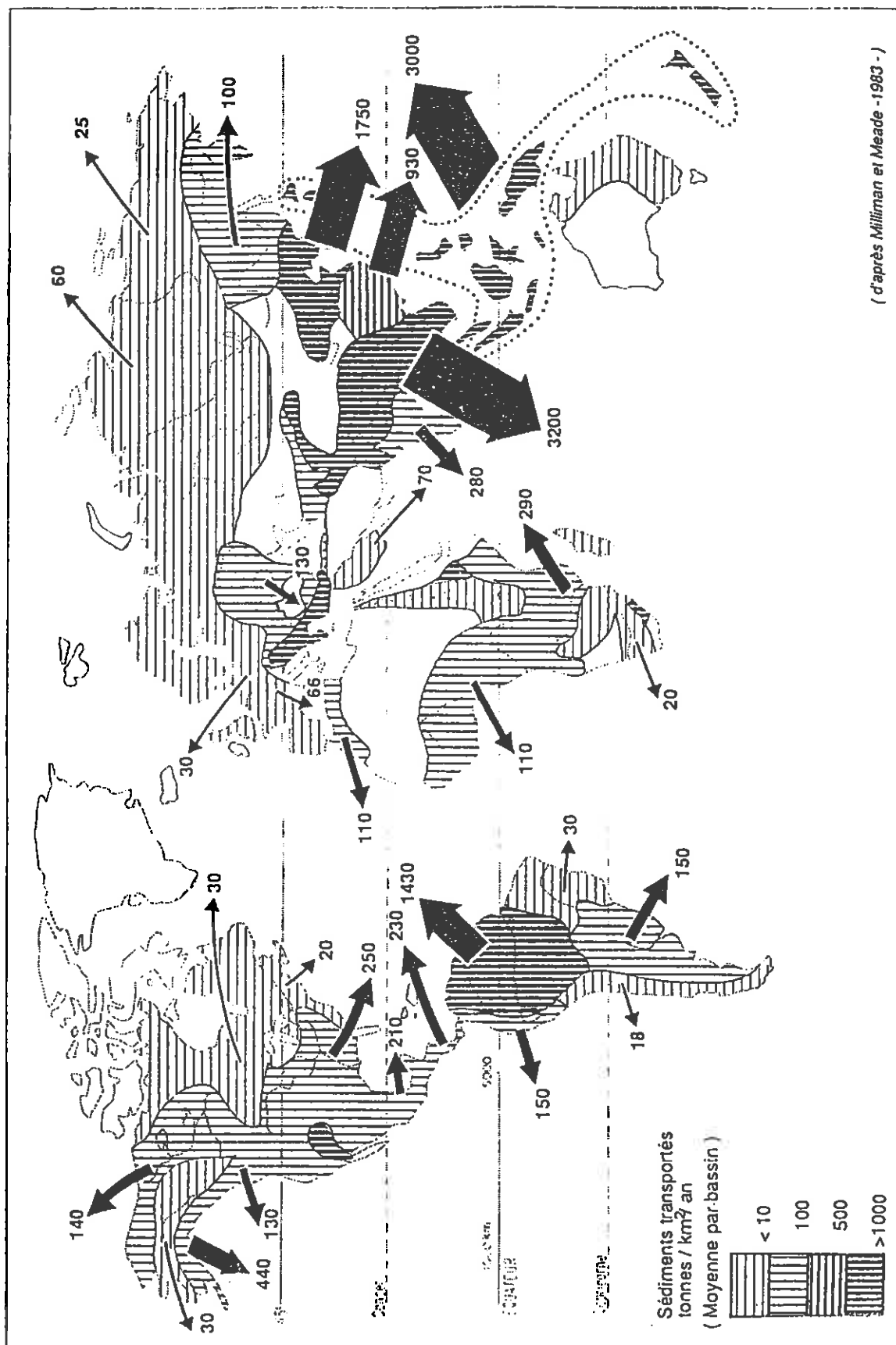


Fig.43: Carte des sédiments transportés depuis les bassins continentaux jusque vers les océans d'après Milliman et Meade (1983). Les chiffres sont exprimés en 10^{12} g/an. La zone du Pacifique Ouest entourée d'un pointillé contribue pour 70% dans les flux mondiaux de matériel transporté.

6.3. COMPARAISON AVEC LES AUTRES FLUX DE MATIERE

Par ordre d'importance, je commencerais bien sûr par la production de croûte océanique au niveau des dorsales et sa disparition dans les zones de subduction. Disons que ces deux flux ascendant et descendant sont chacun de l'ordre de $20 \text{ km}^3/\text{an}$. Crisp (1984) propose un *flux magmatique au niveau des dorsales de $21 \text{ km}^3/\text{an}$* en utilisant des valeurs moyennes d'expansion et de longueur de dorsales. Parsons (1981) calcule la création de 3 km^2 de surface océanique chaque année au niveau des dorsales, qui s'équilibrent avec la même surface consumée dans les zones de subduction. Le Pichon (cours Collège de France, 1991) rajoutait 0.5 km^2 de création et destruction de croûte océanique dans les bassins marginaux. En prenant l'hypothèse d'une épaisseur moyenne de croûte de 6 km , on retrouve donc le chiffre proposé par Crisp en 1984 de $21 \text{ km}^3/\text{an}$.

Nous avons vu précédemment que l'érosion climatique était le second flux par ordre d'importance à la surface de la Terre après le magmatisme au niveau des dorsales et la subduction résultante. Je retiendrais le chiffre actualisé de *$8.6 \text{ km}^3/\text{an}$ de sédiments transporté sous forme particulière ou dissoute depuis les continents vers les océans et $0.8 \text{ km}^3/\text{an}$ de matériel transporté vers les bassins endorhéiques* (Meybeck, communication personnelle). Ces chiffres diffèrent de la moyenne Plio-Quaternaire proposée par Hay et al. (1988) notamment parce que ces derniers auteurs n'ont pas inclu dans leurs estimations les sédiments déposés sur les marges et dans les fosses. Ils sont aussi supérieurs à ceux proposés par Milliman et Meade (1983), en partie parce que l'échantillonnage s'est amélioré depuis 10 ans. Néanmoins, la figure 43 publiée par Milliman et Meade reste correcte en relatif. Cette figure est particulièrement intéressante car elle illustre de manière spectaculaire que 70 % du matériel continental est transporté vers les océans au large de l'Asie du Sud-Est et des îles du Pacifique ouest. D'autre part, Le Pichon (cours Collège de France, 1991) faisait remarquer que les 2/3 du flux associé à la subduction était concentré dans l'ouest Pacifique sur une surface inférieure à 10% de la surface de la Terre. Il décrivait alors ce "puits extraordinaire" qui se trouve être associé aux zones les plus démantelées des continents.

Les autres flux sont beaucoup plus difficile à quantifier pour des raisons diverses. Tout d'abord, les flux magmatiques autres que ceux associés à la création et destruction de croûte océanique. Il convient de distinguer le volcanisme (à la rigueur quantifiable) du

plutonisme (le plus souvent enfoui). En ce qui concerne le *volcanisme associé aux zones de subduction et moyenné sur 180 Ma*, Nakamura (1974) propose un flux de $0.75 \text{ km}^3/\text{an}$, Fujii (1975) propose $1.1 \text{ km}^3/\text{an}$ et Crisp (1984) $0.5 \pm 0.1 \text{ km}^3/\text{an}$. Les estimations varient donc du simple au double. Je ne retiendrais donc que les chiffres proposés par Crisp (1984) car, de toute façon, les incertitudes sont grandes. L'auteur estime le *flux de plutonisme associé aux zones de subduction entre 2.5 et $8 \text{ km}^3/\text{an}$* . Le *volcanisme intraplaque serait de l'ordre de $0.4 \pm 0.1 \text{ km}^3/\text{an}$ alors que le plutonisme atteindrait $2.5 \pm 1.0 \text{ km}^3/\text{an}$* . Crisp (1984) ne prend pas en compte les plateaux océaniques par manque de données. En revanche, Larson et Olson (1991) proposent un flux de plumes mantelliques incluant les plateaux océaniques, les chaînes de seamounts et les coulées basaltiques (du type Deccan) sur des intervalles de temps de 5 Ma. A titre d'exemple, le flux serait de $2.5 \text{ km}^3/\text{an}$ durant les 5 derniers Ma et de $3.6 \text{ km}^3/\text{an}$ durant l'épisode "superplume" de 45 à 125 Ma. Les minima à $1 \text{ km}^3/\text{an}$ se produisant vers 30 et 130 Ma alors que le maximum: $10 \text{ km}^3/\text{an}$ a lieu vers 120 Ma. Je signale, à titre de comparaison, que Reymer et Schubert (1984) proposaient seulement une moyenne de $1.65 \text{ km}^3/\text{an}$ de croissance crustale par addition de roches ignées sur les derniers 600 Ma.

Il existe bien sûr d'autres flux, associés aux zones de collision, que certains auteurs estiment en général comme ne dépassant pas l'ordre du km^3/an et dont la quantification pose de sérieux problèmes. Ce sont l'accrétion des "terrane" (voir par exemple Howell et Jones, 1989), l'obduction de croûte océanique, la subduction de rides asismiques (très inférieure à $1 \text{ km}^3/\text{an}$ à l'heure actuelle), les transferts ductiles dans la croûte, la subduction et l'éclogitisation continentale ou encore l'épaississement et l'amincissement de la croûte continentale. Ce type d'estimation reste encore assez fragile et nécessite des recherches approfondies qui ne font pas l'objet de cette étude.

6.4. TENTATIVE DE SYNTHESE DES FLUX DE MATIERE ET CONSEQUENCES

La figure 44 (légèrement modifiée de Lallemand et Malavieille, 1992) récapitule sur une coupe synthétique à l'échelle crustale les différents flux de matière que nous venons de discuter. Je n'ai pas indiqué les barres d'erreur sur la figure (voir section précédente) et j'ai retenu les estimations de flux correspondant aux périodes récentes lorsque j'avais le choix. Compte-tenu des mises en garde précédentes, notamment concernant les grandes variations de ces flux en fonction des périodes, je m'en tiendrais à quelques remarques d'ordre général.

FLUX GLOBAUX DE MATIÈRE SOLIDE EN KM^3/AN

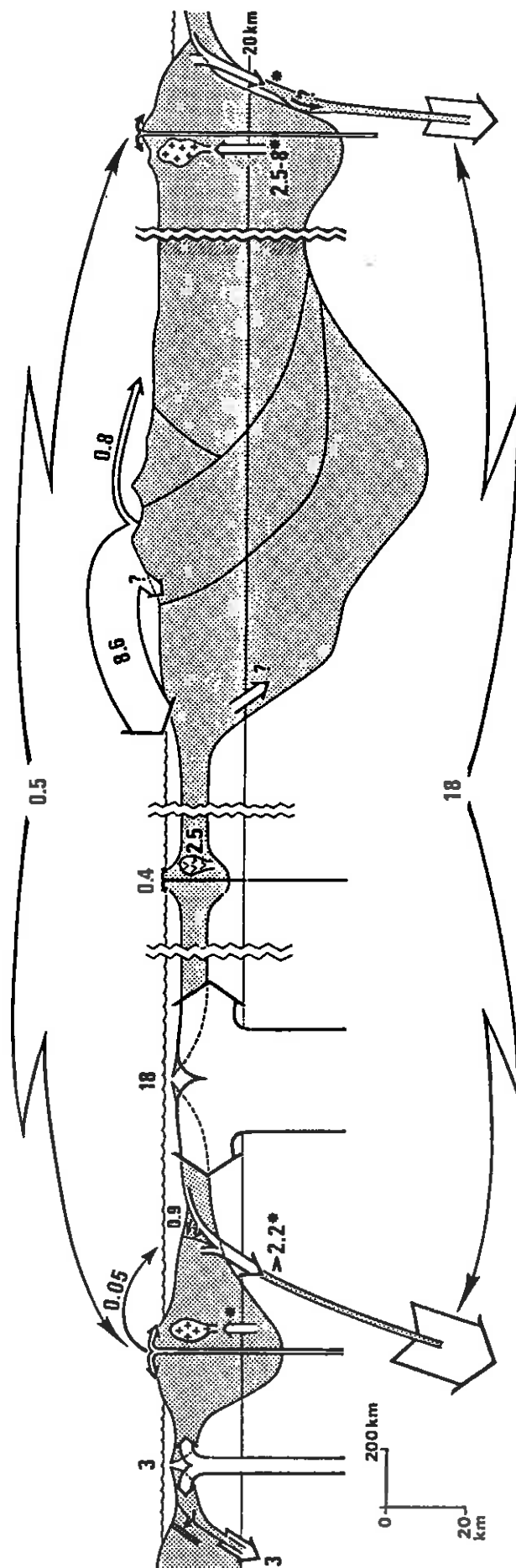


Fig.44: Coupe crustale schématique illustrant les différents flux de matière à l'échelle du globe modifiée d'après Lallemant et Malavieille (1992). Deux types de marges actives sont représentés: en bordure d'une cordillère et d'un arc. L'accrétion n'est illustrée que près des arcs de manière purement aléatoire. Les flux marqués d'un astérisque correspondent au cumul des flux agissant aux deux types de marges.

Les 21 km³/an (18 + 3) de croûte océanique créée puis consommée au niveau des zones de subduction semblent s'équilibrer sur la figure mais une légère asymétrie liée soit aux variations de surface des continents (accrétion, érosion, extension ou raccourcissement), soit à l'obduction d'ophiolites, doit sans doute être envisagée. Je ne crois pas qu'il soit possible à ce jour de comparer très précisément les surfaces océaniques créées et consommées pour mettre en évidence une différence significative qui permettrait de conclure soit à une expansion, soit à un rétrécissement de la surface océanique.

Von Huene et Scholl (1991) rappellent que la plupart des auteurs considèrent que le mécanisme dominant de formation de croûte continentale est le magmatisme d'arc. Les autres processus du type: hot-spots, magmatisme intra-continental, collage sous-crustal et accrétion de croûte océanique sont du second ordre. L'argument principal de von Huene et Scholl (1991), permettant de minimiser les effets de l'"underplating" de matériel terrestre subduit, est le suivant. Si l'ensemble de ce matériel subduit était collé sous les continents, des volumes considérables de roches métamorphiques HP devraient affleurer en surface, or ce n'est pas le cas.

Différents modèles de croissance de la croûte continentale ont été proposés, notamment à partir de considérations géochimiques indiquant par exemple l'âge de la formation de certains terrains (bouclier Canadien de 3.0 à 2.7 Ga; bouclier arabo-nubien de 950 à 650 Ma ...). Reymer et Schubert (1984; 1986) en déduisent que les flux de production de croûte continentale étaient 3 à 4 fois supérieurs à l'Archéen par rapport à l'actuel. Ils proposent néanmoins une croissance continentale au Mésozoïque-Cénozoïque de 1 km³/an, soit 1.65 km³/an de matériel continental produit pour 0.6 km³/an soustrait. Albarède (1989) propose, quant à lui, une croissance de 1.8 km³/an, soit 2.5 km³/an produits pour 0.8 km³/an soustraits. Il existe encore bien d'autres modèles mais on peut dire que globalement la quantité de matériel continental entraîné dans la subduction est critique dans la détermination du taux de croissance (e.g. Fyfe (1978) partisan d'une décroissance des continents depuis 2.5 Ga; Albarède, 1989).

Von Huene et Scholl (1991) concluent à une faible croissance nette (production - soustraction de matériel continental) des continents durant au moins les 100 ou 200 derniers Ma, car ils proposent un flux de matériel continental subduit plus ou moins équivalent aux taux de croissance proposés.

Dans cette étude, nous avons montré qu'au moins 2 à 3 km³/an de matériel terrestre était entraîné dans les zones de subduction. Une faible partie contribue au volcanisme et au plutonisme associé à ces zones (Kay, 1980; Gill, 1981; Stern, 1991) et il est probable qu'une faible partie soit restituée aux continents par "underplating" (von Huene et Scholl, 1991). Quoiqu'il en soit, les reconstructions des paléomarges, avant qu'elles aient été soumises à l'érosion, du type de celles illustrées sur la figure 11, reflètent une perte nette de matière crustale continentale. D'autre part, en prenant un chiffre minimum de 2 km³/an de matériel terrestre entraîné en profondeur, on constate que le volume total des continents, soit 7.6 10⁹ km³, peut avoir été recyclé depuis l'Archéen (il y a 3.8 Ga). En fait, les bordures des continents ont sans doute été recyclées plusieurs fois depuis cette époque alors que les cratons anciens sont restés stables au cours du temps.

Le niveau moyen des océans peut difficilement nous renseigner sur la validité de l'une ou l'autre hypothèse dans la mesure où les variations ne sont pas suffisantes en comparaison des incertitudes sur le volume des dorsales par le passé (voir par exemple les calculs de Howell, 1989). Raisonnons, par exemple, à volume constant d'eau et à épaisseur continentale constante. Une érosion continentale de 1 km³/an produit une diminution de surface continentale (et donc une augmentation de surface océanique) de 0.03 km², si l'on considère une épaisseur moyenne de 38 km. Sur 100 Ma, on obtient donc une augmentation de la surface océanique de 2.6 10⁶ km², soit une diminution de la hauteur d'eau moyenne de 35 m. Le volume des dorsales étant vraisemblablement plus important au Crétacé inférieur par exemple (voir Larson et Olson, 1991), il est probable que l'augmentation de surface océanique soit plus ou moins compensée par une augmentation du volume des dorsales.

Je dirais donc en conclusion que les continents ont crû, mais je n'y crois plus!

Références

- Albarède, F., Sm/Nd constraints on the growth rate of continental crust; *Tectonophysics*, 161, 299-305, 1989.
- Allègre, C.J., Hamelin, B. et Dupré, B., Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: The mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 71-84, 1984.
- Angelier, J., Analyse quantitative des relations entre déformation horizontale et mouvements verticaux: l'extension égéenne, la subsidence de la mer de Crète et la surrection de l'arc hellénique; *Ann. Géophys.*, 37, 2, 327-345, 1981.
- Aubouin, J., Borello, A.V., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. et Vicente, J.-C., Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales; *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, 15, 1-2, 11-72, 1973.
- Aubouin, J., Stéphan, J.-F., Roump, J. et Renard, V., The middle-America Trench as an exemple of a subduction zone; *Tectonophysics*, 86, 113-132, 1982.
- Aubouin, J., Bourgois, J., et Azéma, J., A new type of active margin: the convergent-extensional margin, as exemplified by the Middle America Trench off Guatémala; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 211-218, 1984.
- Aubouin, J., Bourgois, J., et Azéma, J., Two types of active margins: convergent-compressional margins and convergent-extensional margins; dans: *Formation of active margins*, ed. par N. Nasu et al., 109-129, 1985.
- Ballance, P.F., Scholl, D.W., Vallier, T.L., Stevenson, A.J., Ryan, H. et Herzer, R.H., Subduction of a late cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga Trench: A model of normal and accelerated tectonic erosion; *Tectonics*, 8, 5, 953-962, 1989.
- Bangs, N.L.B., Westbrook, G.K., Ladd, J.W. et Buhl, P., Seismic velocities from the Barbados Ridge complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex; *J. Geophys. Res.*, 95, 8767-8782, 1990.
- Bangs, N.L.B. et Westbrook, G.K., Seismic modeling of the Décollement zone at the base of the Barbados Ridge accretionary complex, *J. Geophys. Res.*, 96, 3853-3866, 1991.
- Beck Jr, M.E., Analysis of Late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America; *J. South Amer. Earth Sci.*, 1, 1, 39-52, 1988.
- Bernstein-Taylor, B.L., Kirchoff-Stein, K.S., Silver, E., Reed, D.L. et MacKay, M., Large-scale duplexes within the New-Britain accretionary wedge: a possible example of accreted ophiolitic slivers; *Tectonics*, 11, 4, 732-752, 1992a.
- Bernstein-Taylor, B.L., Brown, K.M., Silver, E. et Kirchoff-Stein, K.S., Basement slivers within the New-Britain accretionary wedge: implications for the emplacement of some ophiolitic slivers; *Tectonics*, 11, 4, 753-765, 1992b.
- Bouysse, P. et Westercamp, D., Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire: l'exemple des Petites Antilles; *Géol. Fr.*, 2-3, 3-38, 1988.
- Bray, C.J. et Karig, D.E., Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes; *J. Geophys. Res.*, 90, 768-778, 1985.
- Briqueu, L. et Lancelot, Y., Sr isotopes and K, Rb, Sr balance in sediments and igneous rocks from the subducted plate of the Vanuatu (New Hebrides) active margin; *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 47, 191-200, 1982.
- Brown, L., Klein, J., Middleton, R., Sacks, I.S. et Tera, F., ^{10}Be in island arc volcanoes and implications for subduction; *Nature*, 229, 718-720, 1982.
- Bruns, T.R. et von Huene R., Aleutian Trench, Shumagin segment, seismic section 104; dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, AAPG studies in Geology n°26, 14-19, 1986.
- Byrne, D.E., Davis, D.M., et Sykes, L.R., Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones; *Tectonics*, 7, 833-857, 1988.
- Byrne, D.E., Davis, D.M. et Wang, W.h., Mechanical role of backstops in the growth of forearcs; *Tectonics*, sous presse.
- Cadet, J.-P. et Charvet, J., From subduction to palcosubductions in northern Japan; dans: *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific regions*, ed. par M. Hashimoto et S. Uyeda, 135-148, 1983.
- Cadet, J.-P., Kobayashi, K., Lallemand, S.E., Jolivet, L., Boulègue, J., Dubois, J., Hotta, H., Ishii, T., Konishi, K., Niitsuma, N., et Shimamura, H., Deep scientific dives in the Japan and Kuril Trenches; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 313-328, 1987.
- Cadet, J.-P., Pouclet, A. et Cambray, H., Les cendres volcaniques sous-marines du Pacifique Oriental, enregistrement du volcanisme explosif de l'Amérique Centrale (large du Mexique et du Guatémala: Legs 66, 67 et 84 du Deep Sea Drilling Project); *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 6, 1, 37-47, 1990.
- Cambray, H., Etude des téphra des sédiments marins: Comparaison entre les épisodes d'activité volcanique des arcs et l'évolution tectonique; Thèse de l'Université P. et M. Curie, n° 91-22, 348 pp., 1991.

- Camerlenghi, A., Cita, M.B., Hieke, W. et Ricchiuto, T., Geological evidence for mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 493-506, 1992.
- Cashman, S.M/ et Kelsey, H.M., Forearc uplift and extension, southern Hawke's Bay, New Zealand: Mid-Pleistocene to Present; *Tectonics*, 9, 1, 23-44, 1990.
- Chanier, F., Ferrière, J. et Angelier, J., Extension et érosion tectonique dans un prisme d'accrétion: l'exemple du prisme Hikurangi (Nouvelle-Zélande); *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, 741-747, 1992.
- Chopin, C., Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences; *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 107-118, 1984.
- Chopin, C., Very-high-pressure metamorphism in the Western Alps: Implications for subduction of continental crust; *Phil. Trans. R. Soc. London*, A, 321, 183-197, 1987.
- Cloos, M. et Shreve, R.L., Subduction-Channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description; *Pageoph*, 128, 3/4, 455-500, 1988a.
- Cloos, M. et Shreve, R.L., Subduction-Channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion; *Pageoph*, 128, 3/4, 501-545, 1988b.
- Collins, B.P. et Watkins, J.S., The middle America Trench; dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, AAPG studies in Geology n°26, 30-32, 1986.
- Collot, J.-Y., Lallemand, S.E., Pelletier, B., Eissen, J.-P., Glauon, G., Fisher, M.A., Greene, H.G., Boulain, J., Daniel, J. et Monzier, M., Geology of the d'Entrecasteaux-New Hebrides island arc collision zone: Results from a deep-sea submersible survey; *Tectonophysics*, 212, 213-241, 1992.
- Crisp, J.A., Rates of magma emplacement and volcanic output; *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 177-211, 1984.
- Crowne, J.C., et Buffler, R.T., Regional seismic reflection profiles across the Middle America Trench and convergent margin of Costa-Rica; dans Bally, A.W., ed., *Seismic expression of structural styles*, Am. Assoc. Petrol. Studies in Geology 15, vol.3, 3.4.2-147 - 3.4.2-162, 1983.
- Dahlen, F. A., J. Suppe, et D. M. Davis, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory; *J. Geophys. Res.*, 89, 10087-10101, 1984.
- Dahlen, F. A., Non-cohesive critical Coulomb wedges: An exact solution; *J. Geophys. Res.*, 89, 10125-10133, 1984.
- Dahlen, F. A., Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges; *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 55-99, 1990.
- Davey, F.J., Hampton, M., Childs, J., Fisher, M.A., Lewis, K. et Pettinga, J.R., Structure of a growing accretionary prism, Hikurangi margin, New Zealand; *Geology*, 14, 663-666, 1986.
- Davis, D., J. Suppe, et F. A. Dahlen, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges; *J. Geophys. Res.*, 88, 1153-1172, 1983.
- de Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S. et Le Pichon, X., Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean sea (Pasiphae cruise); *Geophys. J. Int.*, 109, 536-552, 1992.
- Dewey, J.F., Cande, S. et Pitman III, W.C., Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision zone; *Eclogae Geol. Helv.*, 82, 3, 717-734, 1989.
- Diament, M., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen Jr, M.T., Gérard, M., Lanal, O., Martin, A. et Malod, J.A., Mentawai fault zone off Sumatra: a new key to the geodynamics of western Indonesia; *Geology*, 20, 259-262, 1992.
- Dobson, P.F. et O'Neil, J.R., Stable isotope compositions and water contents of boninite series volcanic rocks from Chichi-jima, Bonin islands, Japan; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 75-86, 1987.
- Dollfus, O., La cordillère des Andes - Présentation des problèmes géomorphologiques; *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 15, 1-2, 157-176, 1973.
- Engelbreton, D.C., Cox, A. et Gordon, R.G., Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 206, 59 pp., 1985.
- Ewart, A., Brothers, R.N. et Mateen, A., An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec New Zealand island arc; *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 2, 205-250, 1977.
- Fisher, M.A. et Greene, H.G., The New Hebrides Trench, Lines 1 and 12; dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, AAPG studies in Geology n°26, 43-48, 1986.
- Fisher, M.A., Tectonic processes at the collision of the d'Entrecasteaux zone and the New-Hebrides island arc; *J. Geophys. Res.*, 91, B10, 10470-10486, 1986.
- Flint, S., Clemmey, H. et Turner, P., The lower Cretaceous way group of northern

- Chile: an alluvial fan-fan delta complex; *Sedim. Geol.*, 46, 1-22, 1986.
- Fryer, P., Ambos, E.L. et Hussong D.M., Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts; *Geology*, 13, 774-777, 1985.
- Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al.; *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 716 pp., 1992.
- Fryer, P. et Mottl, M.J., Lithology, mineralogy, and origin of serpentine muds recovered from Conical and Torishima forearc seamounts: Results of Leg 125 Drilling; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 343-360, 1992.
- Fryer, P., A synthesis of Leg 125 drilling of serpentine seamounts on the Mariana and Izu-Bonin forearcs; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 593-614, 1992.
- Fujioka, K., Matsuo, Y., Nishimura, A., Koyama, M. et Rodolfo, K.S., Tephra of the Izu-Bonin forearc (sites 787, 792, and 793); dans: Taylor, B., Fujioka, K. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 126: College Station, TX, 47-74, 1992.
- Fyfe, W.S., The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot-spot tectonics; *Chem. Geol.*, 23, 89-114, 1978.
- Gaffin, S., Ridge volume dependence on seafloor generation rate and inversion using long-term sealevel change; *Am. J. Sci.*, 287, 596-611, 1987.
- Gardner, T.W., Verdonck, D., Pinter, N.M., Slingerland, R., Furlong, K.P., Bullard, T.F. et Wells, S.G., Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa-Rica; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 219-232, 1992.
- Geological map of western Indonesia, 1/2000000; Beicip, 1982.
- Gill, J.B., ed., *Orogenic andesites and plate tectonics*; Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 390 pp., 1981.
- Gill, J.B., Seales, C., Thompson, P., Hochstaedter, A.G. et Dunlap, C., Petrology and geochemistry of Pliocene-Pleistocene volcanic rocks from the Izu arc, Leg 126; dans: Taylor, B., Fujioka, K. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 126: College Station, TX, 383-404, 1992.
- Greene, G.H., Collot, J.-Y., Pelletier, P., et Lallemand, S.E., Observation of forearc seafloor deformation along the north d'Entrecasteaux ridge-New-Hebrides island arc collision zone from Nautille submersible; dans Collot, J.-Y., Greene, H.G., Stokking, L.B., et al., *Proc. ODP, Initial Reports*, vol. 134, 43-53, 1992.
- Haggerty, J.A. et Chaudhuri, S., Strontium isotopic composition of the interstitial waters from Leg 125: Mariana and Bonin forearcs; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al.; *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 397-400, 1992.
- Hamilton, E.L., Variation of density and porosity with depth in deep sea sediments; *J. Sediment Petrol.*, 46, 280-300, 1976.
- Hamilton, E.L., Sound velocity-density relations in sea-floor sediments and rocks; *J. Acoust. Soc. Am.*, 63, 366-377, 1978.
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M. et McDermott, F., Element fluxes associated with subduction related magmatism; dans: Tarney, J., Pickering, K.T., Knipe, R.J. et Dewey, J.F., eds., *The behaviour and influence of fluids in subduction zones*; *Philos. trans. R. Soc. London, A*, 335, 393-405, 1991.
- Hay, W.W., Sloan II, J.L. et Wold, C.N., Mass/Age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction; *J. Geophys. Res.*, 93, B12, 14933-14940, 1988.
- Herzer, R.H. et Exxon, N.F., Structure and basin analysis of the southern Tonga forearc; dans: Scholl, D.W. et Vallier, T.L., eds., *Geology and offshore resources of Pacific island arcs, Tonga region*, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 2, 55-73, 1985.
- Hickey, R.L. et Frey, F.A., Rare-Earth element geochemistry of Mariana fore-arc volcanics: Deep Sea Drilling Project site 458 and hole 459B; dans: Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., *Init. Repts DSDP*, 60, Washington, 735-742, 1981.
- Horine, R.L., Moore, G.F. et Taylor, B., Structure of the outer Izu-Bonin forearc from seismic-reflection profiling and gravity modeling; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al.; *Proc. ODP, Init. Reports*, 125: College Station, TX, 81-94, 1990.
- Howell, D.G. et Jones, D.L., Terrane analysis: a Circum-Pacific overview; dans: *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*, ed. par Zvi Ben Avraham, Oxford Monograph on Geology and Geophysics, 8, 36-40, 1989.
- Howell, D.G., How the growth and freeboard of continents may relate to geometric and kinematic parameters of mid-ocean spreading ridges; *Tectonophysics*, 161, 343-349, 1989.
- Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., *Init. Repts DSDP*, 60, Washington, 1981.
- Hussong, D.M. et Uyeda, S., Tectonic processes and the history of the Mariana arc: A synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60; dans *Init. Repts. DSDP*, 60, Washington (U.S. Govt Printing Office), 909-929, 1981.

- Isacks, B.L., Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline; *J. Geophys. Res.*, 93, B4, 3211-3231, 1988.
- Ishii, T., Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara paleoland"- "fore-arc ophiolite"; dans: *Formation of active ocean margins*, ed. par N. Nasu et al., Terra Sci. Publ. Comp., Tokyo, 307-342, 1985.
- James, D.E., Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 3325-3346, 1971.
- Johnson, L.E., Mafic clasts in serpentine seamounts: petrology and geochemistry of a diverse crustal suite from the outer Mariana forearc; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al.; *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 401-413, 1992.
- Jolivet, L. et Tamaki, K., Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the NE Japan arc; *Proc. of ODP Leg 127/128*, sous presse.
- Kaiho, K., Eocene to Quaternary benthic foraminifers and paleobathymetry of the Izu-Bonin arc, Legs 125 and 126; dans: Taylor, B., Fujioka, K. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 126: College Station, TX, 285-310, 1992.
- Karig, D.E., Caldwell, J.G. et Parmentier, E.M., Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere; *J. Geophys. Res.*, 81, 6281-6291, 1976.
- Karig, D.E., Suparka, S., Moore, G.F. et Hehanussa, P.E., Structure and Cenozoic evolution of the Sunda arc in the Central Sumatra region; *AAPG Bull.*, 223-237, 1978.
- Karig, D.E., Moore, G.F., Curray, J.R. et Lawrence, M.B., Morphology and shallow structure of the lower trench slope off Nias island, Sunda arc; dans: *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands*, ed. par D.E. Hayes, AGU, *Geophys. Monogr.* 23, 179-208, 1980.
- Kastner, M. et Le Pichon, X., eds., *Fluids in convergent margins*; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 274-506, 1992.
- Katz, H.R., Continental margin in Chile - Is tectonic style compressional or extensional?, *AAPG Bull.*, 55, 10, 1753-1758, 1971.
- Kawamura, T. et Aoki, Y., The Nankai Trough margin, record 55-8; dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, AAPG studies in Geology n°26, 54-56, 1986.
- Kay, R.W., Volcanic arc magmas: Implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system; *J. Geol.*, 88, 497-522, 1980.
- Keller, G., Benthic foraminifers and paleobathymetry of the Japan Trench area, Leg 57, DSDP; dans: *Init. Repts. DSDP*, 56-57, Pt 2, 835-866, 1980.
- Kienle, J., Swanson, S.E. et Pulpan, H., Magmatism and subduction in the eastern Aleutian arc; dans: Shimozuru, D. et Yokoyama, D., eds., *Arc volcanism: Physics and tectonics*, TERRAPUB, Tokyo, 191-224, 1983.
- Kroenke, L.W. et Tongilava, S.L., A structural interpretation of two reflection profiles across the Tonga arc; *South Pacific Marine Geological Notes*, 1, 2, 9-15, 1975.
- Ladd, J.W., Ibrahim, A.K., McMillen, K.J., Latham, G.V., et von Huene, R., Interpretation of seismic reflection data of the Middle America Trench offshore Guatemala; dans: Aubouin, J., von Huene R. et al., *Init. Repts. DSDP Leg 67*, 675-689, 1982.
- Lagabriele, Y., Duperret, A., et Bourgois, J., In-situ structural observations along the inner slope of the Peru Trench: Preliminary results of the NAUTIPERC Cruise with the submersible NAUTILE; résumé dans EOS, AGU Spring Meeting in Montréal, April 7, 152, 1992.
- Lagabriele, Y., Sizun, J.-P. et Arculus, R.J., The constructional and deformational history of the igneous basement penetrated at site 786; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 263-276, 1992.
- Lallemant, S.E. et Jolivet, L., Japan Sea: a pull-apart basin?; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 375-389, 1985.
- Lallemant, S., Okada, H., Otsuka, K. et Labeyrie, L., Tectonique en compression sur la marge est de la mer du Japon: mise en évidence de chevauchements à vergence orientale; *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, 3, 201-206, 1985.
- Lallemant, S.E. et Chamot-Rooke, N., Sur la cause du décrochement senestre entre les fosses du Japon et des Kouriles: subduction-collision d'un ancien volcan sous-marin; *C. R. Acad. Sci. Paris*, 2, 303, 1443-1448, 1986.
- Lallemant, S.E., La fosse du Japon - Contexte géodynamique et effets de la subduction d'aspérités sur la tectogénèse de la marge; Thèse d'Université, Orléans, 367 pp., 1987.
- Lallemant, S.E., et Le Pichon, X., Coulomb wedge model applied to subduction of seamounts in the Japan Trench; *Geology*, 15, 1065-1069, 1987.
- Lallemant, S.E., von Huene, R., et Culotta, R., Subduction of the Daiichi Kashima seamount in the Japan Trench; *Tectonophysics*, 160, 231-247, 1989.
- Lallemant, S.E., Collot, J.-Y., Pelletier, B., Rangin, C. et Cadet J.-P., Impact of oceanic asperities on the tectogenesis of modern

- convergent margins; *Oceanol. Acta*, spec. vol. 10, 17-30, 1990.
- Lallemand, S.E., Schnurle, P. et Manoussis, S., Reconstruction of subduction zone paleogeometries and quantification of upper plate material losses caused by tectonic erosion; *J. Geophys. Res.*, 97, 217-239, 1992a.
- Lallemand, S.E., Malavieille, J. et Calassou, S., Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modeling and marine observations; *Tectonics*, 1992b.
- Lallemand, S.E. et Malavieille J., L'érosion profonde des Continents; *La Recherche*, 249, 24, 12-21, Décembre 1992.
- Lallemand, S.E., Schnurle, P. et Malavieille, J., Coulomb theory applied to accretionary wedges - Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion; soumis à *J. Geophys. Res.* en Juin 1992.
- Lallemant, S., Truffert, C., Jolivet, L., Henry, P., Chamot-Rooke, N. et de Voogd, B., Spatial transition from compression to extension in the western mediterranean ridge accretionary complex; soumis à *Tectonophysics* en Juillet 1992.
- Larson, R.L. et Olson, P., Mantle plumes control magnetic reversal frequency; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 437-447, 1991.
- Leg 135 Scientific Party, Evolution of back-arc basins: ODP Leg 135, Lau Basin; *EOS*, June 2, 241- 248, 1992.
- Le Pichon, X. et Angelier, J., The Aegean Sea; *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 300, 357-372, 1981.
- Le Pichon, X., et al., Mud volcano field seaward of the Barbados accretionary prism: a submersible survey; *J. Geophys. Res.*, 95, 8931-8943, 1990.
- Le Pichon, X., Henry, P., and the KAIKO-Nankai Scientific Crew, Water budgets in accretionary wedges: a comparison; dans: Tarney, J., Pickering, K.T., Knipe, R.J. et Dewey, J.F., eds., *The behaviour and influence of fluids in subduction zones*; *Philos. trans. R. Soc. London*, A, 335, 315-330, 1991.
- Le Pichon, X. et Henry, P., Erosion and accretion along subduction zones: a model of evolution; *Proc. Koninklijke Akademie van Wetenschappen*, Amsterdam, sous presse.
- Lobkovsky, L.I., Geodynamics of spreading and subduction zones and two-layered plate tectonics; *Nayka*, Moscow, 250 pp., 1988 (en russe).
- MacKay, M.E. et Moore, G.F., Variation in deformation of the South Panama accretionary prism: response to oblique subduction and trench sediment variation; *Tectonics*, 9, 4, 683-698, 1990.
- Maekawa, H., Shozui, M., Ishii, T., Saboda, K.L. et Ogawa, Y., Metamorphic rocks from the serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Ogasawara forearcs; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al.; *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 415-430, 1992.
- Malod, J.-A., Mustafa Kemal, B., Beslier, M.-O., Deplus, C., Diament, M., Karta, K., Mauffret, A., Patriat, P., Pubellier, M., Regnaud, H., Aritonang, P. et Zen Jr, M.T., Deformation of the forearc basin northwest off Sumatra: a response to oblique subduction: Sumenta Cruise (Baruna Jaya III, 1991); *Proc. 10th Anniv. of Indonesia-France Joint Cooperation on Ocean Technology and Maritime Industry*, Jakarta, Oct. 7-8, 1992, soumis.
- Marlow, M.S., Johnson, L.E., Pearce, J.A., Fryer, P.B., Pickthorn, L.G. et Murton, B.J., Pleistocene volcanic rocks in the Mariana forearc revealed by drilling at site 781; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 293-310, 1992.
- McCaffrey, R., Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation; *J. Geophys. Res.*, 97, B6, 8905-8915, 1992.
- McLennan, S.M., Recycling of the continental crust; *PAGEOPH*, 128, 3/4, 683-724, 1988.
- Mégard, F., The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru; *J. Geol. Soc. London*, 141, 893-900, 1984.
- Meijer, A., Anthony, E. et Reagan, M., Petrology of volcanic rocks from the fore-arc sites; dans: Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., *Init. Repts DSDP*, 60, Washington, 709-729, 1981.
- Miller, H., Das problem des hypotheetischen "Pazifischen Kontinentes" gesehen von der chilenischen Pazifikküste; *Geol. Rundsch.*, 59, 927-938, 1970.
- Milliman, J.D. et Meade, R.H., World-wide delivery of river sediment to the oceans; *J. Geol.*, 91, 1, 1-21, 1983.
- Minshull, T. et White, R., Sediment compaction and fluid migration in the Makran accretionary prism; *J. Geophys. Res.*, 94, 7387-7402, 1989.
- Mitchell, J.G., Peate, D.W., Murton, B.J., Pearce, J.A., Arculus, R.J. et van der Laan, S.R., K-Ar dating of samples from sites 782 and 786 (Leg 125): the Izu-Bonin forearc region; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 125: College Station, TX, 203-210, 1992.
- Molnar, P. et Gray, D., Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties; *Geology*, 7, 58-62, 1979.
- Moore, G.W. et Fujioka, K., Age and origin of dacite boulder conglomerate anomalously near the Japan Trench; dans: *Init. Rept. DSDP*, vol. 56-57, Pt 2, 1083-1088, 1980.

- Moore, G.F., Curray, J.R., Moore, D.G. et Karig, D.E., Variations in geologic structure along the Sunda forearc, Northeastern Indian Ocean; dans: The tectonic and geologic evolution of southeast Asian Seas and islands, ed. par Hayes, D.E., AGU, Geophysical Monograph 23, 145-160, 1980.
- Moore, J.C., Watkins, J.S. et Shipley, T.H., Summary of accretionary processes, DSDP Leg 66: offscraping, underplating, and deformation of the slope apron; dans: Watkins, J.S., Moore, J.C. et al., Init. Repts. DSDP, 66, Washington, 825-836, 1981.
- Moore, J.C. et Biju-Duval, B., Tectonic synthesis, deep-sea drilling project Leg 78A: Structural evolution of offscraped and underthrust sediment, northern Barbados ridge complex; in Biju-Duval, B. et Moore, J.C. et al., Init. Repts., DSDP, 78A: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 601-621, 1984.
- Moore, J.C., Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the décollement zone; J. Struct. Geol., 11, 1/2, 95-106, 1989.
- Moore, J.C., Orange, D. and Kulm, L., Interrelationship of fluid venting and structural evolution: Alvin observations from the frontal accretionary prism, Oregon; J. Geophys. Res., 95, 8795-8808, 1990.
- Moore, G.F., Shipley, T.H., Stoffa, P.L., Karig, D.E., Taira, A., Kuramoto, S., Tokuyama, H. et Suyehiro, K., Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data; J. Geophys. Res., 95, 8753-8765, 1990.
- Moore, J.C. et Vrolijk, P., Fluids in accretionary prisms; Rev. Geophys., 30, 2, 113-135, 1992.
- Morris, J.D., Leeman, W.P. et Tera, F., The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B-Be systematics; Nature, 344, 31-36, 1990.
- Mottl, M.J., Pore waters from serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Bonin forearcs, Leg 125: Evidence for volatiles from the subducting slab; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al.; Proc. ODP, Sci. Results, 125: College Station, TX, 373-385, 1992.
- Mrozowski, C.L. et Hayes, D.E., A seismic reflection study of faulting in the Mariana forearc; dans: The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands, ed. par D.E. Hayes, AGU, Geophys. Monogr. 23, Washington, D.C., 223-234, 1980.
- Mrozowski, C.L., Hayes, D.E. et Taylor, B., Multichannel seismic reflection surveys of Leg 60 sites, Deep sea drilling project; in Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., Init. Repts. DSDP, 60, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 57-69, 1981.
- Munizaga, F. et Vicente, J.-C., Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo Miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar; Rev. Geol. Chile, 16, 3-21, 1982.
- Murton, B.J., Peate, D.W., Arculus, R.J., Pearce, J.A. et van der Laan, S.R., Trace-element geochemistry of volcanic rocks from site 786: the Izu-Bonin forearc; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 125: College Station, TX, 211-235, 1992.
- Natland, J.H. et Tarney, J., Petrologic evolution of the Mariana arc and back-arc basin system - A synthesis of drilling results in the South Philippine Sea; dans: Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., Init. Repts. DSDP, 60, Washington, 877-908, 1981.
- Newman, S. et van der Laan, S.R., Volatile contents of Izu-Bonin forearc volcanic glasses; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 125: College Station, TX, 131-139, 1992.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Farrar, E. et Petersen, U., Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru; Earth Planet. Sci. Lett., 21, 213-220, 1974.
- Noble, D.C. et McKee, E.H., Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: Comment; Geology, 5, 576-578, 1977.
- ODP Leg 141 Scientific Party, Geology and tectonics of the Chile Triple Junction; EOS, Sept. 22, 404-410, 1992.
- Ohguchi, T., Yoshida, T. et Okami, K., Historical change of the Neogene and Quaternary volcanic field in the Northeast Honshu arc; Mem. Geol. Soc. Jpn, 32, 431-455, 1989 (en japonais avec résumé anglais).
- Pallister, J.S., Cole, J.C., Stoesser, D.B. et Quick, J.E., Use and abuse of crustal accretion calculations; Geology, 18, 35-39, 1990.
- Parsons, B., The rates of plate creation and consumption; Geophys. J. R. astr. Soc., 67, 437-448, 1981.
- Peacock, S.M., Fluid processes in subduction zones; Science, 248, 329-337, 1990.
- Peacock, S.M., Numerical simulation of subduction zone pressure-temperature-time paths: constraints on fluid production and arc magmatism; dans: Tarney, J., Pickering, K.T., Knipe, R.J. et Dewey, J.F., eds., The behaviour and influence of fluids in subduction zones; Philos. trans. R. Soc. London, A, 335, 341-353, 1991.
- Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Ingram, G., Murton, B.J., Arculus, R.J. et van der Laan, S.R., Isotopic evidence for the origin of boninites and related rocks drilled in the Izu-

- Bonin (Ogasawara) forearc, Leg 125; dans: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 125: College Station, TX, 237-261, 1992.
- Pelletier, B. et Louat, R., Seismotectonics and present-day relative plate motions in the Tonga-Lau and Kermadec-Havre region; *Tectonophysics*, 165, 237-250, 1989a.
- Pelletier, B. et Louat, R., Mouvements relatifs des plaques dans le sud-ouest Pacifique; *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, 123-130, 1989b.
- Pelletier, B. et Dupont, J., Effets de la subduction de la ride de Louisville sur l'arc des Tonga-Kermadec; *Oceanologica Acta*, 10, 57-76, 1990.
- Plafker, G. et Ward, S.N., Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean sea coast during the April 22, 1991 Costa-Rica earthquake; *Tectonics*, 11, 4, 709-718, 1992.
- Platt, J.P., Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053, 1986.
- Platt, J.P., Thrust mechanics in highly overpressured accretionary wedges; *J. Geophys. Res.*, 94, 15562-15571, 1989.
- Pons, D. et Vicente, J.-C., Découverte d'un bois fossile de Fagaceae dans la formation Farellones (Miocène) des Andes d'Aconcagua (Chili): Importance paléobotanique et signification paléo-orographique; 110^e Congrès National des Sociétés Savantes, Montpellier, 5, 187-207, 1985.
- Poreda, R., Helium-3 and Deuterium in back-arc basalts: Lau Basin and the Mariana Trough; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 244-254, 1985.
- Pubellier, M., Rangin, C., Cadet, J.-P., Tjashuri, I., Butterlin, J. et Müller, C., L'île de Nias, un édifice polyphasé sur la bordure interne de la fosse de la Sonde (Archipel de Mentawai, Indonésie); *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, 1019-1026, 1992.
- Reymer, A. et Schubert, G., Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth; *Tectonics*, 3, 63-77, 1984.
- Reymer, A. et Schubert, G., Rapid growth of some major segments of continental crust; *Geology*, 14, 299-302, 1986.
- Rivano, S.G., Sepulveda, P.H., Hervé, M.A. et Puig, A.G., Geocronología K-Ar de las Rocas intrusivas entre los 31°-32°S, Chile; *Rev. Geol. Chile*, 24, 63-74, 1985 (en espagnol).
- Roecker, S.W., Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: Possible evidence of subducted crust; *J. Geophys. Res.*, 87, B2, 945-959, 1982.
- Rutland, R.W.R., Andean orogeny and ocean floor spreading; *Nature*, 233, 252-255, 1971.
- Sakai, R., Kusakabe, M., Noto, M. et Ishii, T., Origin of waters responsible for serpentinization of the Izu-Ogasawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogen and oxygen isotope ratios; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 291-303, 1990.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. et Tarney, J., Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas; dans: Tarney, J., Pickering, K.T., Knipe, R.J. et Dewey, J.F., eds., *The behaviour and influence of fluids in subduction zones*; *Philos. trans. R. Soc. London*, A, 335, 377-392, 1991.
- Schnurle, P., Lallemand, S.E., von Huene, R. et Klaeschen, D., Tectonic regime of southern Kuril Trench as revealed by multichannel seismic lines; *Tectonophysics*, soumis en Décembre 1992.
- Scholl, D.W., McCarthy J. et Ryan H., Forearc margin, Central Aleutian Ridge, dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, AAPG studies in Geology n°26, 10-13, 1986.
- Schreyer, W., Massonne, H.-J. et Chopin, C., Continental crust subducted to depths near 100 km: Implications for magma and fluid genesis in collision zones; dans: *Magmatic Processes: Physicochemical principles*, ed. par B. O. Mysen, *Geochem. Soc.*, special publication, 1, 155-163, 1987.
- Screaton, E.J., Wuthrich D.R. et Dreiss S.J., Fluid flow within the Barbados Ridge complex, part I: Dewatering within the toe of the prism; in Mascle, A., Moore, J.C. et al., Proc. ODP, Init. Repts., 110: College Station, TX (Ocean drilling Program), 321-329, 1988.
- Screaton, E.J., Wuthrich D.R. et Dreiss S.J., Permeabilities, fluid pressures, and flow rates in the Barbados Ridge complex; *J. Geophys. Res.*, 95, 8897-9007, 1990.
- Seely, D.R., Geophysical investigations of continental slopes and rises; dans: Watkins, J.S., Montadert, L. et Dickerson, P.W., eds., *Geological and geophysical investigations of continental margins*, Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 29, 245-260, 1979.
- Sengupta, S., Ray, K.K., Acharyya, S.K. et de Smeth, J.B., Nature of ophiolite occurrences along the eastern margin of the Indian plate and their tectonic significance; *Geology*, 18, 439-442, 1990.
- Sharaskin, A.Y., Petrography and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites; dans: Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., Init. Repts DSDP, 60, Washington, 647-677, 1981.
- Shi, Y. et Wang, C.-Y., Generation of high pore pressures in accretionary prisms: Inferences from the Barbados subduction complex; *J. Geophys. Res.*, 93, 8893-8910, 1988.

- Shi, Y., Wang, C.-Y. et von Huene, R., Modeling of pore pressure, Central Peru margin; in Suess, E., von Huene, R. et al., Proc. ODP, Scientific results, 112: College Station, TX (Ocean drilling Program), 663-670, 1990.
- Shipboard Scientific Party, Site 460: Inner wall of the Mariana Trench; dans: Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., Init. Repts DSDP, 60, Washington, 371-398, 1981.
- Shipboard scientific party, Synthesis of Shipboard Results: Leg 110 Transect of the northern Barbados Ridge, in Mascle, A., Moore, J.C. et al., Proc. ODP, Init. Repts. (Pt. A), 110: College Station, TX (Ocean drilling Program), 577-591, 1988.
- Shipboard scientific party, Site 808, in Taira, A., Hill I., Firth J.V. et al., Proc. ODP, Init. Repts., 131: College Station, TX (Ocean drilling Program), 71-269, 1991.
- Shipboard Scientific Party, Introduction, background, and principal results of Leg 135, Lau basin; dans: Parson, L., Hawkins, J., Allan, J., et al., Proc. ODP, Init. Repts, 135, 5-47, 1992.
- Shipley, T.H. et Moore, G.F., Sediment accretion and subduction in the Middle-America Trench; dans: Formation of active ocean margins, ed. par Nasu, N. et al., Terrapub, Tokyo, 221-255, 1985.
- Shipley, T.H. et Buffler, R.T., Costa-Rica continental margin: Line CR-7; dans: Seismic images of modern convergent margin tectonic structure, ed. par R. von Huene, AAPG studies in Geology n°26, 33-36, 1986.
- Shipley, T.H. et Moore, G.F., Sediment accretion, subduction, and dewatering at the base of the trench slope off Costa-Rica: A seismic reflection view of the décollement; J. Geophys. Res., 91, 2019-2028, 1986.
- Shipley, T.H., Stoffa, P.L. et Dean, D.F., Underthrust sediments, fluid migration paths, and mud volcanoes associated with the accretionary wedge off Costa-Rica: Middle America Trench; J. Geophys. Res., 95, 8743-8752, 1990.
- Shipley, T.H., McIntosh, K.D., Silver, E.A. et Stoffa, P.L., Three-dimensional seismic imaging of the Costa-Rica accretionary prism: Structural diversity in a small volume of the lower slope; J. Geophys. Res., 97, 4439-4459, 1992.
- Shreve, R.L. et Cloos, M., Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion; J. Geophys. Res., 91, B10, 10229-10245, 1986.
- Situmorang, B. et Soepraptono, Note on the petroleum prospect of the inetrdeep basin aff-west Sumatra-Indonesia; 12th session, CCOP, Tokyo, August, 19 p., 1975.
- Snively, P.D., von Huene, R., Mann, D.M. et Miller, J., The Central Oregon continental margin, Lines WO76-4 and WO76-5; dans: Seismic images of modern convergent margin tectonic structure, ed. par R. von Huene, AAPG studies in Geology n°26, 24-29, 1986.
- Soeria-Atmadja, R., Maury, R.C., Bellon, H., Pringgoprawiro, H., Polve, M. et Priadi, B., The tertiary magmatic belts in Java; Proc. Silver Jubilee on the Dynamics of subduction and its products, Research and Development Center for Geotechnology - LIPI, Yogyakarta, Sept. 17-19, 98-121, 1991.
- Soler, P., Carlier, G. et Marocco, R., Evidence for the subduction and underplating of an oceanic plateau beneath the south Peruvian margin during the late Cretaceous: structural implications; Tectonophysics, 163, 13-24, 1989.
- Soler, P., Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives - Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme Crétacé à Pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou Central - Implications géodynamiques et métallogéniques; Thèse d'Etat, Univ. P. et M. Curie, 2 tomes, 846 pp., 24 Mai 1991.
- Spakman, W. et al., The hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications; Geophys. Res. Lett., 15, 60-63, 1988.
- Speed, R.C. et Larue, D.K., Barbados: Architecture and implications for accretion; J. Geophys. Res., 87, 3633-3643, 1982.
- Staudigel, H. et King, S.D., Ultrafast subduction: the key to slab recycling efficiency and mantle differentiation ?; Earth Planet. Sci. Lett., 109, 517-530, 1992.
- Stern, C.R., Role of subduction-erosion in the generation of Andean magmas; Geology, 19, 78-81, 1991.
- Suess, E., von Huene, R. et al., Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: Part 2, Sedimentary history and diagenesis in a coastal upwelling environment; Geology, 16, 939-943, 1988.
- Sugi, N., Chinzei, K. et Uyeda, S., Vertical crustal movements of northeast Japan since Middle Miocene; dans Geodynamics of the western Pacific-Indonesian Region, Geodynamics series, vol. 11, AGU, 317-329, 1983.
- Sugimura, A., Matsuda, T., Chinzei, K. et Nakamura, K., Quantitative distribution of Late Cenozoic volcanic material in Japan; Bull. Volcanol., 26, 125-140, 1963.
- Taira, A. et 28 co-auteurs, Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism: Synthesis of shipboard results of ODP Leg 131; Earth Planet. Sci. Lett., 109, 431-450, 1992.

- Tao, W.T. et O'Connell, R.J., Ablative subduction: A two-sided alternative to the conventional subduction model; *J. Geophys. Res.*, 97, B6, 8877-8904, 1992.
- Tarney, J., Pickering, K.T., Knipe, R.J. et Dewey, J.F., eds., The behaviour and influence of fluids in subduction zones; *Philos. trans. R. Soc. London, A*, 335, 225-418, 1991.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. et Nesbitt, R.W., Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas; *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 293-309, 1986.
- Taylor, B., Brown, G., Fryer, P., Gill, J.B., Hochstaedter, A.G., Hotta, H., Langmuir, C.H., Leinen, M., Nishimura, A. et Urabe, T., Alvin-Seabeam studies of the Sumisu Rift, Izu-Bonin arc; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 127-147, 1990.
- Taylor, B., Moore, G., Klaus, A., Systrom, M., Cooper, P. et MacKay, M., Multichannel seismic survey of the Central Izu-Bonin arc; dans: Taylor, B., Fujioka, K. et al., *Proc. ODP, Init. Reports*, 126: College Station, TX, 51-60, 1990.
- Taylor, B., Fujioka, K. et al.; *Proc. ODP, Sci. Results*, 126: College Station, TX, 709 pp., 1992.
- Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Kein, J. et Middleton, R., Sediment incorporation in island arc magmas: inferences from ^{10}Be ; *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 50, 535-550, 1986.
- Tracey, J.I., Jr., Schlanger, S.O., Stark, J.T., Doan, D.B. et May, H.G., Geology and hydrogeology of Guam, Mariana Islands; *Prof. paper 403A*, pp. A1-A104, USGS, Washington, D.C., 1964.
- Truffert-Luxey, C., De la compression de la Ride Méditerranéenne à l'extension en Mer Egée: Géodynamique de la Méditerranée Orientale - Résultats de la campagne Pasiphae. Modélisation géophysique. Etude tectonique de la Crête; Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, 310 pp., 5 Octobre 1992.
- Truffert, C., Lallemand, S.J., Henry, P. et Chamot-Rooke, N., The Mediterranean Ridge accretionary prism: from deep structure to mass balance; soumis à *Geology* en Octobre 1992.
- Truffert, C., Jolivet, L., Goffé, B. et Bonneau, M., Miocene detachment in Crete and uplift of high pressure metamorphics; en préparation.
- Tschebotarioff, G.P., Soil mechanics, Foundations, and Earth Structures; New York, McGraw-Hill Book Co., 655 pp., 1951.
- Vallier, T.L., Stevenson, A.J. et Scholl, D.W., Petrology of igneous rocks from Ata island, Kingdom of Tonga; dans: Scholl, D.W. et Vallier, T.L., eds, *Geology and offshore resources of Pacific island arcs, Tonga region*, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 2, 301-316, 1985.
- von Huene et al., DSDP Mid-America Trench transect off Guatemala; *Geol. Soc. Am. Bull.*, part I, 91, 421-432, 1980.
- von Huene, R., Langseth, M., Nasu, N. et Okada, H., A summary of cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench transect; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 829-846, 1982.
- von Huene, R., Aubouin, J. et 16 co-auteurs, A summary of DSDP Leg 67 shipboard results from the Middle-America Trench transect off Guatemala; dans: *Trench-Forearc geology: Sedimentation and Tectonics on modern and ancient active Plate Margins*, ed. par Leggett, J.K., *Geol. Soc. London*, 121-129, 1982.
- von Huene, R. et Aubouin, J., Summary-Leg 67, Middle-America Trench transect off Guatemala; dans: Aubouin, J., von Huene, R. et al., *Init. Repts DSDP*, 67, Washington, D.C., 775-793, 1982.
- von Huene, R. et Lee, H., The possible significance of pore fluid pressures in subduction zones; *AAPG Mem.*, 781-791, 1983.
- von Huene, R., Kulm, L.D., et Miller, J., Structure of the frontal part of the Andean convergent margin; *J. Geophys. Res.*, 90, 5429-5442, 1985.
- von Huene, R., Seismic images of modern convergent margin tectonic structure, ed., *AAPG studies in Geology n°26*, 60 pp., 1986.
- von Huene, To accrete or not accrete, that is the question; *Geol. Rundsch.*, 75/1, p. 1-15, 1986.
- von Huene, R. et Miller, J., The eastern Aleutian continental margin; dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, *AAPG studies in Geology n°26*, 20-23, 1986.
- von Huene, R., Kulm, L., Miller J. et Hussong D., The Peru continental margin, record sections 2 and 3; dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, *AAPG studies in Geology n°26*, 37-42, 1986.
- von Huene, R., Culotta, R., Nasu N. et Aoki, Y., The Japan Trench: Line ORI 78-4; dans: *Seismic images of modern convergent margin tectonic structure*, ed. par R. von Huene, *AAPG studies in Geology n°26*, 57-60, 1986.
- von Huene, R., Suess E. et Emeis K.-C., Convergent tectonics and coastal upwelling: a history of the Peru continental margin; *Episodes*, 10, 2, 87-93, 1987.

- von Huene, R. et Culotta, R., Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin; *Tectonophysics*, 160, 75-90, 1989.
- von Huene, R., Bourgois, J., Miller, J., et Pautot, G., A large tsunamogenic landslide and debris flow along the Peru Trench; *J. Geophys. Res.*, 94, 1703-1714, 1989.
- von Huene, R., et Lallemand, S.E., Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 704-720, 1990.
- von Huene, R. et Scholl, D.W., Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust; *Rev. Geophys.*, 29, 3, 279-316, 1991.
- von Huene, R., Bialas, J., Emeis, K., Flüh, E., Leandro, C., Cropp, B., Csernok, T., Fabel, E., Pérez Fernández, I., Florez, A., Hoffmann, J., Holler, P., Leon, R., Barrios, O., Chavarria, J., Jeschke, G. et Escobedo, Z., Morphotectonic features of the Costa Rican Pacific margin surveyed during the Sonne 76 Cruise; "Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America", Dedication: Richard Weyl (1915-1988), *Geol. Soc. Am. Special Publication*, in press.
- Weaver, B.L., Wood, D.A., Tarney, J. et Joron, J.-L., Role of subducted sediment in the genesis of ocean island basalts: Geochemical Evidence from South Atlantic Ocean islands; *Geology*, 14, 275-278, 1986.
- Wei, K., Tronnes, R.G. et Scarfe, C.M., Phase relations of aluminium-undepleted and aluminium-depleted komatiites at pressures of 4-12 GPa; *J. Geophys. Res.*, 95, 15817-15827, 1990.
- Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Buhl, P., Bangs, N. et Tiley, G.J., Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex; *Geology*, 16, 631-635, 1988.
- Wood, D.A., Marsh, N.G., Tarney, J., Joron, J.-L., Fryer, P. et Treuil, M., Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, arc, fore-arc, and trench, sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60; dans: Hussong, D.M., Uyeda, S. et al., *Init. Repts DSDP*, 60, Washington, 611-645, 1981.
- Wyllie, P.J., Subduction products according to experimental prediction; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 468-476, 1982.
- Zindler, A., Staudigel, H. et Batiza, R., Isotopic and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: Implications for the scale of upper mantle heterogeneity; *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 175-195, 1984.