

GÉOCHRONIQUE

Magazine des Géosciences

DÉCEMBRE 2012 - 14 €

Tectonique et érosion



N° 124

GÉOCHRONIQUE



Revue d'information d'expression française en sciences de la Terre
sous le patronage du Comité national français de géologie.
Coéditée par la Société géologique de France et le BRGM.



*Exemple d'interaction tectonique/érosion/sédimentation : terrasse fluviale quaternaire recouverte de loess dans le piedmont nord de la chaîne du Tian-Shan (Asie centrale). La terrasse est soulevée d'une centaine de mètres par le jeu d'une faille inverse active déformant une série détritico-gréseuse continentale d'âge néogène (Miocène). À l'Holocène, la rivière s'est incisée de plus de 160 m, probablement suite au changement climatique lié à la dernière déglaciation.
Photo S. Dominguez.*

Comité de direction

Rédacteur en chef : **Daniel Raymond**
Rédacteurs adjoints : **Jean Féraud**
Jacqueline Lorenz
Directeur de la publication : **Jacques-Marie Bardintzeff**
Secrétaires de rédaction : **Christine Appia**
Nicole Santarelli
Trésorier de la coédition : **Daniel Obert**
Représentant du BRGM : **Frédéric Simien**
Représentant de la SGF : **Patrick De Wever**

Comité de rédaction

Pascal Barrier, Bernard Bonin, Philippe Bouysse, Maurice Jacqué, Jean Labourgigne, Philippe Lagny, Jacques Lambotte, Jérémie Melleton, Jean-Claude Michel, Michel Millet, Catherine Viaux.

Correspondants

Raymonde André-Jehan, Eric Buffetaut, Dominique Darmendrail, Jean-Paul Deroin, Pierre Duffaut, Jean Gaudant, François Girault, Pierre Nehlig, Jean Ricour, Jean Taborin, Pierre Soléty.

Administration

Revue fondée en 1982 par
Geneviève FAURY, Claude LORENZ
et Claude MEGNIEN
Siège : Maison de la Géologie
77, rue Claude Bernard, 75005 Paris
ISSN : 0292-8477
CPPAP n°0114 G 88662
Dépôt légal : décembre 2012
Feuilles de style : BL Communication

Tirage à 2 200 exemplaires
Impression Capitale
91, rue du Faubourg Saint-Honoré
75008 Paris

Publication trimestrielle
Prix du numéro : 14 €

Sommaire

Numéro 124, décembre 2012

Editorial	1
Prochaines manifestations	2
Actualités	3
Carnet	10
Dossier : Interactions tectonique - processus de surface - climat ...	13
Analyses d'ouvrages	46



Dénudation de versants déclenchée par le séisme de ChiChi 1999 dans le massif des 99 pics à Taiwan.
Photo J. Malavieille.

Régie publicitaire et abonnements : Société géologique de France
77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris - Tél. : 01 43 31 77 35 - C.C.P. : SGF Paris 173-72 N
Le prochain numéro paraîtra en mars 2013.

La date limite d'envoi des informations (très condensées) est fixée au 1^{er} février 2013.
Les opinions exprimées dans les articles de cette revue n'engagent pas GéoChronique.

Adresse électronique pour contacter GéoChronique : accueil@geosoc.fr

Le n° 1 de « *Géochronique* » a été publié le 1^{er} février 1982. La revue a donc trente ans cette année, la Rédaction se devait de marquer cet anniversaire !

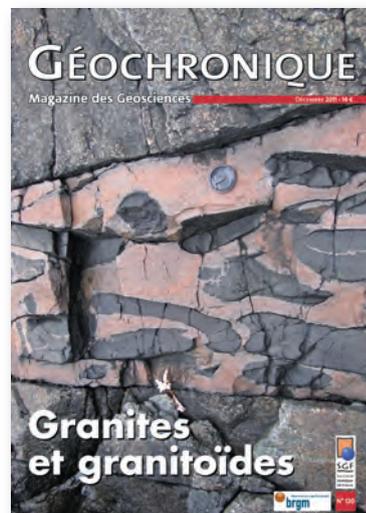
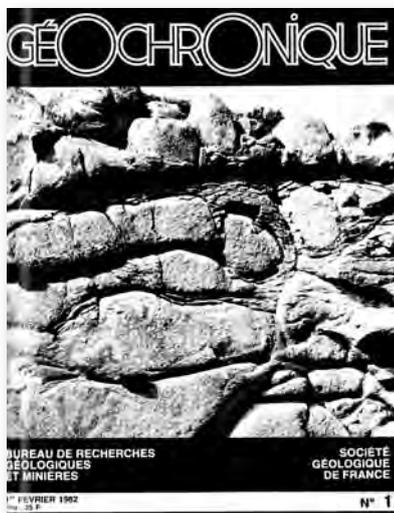
En 1981 des discussions entre Charles Pomerol, alors vice-président de la SGF, Claude Lorenz (CNRS) et Claude Mégrien (BRGM) avaient abouti au constat de l'absence d'outil qui aurait permis de diffuser l'information croissante dans le domaine des diverses disciplines géologiques. C'est ainsi qu'est née l'idée d'une revue en sciences de la Terre, et la décision de fonder *Géochronique* sous forme d'une coédition SGF/BRGM fut alors prise en dépit d'oppositions, parfois vives, de certains membres de la Société.

La revue a bien changé depuis ses débuts, en raison de diverses améliorations de sa présentation et de son impression, en particulier par l'utilisation généralisée de la couleur. Mais l'esprit est resté le même : fournir au lecteur une information scientifique et technique de haut niveau sur des sujets variés, grâce, entre autres, à l'investissement bénévole de « pilotes » de dossiers, spécialistes et garants de la qualité des sujets traités. Dans chacun de ses quatre numéros annuels, la revue fait part également des prochaines manifestations scientifiques et techniques, publie des analyses d'ouvrages reçus à la SGF, dont ils enrichissent la bibliothèque et, d'une façon générale, elle offre un aperçu de la vie de notre communauté de géologues, scientifiques et praticiens.

L'objectif est d'intéresser le plus large public : professionnels, amateurs, enseignants et bien sûr étudiants. Certains peuvent cependant s'interroger sur l'utilité de ce genre de revue face à la montée en puissance d'autres moyens d'information comme Internet. Qu'apporte de plus *Géochronique* dans ces conditions ? Ce peut être tout simplement le plaisir d'y découvrir rassemblées des informations ciblées qu'on n'aurait peut-être jamais pu trouver de cette façon sur Internet.

En conclusion, il faut souligner que *Géochronique*, fruit d'un travail entièrement bénévole, ne pourra survivre que grâce à un renouvellement constant du Comité de rédaction, reflet des lecteurs et source d'idées nouvelles, de propositions de sujets,... Nous souhaitons donc vivement que de jeunes retraités, et pourquoi pas des actifs, puissent décider de s'y investir.

La Rédaction



Deux couvertures sur les granites : février 1982 (n°1) et décembre 2011 (n°120)

Prochaines manifestations

DINOSAURE - LA VIE EN GRAND

Paris (France) - 24 octobre 2012 au 13 mai 2013



Comment vivaient les dinosaures ? Comment trouvaient-ils suffisamment d'aliments pour obtenir les 100 000 calories qui leur étaient nécessaires chaque jour ? Comment leurs muscles pouvaient-ils faire bouger une pareille masse ?

Cette exposition spectaculaire à la Grande galerie de l'Évolution (MNHN) est accessible à tous, dès 6 ans, grâce à des scènes interactives et des activités pratiques. À côté de la reconstitution, à la taille réelle, d'un *Mamenchisaurus* de plus de 3 mètres de haut et 18 mètres de long, un chantier de fouilles miniature et des os de dinosaures à toucher...

<http://dinosaur.mnhn.fr/>

Maurice Jacqué qui a rédigé la rubrique « Prochaines manifestations » pendant de nombreuses années, vient de nous quitter. Les membres de la Rédaction de GéoChronique tiennent à lui rendre hommage.

CALENDRIER

Vous trouverez le calendrier complet des manifestations et les renseignements complémentaires les concernant sur le site www.sgfr.org/reunion/

FORAGES

Amsterdam (Pays-Bas)
5 au 7 mars 2013



Cette conférence est organisée conjointement par l'IADC (*International association of drilling contractors*) et la SPE (*Society of petroleum engineers*). Elle réunit les producteurs et les utilisateurs pour discuter des matériels de forage et trouver des solutions aux problèmes rencontrés.

Les thèmes retenus sont : les procédés et la technologie de forage ; les techniques en eaux profondes ; la technologie des puits (cimentation, isolation, gestion de la pression) ; le transport et le traitement des *cuttings* ; les technologies nouvelles dominantes ; l'automatisation ; la méthodologie. Des études de cas précis seront présentées.

<http://www.spe.org/events/dc/2013/>

HISTOIRE DE LA GÉOLOGIE

Manchester (Royaume Uni) - 22 au 28 juillet 2013

Au sein du 24^e congrès international pour l'histoire des sciences, de la technologie et de la médecine, qui se tiendra à Manchester, l'Inhigeo (*International Commission on the History of Geological Sciences*) propose, pour sa réunion annuelle, deux thèmes : 1- « Les géologues sur le terrain » et 2- « La géologie dans l'art et la littérature ». Trois excursions seront proposées aux congressistes :

- « le Silurien de la Siluria et l'idée d'une ère paléozoïque » conduira les participants sur les pas des géologues britanniques du début du 19^e siècle, qui décrivent le Silurien, à la limite du Pays de Galles et de l'Angleterre, puis le Cambrien, sous-jacent ;
- « les calcites (spath) et le spa de Buxton » reprendra l'excursion de la Geologists'association de 1904 à Buxton, avec visite des sources minérales et bains locaux, ainsi que de la Poole's cavern aux concrétions spectaculaires ;
- la troisième excursion « la géologie de Ruskin » rendra hommage à John Ruskin (1819-1900) peintre, théoricien de l'art et géologue amateur.



GEOBIOLOGY - INTERACTIONS BACTÉRIES-ROCHES, BIOMINÉRALISATIONS ET LEUR ENREGISTREMENT DANS LES ROCHES

Ventura Californie (USA) - 27 janvier au 1^{er} février 2013



Ce congrès est organisé en association avec *Geobiology Gordon research seminar*.

Il s'adresse aux spécialistes des biofilms et des matras microbiennes, aux microbiologistes, aux paléontologues des débuts de la vie sur Terre, aux spécialistes des stromatolites, géochimistes et astrobiologistes.

La compréhension des processus de la géobiologie et des traces fossiles qu'elle a laissées tout au long des périodes anciennes sur notre Terre ouvre des pistes aux astrobiologistes pour l'exploration des traces de vie sur les autres planètes.

<http://www.grc.org/programs.aspx?year=2013&program=geobiology>

SHALE OIL, SHALE GAS ET AUTRES HYDROCARBURES NON CONVENTIONNELS DANS UNE PERSPECTIVE GÉOLOGIQUE

Les progrès dans l'exploitation des *shale oil* et *shale gas* aux États-Unis ces trois dernières années, ont été spectaculaires. Un point de terminologie tout d'abord : il convient de les appeler pétroles et gaz de roches mères, sinon on confondra *shale oil* et *oil shales* pendant des décennies alors que ces deux sources potentielles d'hydrocarbures liquides n'ont strictement rien de commun au plan géologique.

Les *oil shales* (ou schistes bitumineux en français) sont des roches mères non matures contenant un précurseur du pétrole, le kérogène. Un traitement thermique permet d'en extraire de « l'huile de schiste » qui est clairement à classer dans les pétroles synthétiques, pour lesquels nous suggérons le nom de STL (*shale to oil*), par analogie aux CTL, GTL, BTL, HTL (voir fig. 1). Les *shale oil* sont par contre des pétroles matures contenus dans des roches mères dont ils n'ont pas été expulsés : ceux-ci sont bien des pétroles naturels mais qui sont à classer dans les pétroles non conventionnels car ce sont leurs réservoirs qui ne sont pas conventionnels. De nombreux auteurs aux USA, pour éviter cet écueil, utilisent le terme de *tight oil* pour le *shale oil* : ceci n'est pas souhaitable car il existe des réservoirs de *tight oil* qui sont des réservoirs conventionnels à très faible porosité et faible perméabilité (réservoirs clastiques ou carbonatés recimentés).

Un regard sur le passé, même rapide, peut faciliter notre compréhension du présent. Les progrès récents ne doivent cependant pas nous faire perdre de vue quelques découvertes plus ou moins anciennes, qui apparaissent aujourd'hui comme des précurseurs. Leur exemple peut faciliter la compréhension de ces nouveaux hydrocarbures « non conventionnels ».

Replaçons nous d'abord dans le cadre simpliste d'une histoire encore jeune. Certes, dès la préhistoire, les hommes ont utilisé des produits noirs et visqueux pour leurs usages domestiques. À cette longue phase de cueillette a succédé, au cours du 19^e siècle, une recherche plus élaborée, avec le creusement de puits, d'abord « à la main », par tarière, par forage mécanique ensuite. Ces puits étaient implantés au voisinage immédiat des suintements de surface qui alimentaient la collecte préhistorique ou historique. C'était là une approche directe, qui donna lieu aux premiers développements de l'ère préindustrielle : la concession de Pechelbronn fut octroyée sous Louis XV, bien avant que le colonel Drake ne fore à Titusville.

Le constat de certains résultats conduisit ensuite quelques prospecteurs plus perspicaces à suggérer une relation entre la présence d'une accumulation et certains traits tectoniques de surface : ce fut, avec l'introduction de la « théorie anticlinale », l'entrée de la géologie dans la prospection pétrolière, nouvelle phase que l'on peut qualifier d'approche indirecte. On ne recherchait plus en effet directement le gisement lui-même,

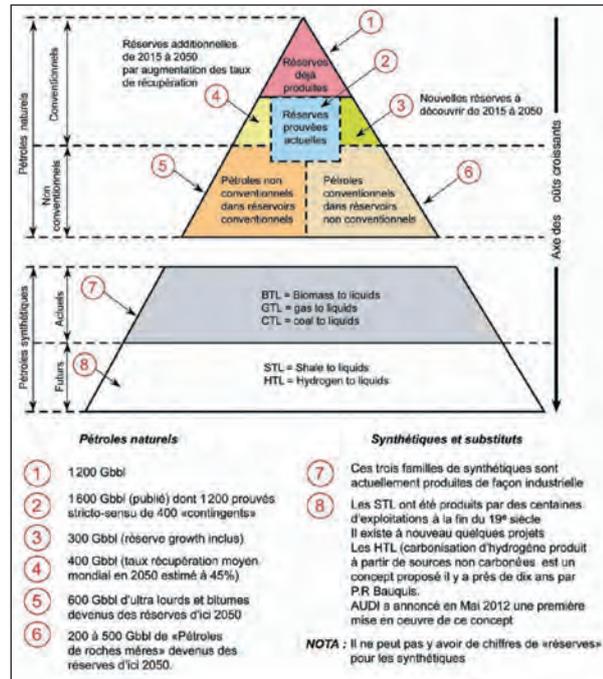


Fig. 1. – La pyramide des réserves pétrolières de pétroles naturels et le domaine des pétroles synthétiques et substitués. Source : A. Perrodon et P.R. Bauquis.

mais le gîte où les hydrocarbures avaient pu se faire piéger et se concentrer.

Alors que les hydrocarbures devenaient rapidement la première source d'énergie, objet elle-même d'une demande sans cesse croissante, les progrès des techniques, en premier lieu de la prospection sismique, permettaient peu à peu de déchiffrer l'architecture du sous-sol, en mettant en évidence des anomalies structurales pouvant abriter des accumulations d'hydrocarbures : c'est ainsi que furent découverts, et que l'on découvre encore les grands gisements qui assurent aujourd'hui l'essentiel de la production mondiale.

La nature n'est pas avare de complexité, et les anomalies géologiques sont légion ! Des prospecteurs bons observateurs remarquèrent certains gisements dont l'ordonnance semblait échapper aux règles reconnues. Par exemple, on constata des cas où le brut, mais aussi le gaz, étaient certes bien présents dans une formation donnée, mais indépendamment des situations structurales ou stratigraphiques. Ils imprégnaient solidement une couche, sur de vastes superficies, mais ne s'en laissaient extraire qu'avec peine, à des rythmes modestes et rapidement décroissants.

On constatait cependant, au gré des faciès, que certaines zones se montraient moins réticentes.

Rappelons-nous :

– relisons d'abord notre bible pétrolière, *Petroleum Geology* du grand Levorsen : page 118 de l'édition 1956, le *Spraberry*

Actualités

trend, découvert au début des années 1950 dans l'ouest du Texas : la production vient de deux niveaux de siltites et grès fins, encadrant un mince lit de marnes noires (*shales*), datées du Permien inférieur, et plus ou moins naturellement fracturées. Sur une superficie de 2 800 km², des milliers de forages furent réalisés, pour produire une faible part du milliard de barils reconnus en place : paradoxe, les zones les plus productives correspondaient aux faciès les plus fins, aux milieux les plus confinés, la qualité de la roche mère prenant le pas sur les caractéristiques des réservoirs ;

- en 1963, les Russes découvrent en Sibérie occidentale le champ de Salym. La production provient d'une formation argileuse particulièrement riche en matières organiques, datée du Jurassique supérieur (époque bénie pour les milieux confinés), la formation Bazhenov. Les volumes en place sont estimés à plus de sept milliards de barils. Mais l'extraction est des plus difficiles, et, après plusieurs années d'efforts, les réserves sont ramenées à quelque 500 millions ! Devant la réticence de cette formation à libérer son pétrole les russes tentèrent de la stimuler par explosion nucléaire, sans succès ! Cette remarquable roche mère est aujourd'hui élevée au rang de *shale oil*, et Shell et Exxon s'y intéressent ;

- dans le bassin de Williston (États-Unis, Canada), la formation Bakken est connue de longue date comme la roche mère d'une série de gisements structuraux. Elle est promue aujourd'hui au rang de grande ressource de *shale oil*. En fait, la production provient essentiellement de deux petits niveaux de sables dolomitiques, peu perméables, mais fracturables, alors que les niveaux plus argileux ne présentent pas cette propriété ;

- en 1978, c'est au Canada la découverte du gisement de gaz d'Elmworth, dans le synclinal de l'Alberta. Les grès compacts du Crétacé présentent en ce lieu une légère amélioration de la perméabilité qui permet des productivités de puits convenables. En outre, sur une vaste superficie, ces grès sont gorgés de gaz, bien que situés au dessous de niveaux aquifères : ce sont des gaz non conventionnels (J.A. Masters, 1984) du type aujourd'hui appelés *tight gas* ;

- enfin, c'est dans les années 1980 qu'eurent lieu les premières « créations de réserves » par fracturation hydraulique dans la formation à diatomites de Monterey, dans le bassin de San-Joaquin en Californie.

Tous ces exemples de gisements correspondent à des anomalies le plus souvent sédimentaires, les caractéristiques du sédiment pouvant induire une plus ou moins grande « fracturabilité » dans une couche potentiellement roche mère, et portée au degré de maturation adéquat. Ces bruts et ces gaz ont la même origine, les mêmes compositions que ceux que l'on rencontre dans les gisements classiques, souvent de bonne qualité. La différence, c'est ici le contenant, la roche réservoir qui n'est pas conventionnelle, un peu à l'image des concentrations minières métallifères dans le sédimentaire ou le volca-

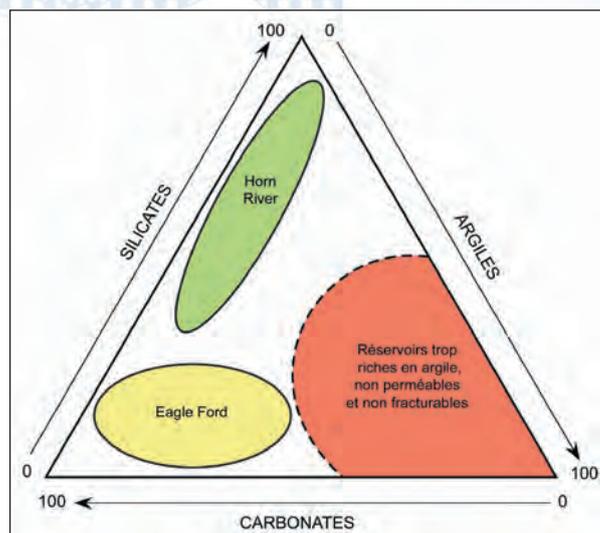


Fig. 2. – Minéralogie des réservoirs de Oil Shales (pétroles de roches mères).

Source : d'après J. Buckee. Talisman ASPO 2012.

no-sédimentaire. Les convergences avec l'exploitation minière deviennent évidentes lorsque la production d'hydrocarbures procède par l'exploitation de carrières ou de mines à ciel ouvert de roches bitumineuses, porteuses d'hydrocarbures ultra-visqueux, voire solides, résultant de profondes altérations ou d'une insuffisance de maturation. Ceci nous ramène aux premiers âges de l'industrie pétrolière : Pechelbronn fut d'abord exploité par galeries minières, ensuite par puits forés, d'abord à la tarière, puis par sondage percutant, enfin par sondage rotary.

Les deux graphiques triangulaires des fig. 1 et 2 tentent de résumer la problématique des pétroles conventionnels et non conventionnels et de chiffrer les réserves telles que l'on peut aujourd'hui les estimer.

Mais revenons à la problématique spécifique des nouvelles réserves non conventionnelles constituées par les pétroles et gaz de roches mères.

Il va sans dire que des formations compactes, très peu perméables dans la majorité de leur extension, ne peuvent donner que de faibles débits, sur de courtes durées, et finalement ne délivrer qu'une très modeste part des volumes en place. Ceci entraîne, en matière d'exploitation, une densité de puits élevée, des opérations de fracturation hydraulique très intenses et génératrices de fortes perturbations sur le terrain, en conséquence, de grosses difficultés sociétales.

Il conviendrait cependant de relativiser celles-ci : les milliers de puits forés dans ces types de formations et ayant recouru à la fracturation hydraulique n'ont entraîné aucun accident sérieux, que ce soit au niveau des pollutions d'aquifères ou de la micro sismicité induite. Cela ne veut pas dire qu'il ne faut pas imposer des règles strictes pour encadrer la pratique des opérations de fracturation hydraulique : ceci devrait comprendre l'obligation de fournir aux autorités la liste complète des produits injectés,

avec leurs compositions et quantités, l'interdiction d'emploi de produits qui pourraient être nocifs, des procédures strictes de disposition des eaux de production, etc.

Dans ces types de réservoirs la grande hétérogénéité des horizons producteurs, difficile et parfois impossible à prévoir dans les implantations de forage, est la cause d'une grande imprécision dans l'extrapolation des résultats initiaux, et peut parfois mener à l'abandon des projets de développement.

Les succès, principalement aux États-Unis, sont le fruit de l'utilisation de techniques connues, certaines depuis plus ou moins longtemps dans le contexte classique de l'industrie pétrolière : il s'agit tout d'abord des progrès de la sismique qui permettront de mieux identifier les zones ayant des caractéristiques de production favorables. Cependant dans ces nouvelles opérations, l'approche qui s'établit progressivement ne repose pas uniquement sur la géophysique ; elle est pluridisciplinaire, associant un large éventail de connaissances de toutes natures, aussi importantes les unes que les autres dans l'appréciation des prospects.

Les différentes géosciences, géologie, géophysique de surface et mesures géophysiques dans les puits ainsi que le « réservoir engineering » doivent être simultanément mises à contribution pour déterminer les zones productives les plus favorables économiquement, du fait de leur meilleures perméabilités et/ou de leur meilleure « fracturabilité ».

On est là dans un nouvel acte de la grande saga pétrolière. Une histoire qui va naturellement du simple au complexe dans l'exploitation d'une même famille d'hydrocarbures, dont les différents membres s'enchaînent dans une difficile continuité. Une séquence où les lignes de partage entre conventionnels et non conventionnels apparaissent floues et mobiles, le non conventionnel d'un jour devenant le conventionnel de demain au gré des progrès techniques et des aléas économiques et sociétaux.

Laisser en friche sans même s'assurer de leur présence les éventuelles ressources en France de pétroles ou gaz de roches mères n'est pas raisonnable. Si le Bassin parisien recèle des ressources de pétrole dans les épontes de la roche mère du Toarcien, il serait bon de les évaluer. Si cette même roche mère contenait des ressources gazières exploitables dans le Couloir rhodanien ou ailleurs, il faudrait le savoir.

Comment, dans cette perspective, et cette fois au plan mondial, ne pas inclure ces nouveaux hydrocarbures non conventionnels dans nos visions à long terme des productions et des estimations de réserves ultimes ? La courbe de déclin de la première s'en trouvera

atténuée, et le montant des secondes revu à la hausse. Ces futures productions non conventionnelles seront encore plus incertaines à évaluer que celles des hydrocarbures conventionnels du fait de la forte élasticité de ces réserves vis-à-vis des prix et vis-à-vis des futures mesures de protection de l'environnement, nécessaires si nous voulons laisser à nos enfants une planète où il fera bon vivre.

Ajoutons cependant que même si ces nouvelles réserves pourraient apporter une contribution importante pour adoucir l'inévitable transition énergétique en faveur des énergies non carbonées elles ne seront pas à même de modifier sensiblement la problématique du maximum mondial de production.

Les courbes des figures 3 et 4 montrent plusieurs choses : – les faibles débits des puits de *shale oil* et leur déclin rapide (fig. 3 et 4) ;

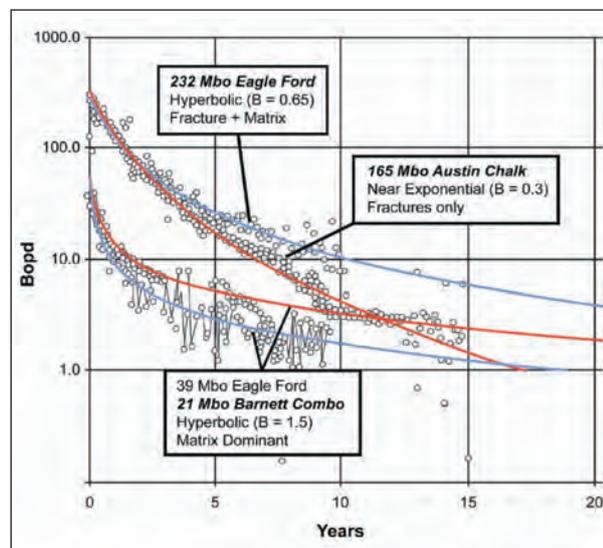


Fig. 3. – Courbes typiques de déclin dans divers réservoirs compacts. Source : EOG.

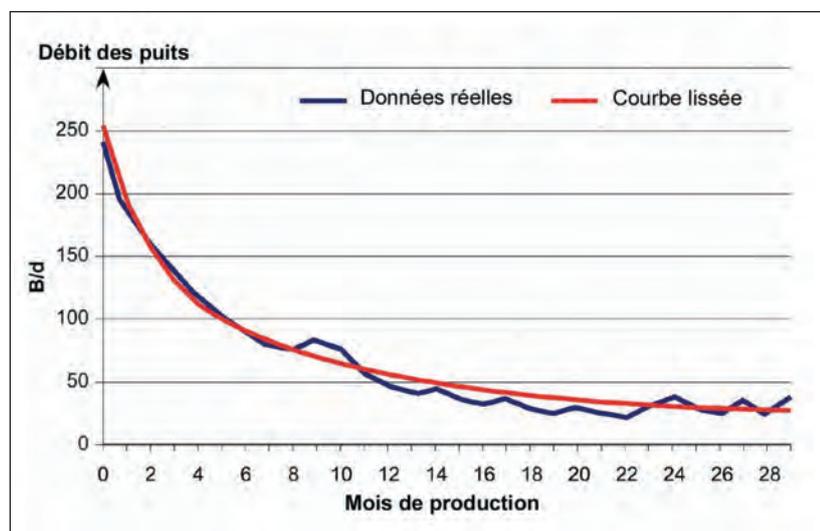


Fig. 4. – Pétroles des « Bakken Shales ». Source : North Dakota et Montana – Resources Department. Somme des puits 2009 et 2010.

Actualités

– l'essoufflement de la production mondiale de pétrole *sensu stricto* depuis 2005 (fig. 5) ;

– la nécessité de bien définir ce que l'on comptabilise quand on parle de la production mondiale (ou de celle de tel ou tel pays) : avec ou sans les liquides de gaz naturel (NGL's), tous les NGL's ou seulement ceux qui vont entrer dans les raffineries ? Avec ou sans les synthétiques ? Quantités à l'entrée des raffineries ou à la sortie (la différence étant les « gains en raffineries ») ? On comprendra aisément pourquoi l'AIE et l'EIA annoncent des chiffres assez différents, simplement parce qu'ils ne retiennent pas les mêmes définitions de la production pétrolière (fig. 5).

Donner des chiffres de réserves mondiales de telles ou telles catégories ou même des chiffres de productions mondiales avec plus de deux chiffres significatifs n'a donc aucun sens, sauf à préciser un grand nombre d'hypothèses retenues pour ces évaluations.

Au-delà des imprécisions liées aux définitions retenues certains auteurs ajoutent à la confusion en utilisant des termes impropres ou en procédant à des extrapolations sans fondement géologique.

Une étude récente publiée sous les auspices prestigieux de la Harvard Kennedy School (Leonardo Maugeri, Juin 2012) en offre un exemple attristant.

Nous concluons en disant que même si l'ASPO, dont les deux auteurs sont membres fondateurs devait à l'avenir modifier la signification de ses initiales de *Association for the Study of Peak Oil en Association for the Study of Plateau Oil*, nous sommes désormais proches de ce maximum. Nous pensons que celui-ci interviendra à l'horizon 2020, plus ou moins cinq ans, avec un niveau mondial de production de pétroles naturels de l'ordre de 100, plus ou moins 5, millions de barils par jour.

A. PERRODON et P.-R. BAUQUIS

Symboles et acronymes

BL ou BBL : barrel (159 litres) (baril) ; aux USA, est utilisé BBL, signifiant Blue Barrel (couleur des fûts utilisés).

Bd : Barrel per day

Bo : Barrel of oil

Bopd : Barrels of oil per day

Mbo : Million barrels of oil

AIE : Agence internationale de l'énergie

EIA : Energy Information Administration. Statistiques officielles sur l'énergie du Gouvernement US.

EOG Resources : compagnie pétrolière US indépendante (non intégrée) opérant en particulier au Texas.

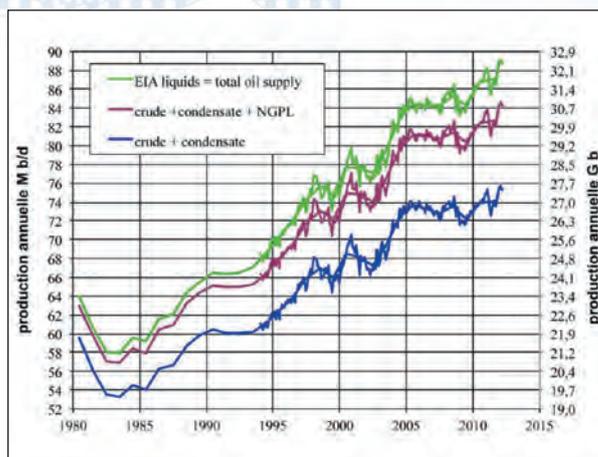


Fig. 5 – Production de pétroles et de liquides : 1980-2011 d'après l'EIA.

Source : Jean Laherrère, juin 2012.

NDLR : l'un des auteurs de cet article (Alain Perrodon), ancien président de la SGF, fête cette année ses 90 ans. Géochronique est heureuse de lui rendre hommage à cette occasion. Néanmoins, le point de vue des auteurs est personnel et n'engage pas la revue ni les organismes coéditeurs.

Glossaire

Austin Chalk Formation d'âge crétacé supérieur du Texas méridional et oriental, constituée d'une alternance de calcaires et de marnes.

Bakken (Formation) Formation d'âge dévonien supérieur à mississippien inférieur, comportant deux unités de shales séparées par une unité dolomitique, du bassin de Williston. Ce dernier s'étend sur un espace à cheval sur les USA (Montana et Dakota du Nord) et le Canada Saskatchewan et Manitoba.

Barnett Shale Formation d'âge mississippien du bassin de Fort Worth, dans le centre-nord du Texas, renfermant du gaz de roche-mère, ou du gaz de roche-mère et de l'huile primaire dans une partie du bassin ; dans le second cas, il s'agit de « Barnett Shale Combo ».

Eagle Ford (Formation) Shale carbonaté d'âge crétacé supérieur du Texas méridional et oriental, roche mère des gisements d'huile et de gaz dans le calcaire d'Austin surincombant.

Horn River Shale Formation d'âge dévonien moyen de Colombie-Britannique, constituée de calcaires argileux bitumineux et de shales calcaireo-siliceux, qui renferme le plus grand champ de gaz de roche-mère canadien.

JOURNÉES DU PATRIMOINE « SUR LES TRACES DE PHILIPPE GLANGEAUD »

Le géologue Philippe Glangeaud (1866-1930) a réalisé toute sa carrière universitaire à Clermont-Ferrand. Parmi ses nombreux travaux, sa cartographie détaillée des volcans d'Auvergne a servi de référence à toutes les recherches ultérieures, y compris les plus modernes.

Ses descendants ont souhaité léguer une partie de ses archives scientifiques aux institutions clermontoises, la bibliothèque Clermont-Université, le Laboratoire magmas et volcans et le muséum Henri Lecoq. Au milieu de ces documents apparaît un trésor : ses carnets de terrain.

Ceux-ci sont maintenant accessibles sur le site dédié de la bibliothèque Clermont-Université « <http://bibliotheque.clermont-universite.fr> ».

Les volcans étant encore aux portes de Clermont-Ferrand il était tentant de confronter le contenu de ces notes prises sur le terrain avec la réalité d'aujourd'hui.

Saisissant l'occasion des journées du patrimoine (15-16 septembre 2012), d'un cycle de conférences et d'une exposition à la bibliothèque Clermont-Université, deux excursions ont ainsi été organisées par le Laboratoire magmas et volcans, la

bibliothèque Clermont-Université, le musée Henri Lecoq, la Société d'histoire naturelle d'Auvergne (SHNA) et le CofrHiGéo. Elles ont bénéficié du soutien financier du CG63, de la SHNA et de la bibliothèque.

Ces « balades », qui ont rassemblé chacune une cinquantaine de participants, ont fait découvrir à un large public différents sites volcaniques exceptionnels. Elles ont été dirigées par Pierre Boivin (LMV) avec des interventions de Jean Gaudant (CofrHiGéo), Alain Gourgaud (LMV), Jean-Pierre Couturié (LMV) et François-Dominique de Larouzière (Vulcania).

Ce programme chargé, riche en histoire de la géologie a débuté le samedi par le massif du Mont-Dore : le lac Pavin et le Sancy. Les différents intervenants ont pu nous dévoiler l'origine volcanique du lac Pavin, ainsi que les mystères et résultats scientifiques récents qui font de ce lac un site exceptionnel. Ont été également rappelés les travaux des premiers naturalistes dont le comte de Montlosier, George Poulett Scrope, Henri Lecoq et Philippe Glangeaud. La seconde partie de la journée a débuté par la montée au Sancy grâce au téléphérique afin d'admirer le panorama, les dykes géants qui arment le puy de

Sancy et d'apercevoir les grands ensembles des monts Dore : on a pu ainsi comparer la vision des premiers naturalistes (Léopold von Buch), celle de Philippe Glangeaud et les représentations scientifiques actuelles.

La seconde excursion, le dimanche, concernait la chaîne des puys : La Vache et Lassolas, le lac d'Aydat et le puy de Dôme. Après la découverte des puys de la Vache et Lassolas, hauts lieux pédagogiques accessibles à tous, nous avons pu admirer un « trou à glace » décrit par Philippe Glangeaud dans ses travaux. Il s'agit d'une glacière naturelle qui conserve des températures très basses, voire de la glace, durant toute la saison estivale. L'excursion s'est poursuivie sur un site incontournable en Auvergne, le puy de Dôme et son ascension grâce au train « Panoramique des Dômes ». Les différents orateurs nous ont rappelé les premiers travaux fondés par les naturalistes dont Jean-Etienne Guettard ou Déodat de Dolomieu, jusqu'à ceux de Philippe Glangeaud. L'excursion s'est achevée par la riche actualité scientifique de ce laboratoire naturel et le projet de la candidature au Patrimoine de l'UNESCO du puy de Dôme.

S. JOUHANNEL et P. BOIVIN



Au puy de la Vache, Pierre Boivin expose les effets de l'éruption qui a donné naissance à la coulée de lave responsable de la formation des lacs d'Aydat et de la Cassière (photo M. Choignard, SHNA).

Actualités

L'ASSOCIATION DES GÉOLOGUES DU BASSIN DE PARIS (AGBP) SUR LES SITES DU STRATOTYPE DE L'ALBIEN DANS LE DÉPARTEMENT DE L'AUBE

Après avoir vu la craie et le Jurassique supérieur au mois de mai, les participants aux journées d'automne de l'AGBP ont pu découvrir l'Albien stratotypique, décrit en 1842-43 par Alcide d'Orbigny le long des rives de l'Aube, ainsi que le Crétacé inférieur, au cours de deux belles journées d'automne des 20 et 21 octobre 2012, au sud et à l'est de Troyes, dans un agreste paysage de forêts, pâtures et lacs.

Nous avons commencé par la visite du centre d'enfouissement technique à Montreuil-sur-Barse, occupant l'ancienne carrière d'argiles tégulines, qui alimentait la tuilerie de Lusigny-sur-Barse, de 1963 aux années 1990. Ce sont des argiles noires, avec quatre niveaux rouges, dans l'Albien inférieur. Malgré le climat sec du jour, les argiles de l'Albien étaient plutôt collantes. Mais elles ont livré aux plus courageux quelques belles ammonites, mollusques et oursins. Le deuxième arrêt s'est fait à la maison des Lacs à Mesnil-Saint-Père où la conférence de Madame De Clercq nous a permis de comprendre le fonctionnement des barrages-réservoirs Seine et Aube. L'organisation des aménagements a commencé après les grandes crues de 1876 et 1910. Un premier lac-réservoir, sur l'Yonne, a été inauguré à Pannecièrre en 1949, le réservoir Seine (lac d'Orient) a suivi en 1966, puis le réservoir Marne (lac du Der-Chantecoq) en 1974 et le réservoir Aube (lac d'Amance et lac du Temple) en 1990. Ces barrages ont un double rôle : ils écrètent les crues en saison humide et compensent l'étiage en été. Et ce sont de fort jolis plans d'eau implantés sur les niveaux argileux de l'Albien. Le troisième arrêt nous a amenés, après une petite marche en forêt d'Orient, sur le rivage du barrage-réservoir Seine, au lieu dit «la petite Italie», à proximité de l'ancienne carrière du Gaty, noyée aujourd'hui, qui alimentait une tuilerie. Sur le rivage, il était facile de trouver des petites ammonites, des gastéropodes et



Sur le site de l'ancienne carrière Gaty, aujourd'hui rivage du lac d'Orient. Fossiles de l'Albien moyen.

d'autres fossiles de l'Albien moyen. La ville-étape était Sainte Savine, banlieue de Troyes.

Nous avons commencé la journée de dimanche près du lac d'Orient, à la « fontaine Collette » (commune de Mesnil-Saint-Pierre), sur un affleurement de sables verts glauconieux, autrefois attribués à l'Albien basal, mais aujourd'hui placés au sommet de l'Aptien car on trouve, au sommet de cette formation sableuse, un lit décimétrique à nodules gréseux avec *Leymeriella tardefurcata*, ammonite caractérisant la limite Aptien-Albien. Ces sables verts, azoïques à cet endroit, montrent une belle teinte verte liée à la présence de grains de glauconie abondants. Ils ont été exploités en carrière à Montiéramey, pour être utilisés en fonderie. Après les sables aptiens, nous avons remonté le temps de quelques millions d'années avec la carrière d'Amance, où affleurent encore les sables et argiles panachés du Barrémien supérieur. C'est Florent Miquelis qui nous a présenté cette formation très colorée, exploitée par la tuilerie d'Amance avant de nous conduire dans les sables blancs de la carrière de Nuisement encore plus

anciens. Ils se seraient déposés au Valanginien. Ce sont des sables éoliens très fins et azoïques, qui étaient exploités au siècle dernier pour la fabrication du verre et de briques réfractaires.

L'après midi a été consacré à l'observation des faciès marins de l'Hauterivien récifal, calcaires à Spatangues, dans les champs labourés à Vallières et plus profond entre Jully sur Sarce et Bourguignons avec des nautilus et ammonites...

Au cours de ces deux belles journées d'automne, nous avons donc pu découvrir les faciès lithologiques et le contenu fossilifère de la colonne stratigraphique locale, du Valanginien à l'Albien, ce qui complétait parfaitement les observations réalisées au cours des journées de printemps.

Un grand merci à Claude Colleté, René Jaffré, Bertrand Matrimon et leurs amis de l'AGA (association géologique auboise), qui avaient préparé cette excursion, rédigé les livrets guide bien documentés et nous ont accompagnés pour ces deux belles journées consacrées à la stratigraphie du Crétacé.

N. SANTARELLI

LE BASSIN CRÉTACÉ DE MAULÉON : CRÉATION, ÉVOLUTION, INTÉGRATION DANS LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE

Organisée par J. Canerot, E.-J. Debroas et M. Bilotte, l'excursion annuelle du Groupe français du Crétacé s'est déroulée sur 3 jours, du 13 au 15 septembre 2012, dans le bassin de Mauléon (Pyrénées occidentales).

Moins tectonisé que ceux de la partie centrale et orientale de la chaîne lors de la rotation de l'Ibérie, ce bassin conserve davantage de données permettant de comprendre à la fois l'extension mésozoïque et le raccourcissement tertiaire du système pyrénéen. Parmi les points abordés, citons le diapirisme méconnu, à l'origine de brèches de collapse scellées par les calcaires clansayésiens et récemment considérées par d'autres comme "sélandiennes". L'empiètement progressif des terrains albiens et néocrétacés vers le sud au cours de l'extension, par le biais de "marches d'escalier" jalonnées de brèches, est également bien illustré. Un autre point fondamental concerne les lherzolites et les brèches associées, particulièrement bien étudiées par E.-J. Debroas sur la base de documents cartographiques de détail. On aborde là le sujet très controversé des modalités de mise en place des fossés albo-cénomaniens nord-pyrénéens en relation avec la rotation de l'Ibérie. Certains modèles récents favorisent un détachement crustal simple, mettant à nu le manteau supérieur mais cependant ne prennent pas en compte l'existence de failles majeures transverses, à rejet vertical énorme et jalonnées de brèches lherzolitiques spectacu-

lares. Les controverses s'expliquent en quelque sorte par des visions un peu manichéennes fondées soit sur des modèles 2D ou des modèles 3D, ces derniers propres à l'école toulousaine et faisant intervenir une mosaïque de blocs crustaux qui se déformeront plus ou moins, individuellement, lors de la rotation globale. La faille nord-pyrénéenne, jugée fondamentale dans la rotation mésozoïque de l'Ibérie dans certaines conceptions, n'est pas représentée comme telle dans le bassin de Mauléon. C'est ce dernier qui, considéré dans son ensemble, assure la transition entre les croûtes européenne et ibérique, ce qui pose le problème de l'identité de l'Ibérie comme plaque lithosphérique indépendante. En revanche, cette faille nord-pyrénéenne est bien réelle dans les Pyrénées centrales et orientales où elle fut initialement définie. Mais elle revêt alors la signification restrictive d'un accident crustal majeur, traduisant l'affrontement Ibérie/Europe au cours du Crétacé terminal et du Tertiaire. Les documents présentés, s'ils ne résolvent pas toutes les questions liées à la complexité du système atypique pyrénéen, permettent au moins de bien mieux voir où se situent les problèmes à résoudre. Les participants ont apprécié la démarche fondée sur une géologie de terrain, stratigraphique et cartographique très précise, qui corrige nombre d'erreurs commises autrefois.

S. FERRY

Insertions publicitaires Géochronique

Tarifs 2012

1/4 de page NB	230 €HT
1/2 de page NB	340 €HT
1 page NB	670 €HT
1 page couleur interne	1 200 €HT
1 page couleur couverture	1 800 €HT

Pour une répétition de l'annonce dans le numéro qui suit la première insertion, réduction de 50%.

Les typons NB ou quadrichromie sont fournis par l'annonceur au format souhaité, 21 jours avant la parution du numéro et accompagnés de leur règlement.

Les typons peuvent être réalisés par l'imprimeur sur modèle de l'annonceur et devis préalable 45 jours avant la date de parution.

Renseignements : Société géologique de France
77, rue Claude Bernard - 75005 Paris
Tél. 01 43 31 77 35 - Fax 01 45 35 79 10
Le tirage de Géochronique est de 3200 exemplaires.



GSW

La SGF annonce la mise en ligne prochaine des articles du Bulletin de 1985 à 1999 sur le portail GeoScienceWorld (GSW). Ces archives complètent les articles des années 2000 à 2012 déjà en ligne sur ce même portail.

Pour y avoir accès vous devez vous abonner à la revue BSGF en ligne à la SGF en même temps que votre adhésion.

Carnet

MICHEL DURAND-DELGA (1923-2012)

Michel Durand-Delga nous a quittés le 19 août 2012. Jusqu'aux derniers jours de sa vie, il a poursuivi avec passion ses recherches et ses travaux liés à la géologie et entretenu des échanges scientifiques et amicaux avec de très nombreux correspondants.

Il est né le 18 mai 1923 à Gaillac, dans le Tarn. Initié à la géologie par son cousin Bernard Gèze, de dix ans son aîné, il étudie à l'université de Toulouse et publie en 1943 ses premiers travaux sur le petit massif de la Grésigne. Cette même année il rejoint les forces françaises libres en "s'évadant de France" par l'Espagne. Il participe aux campagnes de France, d'Allemagne et d'Autriche (1944-1945) comme commando-parachutiste et est décoré de la croix de guerre.

En 1945, il arrive à Paris et commence à préparer une thèse sur le Paléozoïque du Massif de Mouthoumet avant de devoir changer de sujet et d'entreprendre l'étude d'un secteur du Nord-Constantinois. Il est chercheur dans l'équipe du Collège de France, sous la direction de Paul Fallot, à qui il voue une grande admiration, et il enseigne à l'Institut national agronomique. Il soutient sa thèse en 1955 ; elle présente les caractéristiques de ce qui sera toujours sa méthode d'étude des chaînes de montagne :

- une analyse à la fois détaillée et synthétique des séries sédimentaires, en cherchant à les dater par tous les moyens disponibles ;
- une cartographie extrêmement précise, nécessitant de longs parcours sur le terrain ;
- une reconstitution de la formation de l'édifice tectonique en cherchant à replacer ses différents éléments dans leur ordre initial grâce aux informations enregistrées dans les sédiments.

La recherche de ces indices sédimentaires le conduit à devenir un très



bon connaisseur des microfaciès et un spécialiste du groupe des calpionelles. Il est toujours disponible pour ceux, nombreux, qui souhaitent bénéficier de son expertise dans ces domaines.

Puis il commence à diriger les thèses de jeunes chercheurs dans les Cordillères bétiques. Il rejoint la Sorbonne en 1958, comme maître de conférences. En 1960, il est nommé professeur, au laboratoire de géologie générale qui devient ensuite laboratoire de géologie structurale de l'université Paris VI, associé au CNRS. Ses recherches s'étendent à l'ensemble des chaînes qui bordent au sud la Méditerranée occidentale : Cordillères bétiques, Rif, Algérie, Tunisie. En moins de dix ans, une vingtaine de jeunes enseignants et chercheurs le choisissent comme directeur de thèse, certains recrutés dans son laboratoire, d'autres ailleurs. Chaque été, M. Durand-Delga entreprend une tournée harassante, des Baléares au Constantinois en passant par Gibraltar, pour visiter ses « thésards » qui tous ont des affleurements à lui montrer, souvent très éloi-

gnés de la piste la plus proche. Nombre de ces jeunes scientifiques ont débuté par un premier travail de recherche (DES, DEA), effectué sous sa direction, dans les Corbières. Autre secteur d'intérêt, enfin, les Carpates et la chaîne du Balkan, ce qui l'amènera à de fructueuses comparaisons avec les chaînes d'Afrique du Nord et à nouer de solides amitiés avec des chercheurs de premier plan en Pologne, Slovaquie, Hongrie, Roumanie et Bulgarie.

Au cours de ces années, M. Durand-Delga, avec ses disciples, contribue d'une façon déterminante à la compréhension de l'organisation de la chaîne littorale d'Afrique du Nord, du point de vue stratigraphique et structural. Dès la fin des années 1950, il constate que les reconstitutions des Cordillères bétiques impliquent la disparition de zones paléogéographiques, probablement « aspirées » en profondeur. Cette hypothèse de succion infra-crustale préfigure d'une certaine façon la notion de subduction. Il s'intéresse particulièrement à la formation de l'arc de Gibraltar où il organise, en 1973, une réunion extraordinaire de la Société géologique de France et un colloque itinérant de l'Institut national d'Astronomie et Géophysique.

En 1968, à la suite d'une séance de la Société géologique consacrée à la Corse, M. Durand-Delga décide d'examiner ce segment de la chaîne alpine. Il va l'étudier d'abord en encadrant une dizaine de DEA et thèses, puis, lorsqu'il sera retraité, seul ou en compagnie de collègues et amis.

Au cours de cette période parisienne, M. Durand-Delga occupe différentes fonctions administratives dont celle de directeur du laboratoire de Géologie structurale. Il est membre du Comité national du CNRS, puis président (1971 à 1975) de la section 11

qui regroupait l'ensemble des sciences géologiques.

En 1973, il décide de rejoindre son cher Languedoc natal. À l'université de Toulouse, il prend la direction d'une unité associée au CNRS et d'un laboratoire de géologie méditerranéenne. Des liens scientifiques se nouent rapidement avec la petite équipe déjà en place, bientôt rejointe par des chercheurs venus de Paris ou recrutés sur place.

L'éloignement de Paris ne l'empêche pas d'être élu président de la Société géologique de France en 1975. En 1976, il organise une mémorable réunion extraordinaire de la SGF en Corse.

En 1980, M. Durand-Delga est élu correspondant de l'Académie des Sciences. À ce titre, il va, pendant une trentaine d'années, recevoir un nombre considérable de manuscrits

pour publication aux *Comptes Rendus*. Il analyse les textes d'une façon méticuleuse, tant sur la forme que sur le fond et contribue activement à leur amélioration.

En 1986, il prend sa retraite, lassé par la prolifération de la bureaucratie universitaire. Il va pouvoir se consacrer librement à ses études géologiques personnelles, principalement en Corse, où il se rendra sur le terrain jusqu'en 2010, mais aussi dans les Corbières, le Rif et les Cordillères bétiques. Pendant sa retraite, il écrit ou participe à plus d'une quarantaine de publications sur la géologie de ces régions. La dernière est parue quelques jours avant son décès, d'autres étaient en cours. Par ailleurs, il effectue des études généalogiques, son passe-temps préféré. Ces dernières le conduisent à s'intéresser à l'histoire de J. Deprat (1880-1935) et

à montrer que ce brillant géologue, rejeté par la communauté scientifique, avait été victime d'une machination. À sa demande, la Société géologique de France consacre une séance spéciale à la réhabilitation de Deprat. Il entreprend alors d'écrire des monographies sur différents grands savants qui ont fait progresser la géologie, ou encore sur l'histoire de certains problèmes scientifiques, en se fondant toujours sur une analyse rigoureuse des textes originaux.

Outre le prestige de son œuvre scientifique, les qualités personnelles de Michel Durand-Delga ont marqué tous ceux qui l'ont fréquenté ou parfois simplement croisé. Disponibilité, courtoisie, goût de l'exactitude, élégance de pensée et d'expression en faisaient un « gentilhomme de la géologie ».

J.-P. BOUILLIN

Le 19 août 2012 nous a quittés le grand géologue et l'homme exceptionnel qu'était Michel Durand-Delga. J.P. Bouillin a –presque– tout dit ci-dessus, presque parce qu'il est impossible de rendre complètement hommage à une telle personnalité en quelques lignes. Nous voudrions associer notre hommage à celui de J.-P. Bouillin, ayant travaillé avec M. Durand-Delga pendant les dernières années de sa vie, aussi bien en Provence que dans le cadre de ses recherches en histoire de la géologie

(affaire Deprat entre autres). Nous voulons souligner qu'avec lui disparaît une des dernières figures de l'« école française » de géologie, dont le noyau s'était formé surtout à la vieille Sorbonne autour des Fallot, Barrabé, Pruvost, Glangeaud et autres Bourcart et qui, pendant un demi-siècle, a brillé au firmament de la géologie internationale.

Le parcours scientifique de Michel Durand-Delga a remarquablement été résumé ci-dessus. Insistons aussi sur le fait que le géologue n'était qu'un

aspect (brillant) de l'homme : ses caractéristiques principales qu'étaient l'honnêteté et le courage l'ont fait s'engager et combattre pendant les temps obscurs, s'évader, toujours servir ses propres valeurs et les valeurs humanistes universelles auxquelles il adhérerait avec acharnement.

Il nous aura laissé son inflexible sens de l'honneur, sa lucidité décapante et son inoubliable sourire qui ne le quitta jamais, jusqu'à l'extrême fin.

I. ARGYRIADIS et J. RICOUR

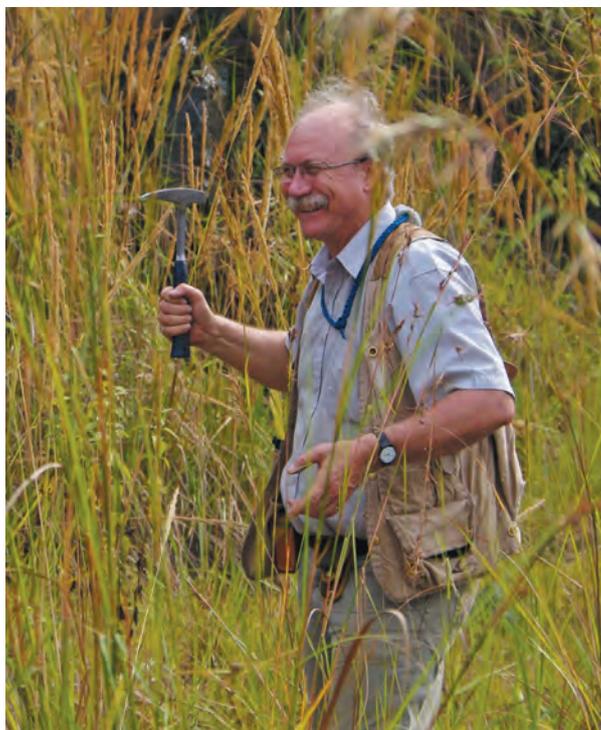
Michel Durand-Delga était membre correspondant de l'Académie des Sciences, Officier dans l'ordre des Palmes académiques, professeur honoraire des universités Sorbonne, Paris VI et Paul Sabatier de Toulouse. Il était aussi chevalier de la Légion d'honneur, chevalier dans l'ordre national du Mérite, Croix de guerre 39-45, croix des combattants volontaires, médaille des Évadés.

JEAN-LOUIS FEYBESSE (1951-2012)

Jean-Louis Feybesse nous a quittés en juillet dernier. Dans le monde des géologues, chacun connaissait son sourire doux, son regard malicieux et sa moustache poivre et sel, sous laquelle il masquait une grande modestie. Né en 1951, il commence ses études supérieures à Clermont-Ferrand où il soutient une thèse en géologie structurale sur le rôle de la déformation ductile dans l'évolution du Sillon houiller. Dès ses premiers travaux, il associera de façon étroite cartographie géologique et analyse structurale à différentes échelles. Ses études achevées, il entre au BRGM en 1982. Il y restera 26 ans, forgeant son expérience professionnelle en de nombreuses régions de France, d'Afrique et d'Asie, appuyant son expertise sur la recherche scientifique.

Il serait trop long de citer ici tous ses travaux (une cinquantaine de publications, parmi lesquelles 12 de rang A, et 73 cartes géologiques dont il est auteur ou co-auteur). Mentionnons pour le territoire métropolitain ses contributions clés aux programmes de cartographie géologique à 1/50 000 du socle varisque du Massif central et au programme « Géologie profonde de la France ». Très rapidement il joua un rôle de premier plan dans des programmes internationaux en Afrique : synthèse structurale et cartographie du sud-ouest Cameroun et surtout Birrimien d'Afrique de l'Ouest, projet phare du BRGM dont il fut l'un des acteurs majeurs. Dès le milieu des années 80, commence par ailleurs une collaboration féconde avec les géologues d'exploration, tant du BRGM que de diverses compagnies minières (COGEMA, Gencor, Normandy LaSource, COMINOR) qui apprécient la finesse de ses observations, de l'échelle du prospect à celle de la province métallogénique. Il permet d'affiner la compréhension structurale de nombreux districts miniers : mines d'uranium de la division de la Crouzille dans le Limousin, mine d'or de Salsigne, districts à métaux de base et or d'Arabie Saoudite, à cuivre de Khetri en Inde, à amas sulfurés de Bayin en Chine, sans oublier les ceintures aurifères d'Afrique de l'Ouest.

Ses publications se multiplient dans les années 90, époque où il prend les responsabilités de chef de projet scientifique. Citons entre autres le projet « Orogènes paléoprotérozoïques et transition Archéen/Protérozoïque ». Portant sur la comparaison entre les cratons d'Afrique de l'Ouest, du Congo-Gabon, de São Francisco et de Guyane, ce projet est réalisé en liaison avec les universités de Princeton, Dayton, Salvador, São Paulo et Franceville. Reconnu au niveau international, notamment pour ses travaux en Afrique, il est membre du Comité éditorial de la carte du Gondwana dont il est l'un des auteurs. Ce projet, coordonné par le professeur Unrug (USA) impliquait plus de



70 chercheurs de différentes nationalités. Soucieux d'apporter sa contribution au développement de l'infrastructure géologique en Afrique, il dirige également des projets de cartographie à financement international en Guinée et au Mali. Il y laissera en partie sa santé. En 2008, Jean-Louis Feybesse rejoint AREVA, ce qui lui offre la possibilité d'élargir son activité dans le domaine de la synthèse géologique et structurale en appui à l'exploration sur de nouvelles provinces en Afrique et au Canada.

Jean-Louis, c'était avant tout l'amour du travail bien fait et le plaisir d'être sur le terrain, d'observer avec patience et minutie les schistosités superposées et les linéations d'étirement, d'accumuler les données pour échafauder peu à peu un scénario qu'il cherchait à démontrer avec une rigueur et une précision d'horloger.

Compagnon affable et discret, ses qualités humaines et professionnelles n'ont pas toujours été reconnues à leur juste valeur. Mais ses élèves, collègues et amis, avec qui il est resté en contact jusqu'à la fin, prennent la relève en gardant en eux ce qu'ils ont appris et découvert avec lui.

Avec le départ de Jean-Louis nous perdons un compagnon de grande qualité dont la droiture, la gentillesse et l'humour nous manquent déjà.

J-P. MILESI, J-L. LESCUYER,
P. LEDRU et Ph. LAGNY

Interactions tectonique - processus de surface - climat

Actuellement, une large part de la communauté des Sciences de la Terre étudie les couplages entre enveloppes externes et enveloppes internes de la planète, car ils exercent une influence immédiate et sensible sur notre environnement. C'est principalement leur impact économique et sociétal, qui a catalysé les récents développements thématiques et méthodologiques dont ce dossier vous présente un état de l'art approfondi bien que non exhaustif.

La formation des reliefs est contrôlée par des couplages complexes entre les processus internes (tectonique) et les processus de surface (altération, érosion et sédimentation). La tectonique joue un rôle prépondérant en déformant la croûte terrestre, en rajeunissant ou en créant de nouveaux reliefs mais son action est étroitement liée aux processus de surface qui participent à la destruction des reliefs. À grande échelle, l'érosion modifie l'équilibre dynamique d'une chaîne de montagnes en déplaçant des volumes considérables de matériaux depuis les zones de hauts reliefs vers les bassins de piedmont ou les bassins océaniques voisins. Plus localement, elle modifie les contraintes et influence l'activité des failles et la propagation de la déformation. La sédimentation exerce un effet similaire sur la tectonique en modifiant les contraintes au voisinage des failles ou en augmentant la charge dans les bassins, entraînant des réajustements isostatiques. Enfin, le climat au sens large est aussi un facteur à prendre en compte puisqu'il peut modifier régionalement ou localement l'intensité et les modes d'érosion. En retour, il peut lui aussi être affecté par la surrection tectonique des grands reliefs susceptibles de perturber la circulation atmosphérique (régime de mousson en Asie par exemple). L'étude de ces couplages est donc un point essentiel quand on s'intéresse à l'évolution morphologique des reliefs, au fonctionnement des grands systèmes de failles actives, aux bilans de flux de matière à l'échelle d'un orogène, ou bien encore à l'impact des reliefs montagneux sur le climat.

J. MALAVIEILLE et S. DOMINGUEZ



Différents niveaux de terrasses alluviales soulevées par la croissance de la chaîne de l'île sud de Nouvelle-Zélande. Photo J. Malavieille.

Les grands processus tectoniques et morphologiques interagissent en permanence sur des échelles de temps qui vont de la seconde (séisme, voir article Cattin *et al.*) à la dizaine de millions d'années (orogénèse). Ils s'appliquent à des objets géologiques dont la taille caractéristique est également très variée (continent, montagne, bassin versant, faille, rivière, bassin sédimentaire...).

Tout commence par l'observation et la mesure sur le terrain. Le géologue dispose de nombreux outils d'analyse qui lui permettent d'étudier des marqueurs spécifiques : tectoniques, morphologiques, géochimiques, ayant enregistré une partie de l'histoire évolutive des reliefs terrestres. D'autres méthodes permettent de dater précisément les grandes étapes de cette évolution sur des échelles de temps qui vont de quelques années à plusieurs dizaines de millions d'années.

Ainsi, la mesure de la déformation de terrasses fluviales ou marines datées donne des informations sur les vitesses d'incision et de soulèvement et dans certains cas permet d'évaluer la vitesse sur le long terme de failles actives (article Regard *et al.*). L'étude des mouvements de versants nous donne accès à une autre forme d'érosion par transfert de matière très efficace dans les reliefs montagneux, processus qui participe largement au

risque naturel (article Tric *et al.*). Dans un bassin, les couches de sédiment gardent en mémoire les grands événements tectoniques ou climatiques qui ont influencé l'évolution des reliefs montagneux. L'analyse de l'enregistrement sédimentaire permet de mettre en évidence des variations de vitesses d'érosion et de sédimentation liées à la croissance des reliefs, ou bien même de suivre la propagation de la déformation et reconstituer ainsi l'activité passée des failles. Les rivières et les fleuves tiennent également une place centrale dans l'étude de ces couplages car ils représentent des vecteurs d'érosion et de transport de matière des reliefs aux bassins (articles de Métivier *et al.* ; Lavé et Lague).

Ce dossier présente un échantillonnage représentatif de ce qui se fait de mieux à l'heure actuelle dans l'utilisation et le développement d'approches nouvelles dans ces domaines de pointe de la recherche académique. Ainsi, au cours des deux dernières décennies, les progrès réalisés en modélisation, aussi bien numérique qu'expérimentale, ont permis des avancées considérables dans la compréhension de ces processus naturels complexes qui font intervenir une multitude de paramètres. Les modèles numériques autorisent des études paramétriques rapides et permettent l'intégration d'un volume sans

cesse croissant de données issues de l'observation et de la mesure des objets étudiés (articles de Braun ; Carretier et Bonnet). Très complémentaire, la modélisation expérimentale permet d'accéder à la dynamique des processus morphogénétiques et donc de suivre en continu sur l'équivalent de plusieurs millions d'années la formation des reliefs soumis aux forçages tectoniques et climatiques (article de Bonnet et Dominguez). Vous verrez également que l'essor des méthodes de thermochronologie (article Van der Beek et Braun) et de datation par les nucléides cosmogéniques (articles de Puchol *et al.* ; Godard *et al.*) représente une étape cruciale dans la connaissance des processus de surface. En permettant d'établir avec précision l'âge des événements (climatiques, géomorphologiques ou tectoniques), ces approches donnent accès à des données fondamentales, comme la mesure des taux de dénudation, l'incision des rivières, les vitesses de surrection ou de subsidence, et permettent leur quantification sur des échelles de temps variées.

Pour finir, vous découvrirez le rôle insoupçonné des carbonates dans ces transferts de matière, le climat et la production de CO₂ (article de Gaillardet et Calmels).

J. MALAVIEILLE et S. DOMINGUEZ

1 • Évolution des reliefs au cours du temps

Couplages entre tectonique et processus de surface dans les orogènes à l'échelle du cycle sismique

Les tremblements de terre sont sans doute l'un des phénomènes les plus catastrophiques associés à la dynamique de notre planète. Leur

occurrence peut être associée d'une part au chargement lent et progressif des failles dû au mouvement des plaques tectoniques, mais également à la proximité d'autres séismes qui peuvent localement provoquer une déstabilisation du milieu. Les séismes sont classiquement interprétés dans le cadre de la théorie du cycle sismique

(fig. 1-1). La période asismique, correspondant au chargement séculaire des contraintes sur le plan des failles, est appelée période inter-sismique. Sa durée, entre 50 et 1 000 ans, dépend du contexte géodynamique et notamment de la vitesse de chargement. La phase co-sismique correspond au séisme, c'est-à-dire à la

phase de nucléation et de propagation de la rupture sismique. La période de temps associée est extrêmement courte et varie suivant les séismes de quelques secondes à plusieurs minutes pour les méga-tremblements de terre comme celui de Sumatra en 2004 ou plus récemment celui du Japon en 2011. Enfin, suite à la rupture sismique, on considère une phase post-sismique qui correspond à un réajustement mécanique rapide du milieu qui peut s'effectuer sur plusieurs semaines, mois ou même années. La courte échelle de temps des observations sismologiques ou géodésiques (< 100 ans) par rapport à la durée d'un cycle sismique (plusieurs centaines d'années) est un facteur limitant. Ainsi, aucun cycle sismique complet n'a pour l'instant pu être documenté.

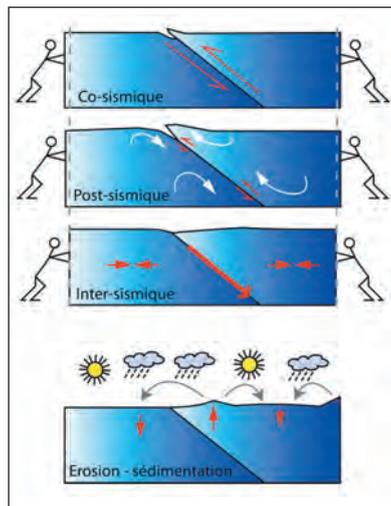


Fig. 1-1. – Déformations associées au cycle sismique et au processus de surface. La période co-sismique correspond à la rupture le long d'un plan de faille. Elle est suivie d'une relaxation post-sismique associée à des glissements a-sismiques et/ou aux propriétés poro-élastiques ou visqueuses de la croûte terrestre. Le chargement inter-sismique de la faille est lent et progressif et peut durer plusieurs siècles. Les transferts de masse associés aux processus de surface et au climat ont également un rôle sur les déplacements : l'érosion et la sédimentation induisant respectivement des déplacements vers le haut et vers le bas.

À plus grande échelle de temps (~ 1-100 Ma), de nombreuses études ont permis de mettre en évidence le rôle clé joué par les processus de surface dans la dynamique orogénique. Des modèles numériques (Burov et Avouac, 1996 ; Willett *et al.*, 1999) ou analogiques (Konstantinovskaia et Malavieille, 2005) ont ainsi montré que la formation et la relaxation des reliefs continentaux est dictée par la compétition et les interactions entre la dynamique des enveloppes internes de la Terre, les processus de surface et le climat. À plus courte échelle de temps (~ 1-100 ka), l'analyse de l'effet de la tectonique et des rivières sur l'évolution des paysages a fait également l'objet de plusieurs études analogiques (Graveleau *et al.*, 2012). L'incision des rivières est d'ailleurs classiquement exploitée comme marqueur de la déformation récente et du glissement moyen sur les failles actives (Lavé et Avouac, 2000 ; Lavé et Avouac, 2001). Les processus de surface sont associés à des mécanismes impliquant de courtes échelles de temps comparables à celles des différentes phases du cycle sismique. Malgré cela, les interactions entre processus de surface et tectonique restent peu étudiées à l'échelle du cycle sismique. Pourtant certaines de ces interactions sont bien connues : déstabilisation de pente liée aux séismes, évolution d'un escarpement de faille, formation de la topographie. De nombreuses questions restent donc totalement ouvertes : comment érosion et déformation tectonique interagissent-elles à ces courtes échelles de temps ? Plus largement, quels sont les couplages entre processus de surface et tectonique à l'échelle du cycle sismique ? Ces couplages peuvent-ils biaiser la mesure de la déformation tectonique, et donc l'estimation de l'aléa sismique ?

Bilan topographique d'un séisme

Les séismes participent de manière axiomatique à la formation des reliefs des chaînes de montagnes

(Avouac, 2008). Toutefois, du fait de l'érosion – incision fluviale et mouvements gravitaires – induite par l'accélération et les déplacements co-sismiques, ils contribuent aussi indirectement à la destruction de ces reliefs (Dadson *et al.*, 2003, 2004 ; Hovius *et al.*, 2011 ; Parker *et al.*, 2011). À l'échelle du co- et post-sismique, le bilan topographique net d'un séisme de forte magnitude (c'est-à-dire surélévation co-sismique moins érosion induite) n'a été que rarement réalisé. Des résultats obtenus récemment indiquent un bilan légèrement positif pour le séisme de ChiChi en 1999 (Hovius *et al.*, 2011), ou négatif pour le séisme de Wenchuan en 2008 (Parker *et al.*, 2011), reposant de ce fait la question de la contribution réelle des séismes à la construction des reliefs. Par ailleurs, l'augmentation brutale des taux d'érosion observée lors des séismes de forte magnitude peut théoriquement induire un rechargement des contraintes sur le plan de faille et ainsi raccourcir le temps de récurrence du prochain grand séisme. Bien que non documentée actuellement, une telle rétroaction positive serait favorisée par un transport sédimentaire efficace avec une période caractéristique plus courte que le temps de récurrence des séismes. Cela pourrait être le cas lors du séisme de ChiChi en 1999, pour lequel les flux sédimentaires associés augmentent brutalement suite au séisme et ne retrouvent des niveaux comparables à ceux observés en moyenne avant le séisme que ~ 6-8 ans après.

Chargement intersismique et transfert de masse en surface

De telles interactions sont-elles aussi imaginables lors du chargement intersismique des failles ? Cattin et Avouac (2000) ont montré sur la base d'une modélisation thermo-mécanique que l'érosion en Himalaya contribuait de manière significative à la déformation observée pendant la

Dossier

période intersismique. Ils réconcilient notamment les données de déformation intersismique horizontale et verticale en considérant qu'une partie du soulèvement intersismique mesuré est dû à la réponse isostatique à l'érosion (fig. 1-2). Ces résultats suggèrent que négliger l'érosion peut induire une mauvaise estimation du chargement intersismique des failles actives (en termes de géométrie et de glissement sur les failles) et donc de l'aléa sismique associé. De plus le transfert de masse lié à l'érosion aura pour effet de réduire significativement la contrainte normale sur les chevauchements à faible pendage entraînant une déstabilisation de ces failles.

Conclusion

L'érosion est donc un processus non négligeable à courte échelle de temps. Une meilleure documentation des flux sédimentaires pendant et après un séisme serait nécessaire pour permettre de mieux quantifier les effets mécaniques sur le rechargement des failles induits

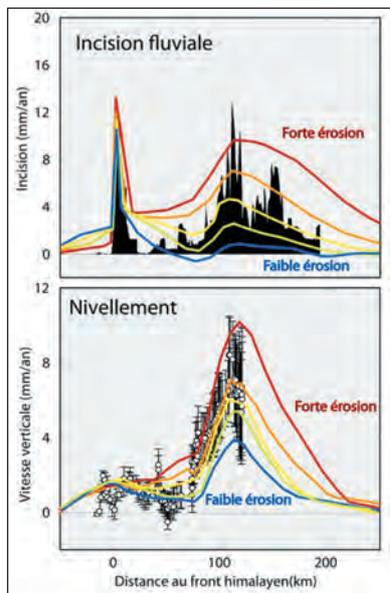


Fig. 1-2. – Rôle de l'érosion sur les déplacements verticaux au travers de la chaîne himalayenne modifiée d'après Cattin et Avouac (2000). L'intensité de l'érosion affecte aussi bien l'incision fluviale calculée (représentée par les courbes de couleur) que les vitesses verticales intersismiques mesurées par nivellement.

par cette redistribution de masse en surface. Dans tous les cas, il semblerait que l'étude du chargement intersismique des failles actives en contexte orogénique ne puisse se faire de manière rigoureuse avec les modèles classiquement utilisés : prendre en compte une rhéologie crustale plus réaliste ainsi que les processus de surface s'avère nécessaire à une meilleure estimation de l'aléa sismique.

R. CATTIN, M. SIMOES, Ph. STEER

L'évolution du relief aux échelles de temps géologiques : apports des méthodes thermochronologiques

La compréhension de la dynamique de formation des grandes structures tectoniques (chaînes de montagnes, plateaux internes aux orogènes, rifts et marges passives, etc.) passe par la quantification de l'histoire du relief : quand la topographie marquant ces structures a-t-elle été créée, à quelle vitesse a-t-elle évolué, quels sont les contrôles sur cette évolution ? Ces deux dernières décennies, la prise de conscience que le relief terrestre reflète et enregistre l'interaction entre processus tectoniques et érosifs a relancé l'intérêt pour l'étude de son évolution à l'échelle de temps géologiques.

Alors que les mouvements tectoniques subsidents, créant les bassins sédimentaires, sont enregistrés en détail par les sédiments déposés dans ces bassins au cours du temps, les mouvements de soulèvement, créant les reliefs émergents, ne sont pas enregistrés directement car la réponse naturelle au soulèvement est l'érosion. Nous n'avons actuellement que deux méthodes à notre disposition pour reconstituer l'évolution du relief (fig. 1-3a) :

– une première méthode reposant sur l'étude des caractéristiques pétrogra-

phiques et géochimiques des sédiments issus d'un relief en érosion ;
– une deuxième méthode, plus directe, consistant à mesurer l'histoire de l'exhumation des roches actuellement à l'affleurement en faisant appel aux analyses thermochronologiques.

La thermochronologie, comme les méthodes géochronologiques « classiques », se base sur la décroissance radioactive d'un isotope père dans un minéral, la mesure du ratio isotope père/isotope fils permettant de calculer un âge (et la combinaison isotope père/fils + minéral spécifique constituant un « système thermochronologique »). Néanmoins, les éléments fils constituent des impuretés dans le réseau minéral, qui ont tendance à s'en échapper par diffusion intra-cristalline. La vitesse de diffusion étant fortement dépendante de la température (selon la loi d'Arrhenius, impliquant une dépendance exponentielle à la température), ces éléments s'échappent du minéral à une vitesse supérieure à leur taux de création par décroissance radioactive à des températures élevées (fig. 1-3b). À ces températures, le système est dit « ouvert » et l'âge thermochronologique, si l'on pouvait le mesurer, serait nul. Lors de l'exhumation vers la surface à cause de l'érosion, une roche se refroidit car elle remonte le long du gradient géothermique. Lorsque la température diminue, la diffusion devient de plus en plus lente et les isotopes fils commencent à ne plus pouvoir s'échapper du réseau minéral : le système devient « clos » (fig. 1-3b). L'âge thermochronologique d'une roche actuellement à l'affleurement correspond alors au moment où cette roche a franchi sa température de fermeture en remontant à la surface (fig. 1-3b). Les systèmes les plus utilisés sont ceux du Potassium-Argon (K-Ar ou sa variante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) dans les micas et les feldspaths, l'Uranium-Thorium/Hélium {(U-Th)/He} dans l'apatite et le zircon, et les traces de fission égale-

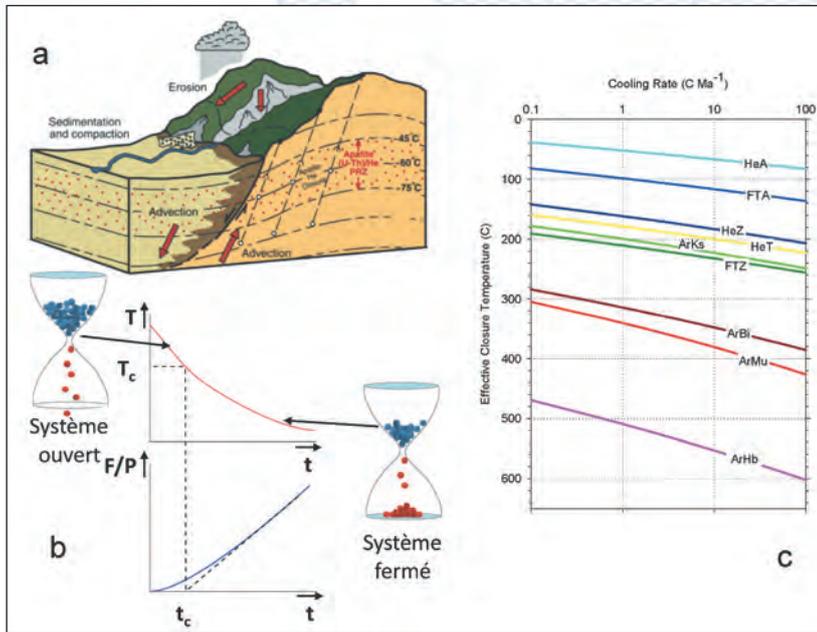


Fig. 1-3. – Principes de la thermochronologie. (a) Schéma d'un bloc soulevé jouxtant un bassin subsident. L'histoire des mouvements verticaux du bloc soulevé peut être déduite des sédiments accumulés dans le bassin et/ou par l'analyse thermochronologique des roches qu'il contient et qui ont été exhumés en son sein. Noter la perturbation des isothermes ; PRZ : « Partial Retention Zone » [zone de rétention partielle des éléments fils, ici He]. D'après Ehlers et Farley (2003). (b) Evolution théorique du ratio isotope fils / isotope père (F/P) au cours du temps (t) (courbe bleue en bas) pour une roche se refroidissant selon la courbe rouge en haut (T : température). La température de fermeture (T_c) correspond à la température franchie au moment donné par l'âge thermochronologique (t_c) de l'échantillon. Au-dessus de T_c le système est ouvert, en-dessous il est fermé (analogue des sabliers). (c) Températures de fermeture pour les systèmes thermochronologiques les plus couramment utilisés (systèmes isotopiques – He : (U-Th)/He ; FT : traces de fission ; Ar : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; minéraux – A : apatite ; Z : zircon ; T : titanite, Ks : feldspath potassique ; Bi : biotite ; Mu : muscovite ; Hb : hornblende). Noter que la température de fermeture est fonction (entre autres) de la vitesse de refroidissement. D'après Reiners et Brandon (2006).

ment dans l'apatite et le zircon. Cette dernière méthode est un peu spécifique, l'« élément fils » étant constitué de zones de dommages créées dans le réseau cristallin lors de la fission spontanée de ^{238}U ; ces dommages sont réparés au cours du temps par un processus de diffusion intra-cristalline répondant à une même cinétique en loi d'Arrhénius. Ces systèmes ont des températures de fermeture s'échelonnant entre 450 et 50°C environ, permettant en principe de tracer toute l'histoire de refroidissement d'une roche lors de son exhumation depuis la croûte moyenne (fig.1-3c).

Les méthodes thermochronologiques ont été développées initialement dans les années 1970-1980.

Classiquement, on utilise deux méthodes pour tracer le chemin de refroidissement (et donc d'exhumation) d'une région d'étude (fig. 1-4). Par la mise en œuvre de plusieurs thermochronomètres sur un même échantillon, on peut dater le passage de plusieurs températures de fermeture. Une autre méthode consiste à échantillonner plusieurs roches selon un profil altitudinal dans un massif cohérent (non sectionné par des failles) ; dans ce cas, l'échantillon en position la plus élevée aurait passé la température de fermeture en premier et la moins élevée en dernier, permettant d'établir un profil âge/altitude et d'en déduire directement le taux d'exhumation et d'éventuelles variations temporelles dans celui-ci.

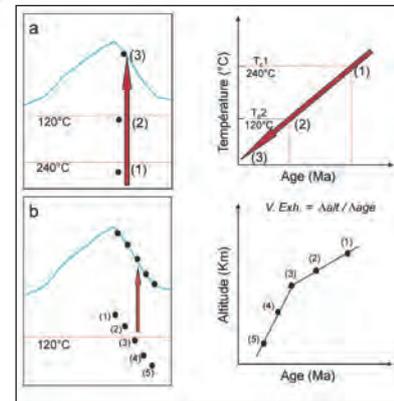


Fig. 1-4. – Deux méthodes pour retracer l'histoire d'exhumation. (a) Avec un échantillon et plusieurs thermochronomètres : chaque système correspond à une température de fermeture. La comparaison des âges pour les différents systèmes permet de tracer une courbe de refroidissement (temps-température) qui peut être traduite en courbe d'exhumation (temps-profondeur) si l'on connaît (ou suppose) un gradient géothermique. (b) Avec un thermochronomètre et plusieurs échantillons, collectés selon un profil altitudinal. La relation âge-altitude donne directement le taux d'exhumation et d'éventuelles variations dans celui-ci.

Néanmoins, ces méthodes semi-quantitatives ne prennent pas en compte un certain nombre de complications. Tout d'abord, le gradient géothermique est généralement assez mal connu et il est influencé lui-même par l'exhumation des roches ainsi que par le relief (voir les isothermes schématisées dans la fig. 1-3a). Ensuite, les chemins d'exhumation ne sont généralement pas verticaux mais peuvent contenir une composante latérale importante, surtout dans les orogènes. Finalement, l'effet du relief et de ses éventuelles variations au cours du temps sur la structure thermique peut influencer les relations âge/altitude et doit donc être pris en compte. C'est pour cette

Dossier

raison que nous avons développé depuis une dizaine d'années un modèle thermo-cinématique (Pecube) qui permet de prédire les âges pour tout système thermochronologique à partir d'un scénario tectonique et morphologique donné et de les comparer aux âges observés. Le modèle peut aussi être utilisé en sens inverse afin de contraindre des scénarios à partir des données.

Un exemple d'utilisation de ce modèle, afin d'interpréter une base de données de traces de fission sur apatites récoltées le long d'un profil à travers l'Himalaya central au Népal, est montré en fig. 1-5. Les âges sont très jeunes (< 2 Ma) dans le Haut Himalaya et augmentent rapidement jusqu'à des âges de 5-10 Ma dans le Moyen Pays (« Lesser Himalaya »). De plus, deux profils âge-altitude (Palung dans le Moyen Pays et Gosainkund dans le Haut Himalaya) indiquent des taux d'exhumation apparents qui diffèrent d'un ordre de grandeur ($\sim 0,5$ km/Ma pour Palung *versus* $\sim 4,5$ km/Ma pour Gosainkund). Ces différences ont été interprétées par plusieurs auteurs comme indiquant une réactivation récente et « hors-séquence » du *Main Central Thrust*, le chevauchement mettant le Haut Himalaya sur le Moyen Pays. Nos modèles, en revanche, montrent que ces différences peuvent très bien s'expliquer par l'advection des roches au-dessus d'un détachement crustal dont l'existence est prouvée par la géophysique, le « Main Himalayan Thrust » (MHT) à une vitesse d'environ 5 km/Ma. Ce détachement crustal comporte une rampe à l'aplomb du Haut Himalaya, expliquant les vitesses d'exhumation et le relief élevés à cet endroit sans recourir à une réactivation hors-séquence. De plus, le profil âge-altitude du Gosainkund est fortement influencé par le relief ; les taux d'exhumation réels ne sont

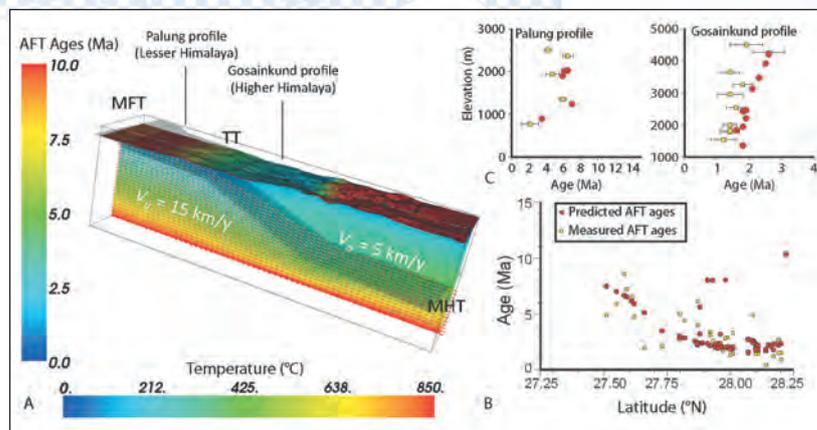


Fig. 1-5. – Modélisation thermo-cinématique de l'Himalaya central permettant d'expliquer les variations d'âge thermochronologiques observées (tiré de Robert et al., 2009). À gauche, le modèle Pecube montrant la géométrie et la cinématique imposées (un détachement crustal – le Main Himalayan Thrust (MHT) sépare un bloc chevauchant à une vitesse de 5 km/Ma de la plaque indienne qui sous-chevauche à une vitesse de 15 km/Ma), la structure thermique et les âges traces de fission sur apatite (AFT) prédits en surface. MFT : Main Frontal Thrust (le front émergent du MHT) ; TT : transition topographique entre Moyen Pays (« Lesser Himalaya ») et Haut Himalaya. À droite, la comparaison des âges AFT prédits (en rouge) et observés (en jaune) le long du profil à travers l'Himalaya ainsi que des deux profils âge-altitude (Palung et Gosainkund).

alors que de 2 km/Ma environ, chiffre cohérent avec la cinématique régionale.

Plus récemment, nous nous sommes intéressés à l'utilisation de ce modèle et de données thermochronologiques afin de tracer l'évolution du relief, notamment dans les Alpes occidentales. La question était : à quel point les glaciers alpins développés lors des glaciations quaternaires ont influencé ce relief ? Nos modélisations ont montré que les âges thermochronologiques seuls ne permettent de répondre à cette question que dans des conditions très favorables. Le développement récent de la thermochronologie $^3\text{He}/^4\text{He}$ étend la résolution de ces méthodes vers des très basses températures. Dans cette méthode, les grains d'apatite sont d'abord irradiés aux protons afin d'implanter ^3He de façon homogène dans le grain. Ensuite, l'hélium est extrait en chauffant le grain par paliers ; le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ mesuré à chaque étape permet de quantifier la répar-

tition du ^4He radiogénique au sein du grain et ainsi de remonter à une histoire thermique depuis le franchissement de la température de fermeture pour le système (U-Th)/He dans l'apatite (~ 70 °C) jusqu'à la surface. Nous avons mis en œuvre cette méthode pour étudier l'évolution de la vallée du Rhône en amont du Lac Léman en Suisse (fig. 1-6). Les données montrent que des échantillons provenant de hautes altitudes ont été exhumés vers la surface à 4-5 Ma et sont restés proches de la surface ensuite. Les échantillons récoltés en fond de vallée montrent un refroidissement à cette même période, mais seulement jusqu'à des températures de 60-70 °C environ ; leur refroidissement final vers la surface n'intervenant que dans le dernier million d'années. Des modélisations en utilisant le modèle Pecube montrent que ces différences impliquent un creusement de la vallée du Rhône de l'ordre de 1-1,5 km depuis 1 Ma ; nous attribuons ce creusement à l'action des glaciers.

La thermochronologie comporte des méthodes mises au point depuis une trentaine d'années et en constante évolution. La combinaison de ces méthodes avec des outils de modélisation numérique et le développement de nouvelles méthodes comme le $3\text{He}/4\text{He}$ (ou la thermochronologie OSL) permettent maintenant de les utiliser d'une façon beaucoup plus quantitative, de tester des hypothèses et scénarios tectoniques et morphologiques et de tracer l'évolution du relief au cours du temps géologique.

P. VAN DER BEEK et J. BRAUN

Les nucléides cosmogéniques : traceurs à haute résolution des taux d'érosion au cours du temps

La dénudation (somme de l'érosion physique et de l'altération chimique) des reliefs joue un rôle majeur dans l'amplification ou la régulation des interactions entre tectonique et climat. Ainsi, la dénudation contrôle à la fois l'isostasie et la structure thermique d'un orogène, et, de fait, la réponse tectonique associée. De plus, l'érosion physique et l'altération chimique des silicates calciques, sont présentées par plusieurs auteurs comme des acteurs prépondérants du cycle du carbone à l'échelle des temps géologiques, contribuant ainsi à refroidir le climat (France-Lanord et Derry, 1997 ; Raymo et Ruddiman, 1992). À l'inverse, le climat joue aussi un rôle prépondérant sur ces mécanismes de destruction des orogènes. Pour mieux comprendre l'amplitude et le sens des rétroactions reliant tectonique, érosion et climat, il est fondamental d'établir une meilleure quantification des flux de dénudation régionaux et globaux au cours de milliers voire de millions d'années. En effet, ce sont sur ces échelles de

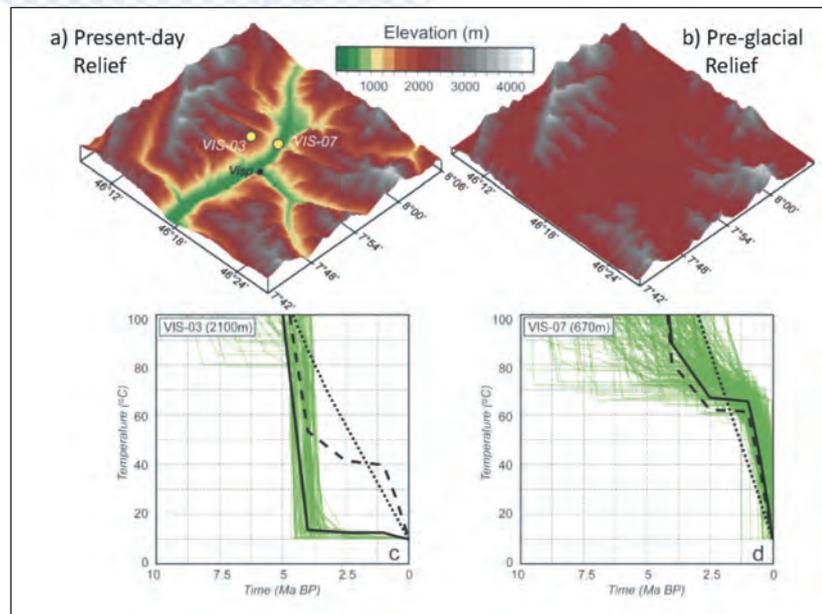


Fig. 1-6. – Évolution de la vallée du Rhône (Valais suisse) contraint par des données $3\text{He}/4\text{He}$ sur apatite (fig. modifiée de Valla *et al.*, 2011). En bas, les chemins de refroidissement permis par les données $3\text{He}/4\text{He}$ sont indiqués en vert pour un échantillon (VIS-03) provenant d'une altitude élevée et un autre (VIS-07) du fond de vallée (voir la topographie actuelle avec les lieux d'échantillonnage en haut à gauche). En noir, les chemins prédits par des modélisations Pecube : en pointillé pour une vitesse d'exhumation constante sous un relief fixe ; en tirets pour une histoire impliquant deux phases d'exhumation séparées par une période stable sous un relief fixe ; en continu pour une phase d'exhumation rapide entre 4 et 5 Ma suivie par un creusement de la vallée depuis 1 Ma ; seul ce dernier scénario permet d'expliquer à la fois les données de haute altitude et du fond de la vallée. En haut à droite : la topographie préglaciaire prédite par le modèle.

temps que se sont produits les changements climatiques majeurs (apparition des glaciations à la transition Plio-Pléistocène il y a environ 2,5 Ma, cycles glaciaire-interglaciaire de Milankovitch, variabilité rapide de la circulation océanique, phénomènes de mousson) ou tectoniques (accélération ou ralentissement d'une collision entre continents, élévation d'une montagne offrant une barrière aux masses d'air). Même si les sédiments, produits de la dénudation, recouvrent une grande partie des surfaces continentales et des fonds marins, il reste paradoxalement très difficile de quantifier les taux de dénudation à l'échelle des temps géologiques.

Plusieurs auteurs ont ainsi essayé de déterminer les taux de dénudation en calculant les volumes de sédiments accumulés dans les bassins. Par cette approche, Zhang *et al.* (2001) sont

par exemple arrivés à la conclusion que les taux de dénudation ont significativement augmenté à l'échelle globale depuis 2,5 Ma, au moment de l'apparition des glaciations du Quaternaire.

Cependant, si l'accélération est réelle dans de nombreux bassins, elle peut aussi être expliquée par une simple baisse du niveau marin, qui aurait engendré une re-mobilisation du matériel détritique meuble stocké sur les marges continentales nouvellement émergées. Les enregistrements sédimentaires en domaine continental ne sont pas sensibles à cet artefact. Mais, dans ce cas, du fait de l'absence de marqueurs biostratigraphiques, la chronologie est souvent plus difficile à établir. Ainsi, la compilation des volumes sédimentaires réalisée par Zhang *et al.* (2001) repose en grande partie sur des

Dossier

séries d'Asie centrale dont les datations ont longtemps été incertaines, et qui ont largement été remises en cause depuis Charreau *et al.* (2009). De plus, il est très difficile d'estimer de façon fiable les volumes de sédiments dans les bassins car la géométrie en trois dimensions des dépôts sédimentaires est souvent difficile à déterminer (Métivier, 2002). Ceci nécessite des forages et des coupes sismiques sérieuses très coûteux à produire.

Plusieurs chercheurs ont donc essayé de développer des méthodes alternatives plus intégratives. Par exemple, l'analyse du rapport ${}^9\text{Be}/{}^{10}\text{Be}$ dans les sédiments océaniques représente d'après (Willenbring et von Blanckenburg, 2010), un traceur géochimique de l'altération continentale. Leurs résultats vont à l'encontre des conclusions de Zhang *et al.* (2001), puisqu'ils suggèrent une stabilité de l'altération au cours du Cénozoïque. Cependant, cette approche se limite à l'altération chimique et ne permet pas de quantifier dans son ensemble la dénudation.

C'est pourquoi une méthode beaucoup plus directe commence à être développée avec des résultats préliminaires très prometteurs. Il s'agit d'appliquer à des séries sédimentaires anciennes un des outils les plus fiables pour quantifier les processus de surface : les nucléides cosmogéniques *in situ* (cf Godard *et al.*, dans ce dossier). Ces isotopes créés par l'interaction des rayons cosmiques avec les roches de la surface terrestre permettent en effet de quantifier le taux de dénudation moyen d'un bassin versant. Ainsi, plus une roche est exposée longtemps à la surface, plus sa concentration en isotopes cosmogéniques est élevée. La quantité d'isotopes cosmogéniques présents dans les sédiments est donc fonction du taux d'érosion. Cette méthode est déjà utilisée en routine dans les sédiments modernes de rivière. En étant

appliquée à des sédiments anciens, celle-ci permet théoriquement de quantifier les paléo-taux de dénudation au moment du dépôt (fig. 1-7).

Cependant, il n'est pas interdit d'étendre cette méthode à l'étude de sables âgés de plusieurs milliers ou millions d'années. Les deux isotopes les plus couramment utilisés sont le ${}^{10}\text{Be}$ et le ${}^{26}\text{Al}$. En effet, ils ont l'avantage d'être complètement retenus dans le quartz – un minéral résistant à l'altération et ubiquiste à la surface de la Terre – et, d'autre part, leur production étant uniquement d'origine cosmogénique, leur concentration ne dépend pas d'autres sources, comme dans le cas des gaz rares cosmogéniques (${}^3\text{He}$ et ${}^{21}\text{Ne}$). En revanche, contrairement à ces deux derniers isotopes, ${}^{10}\text{Be}$ et ${}^{26}\text{Al}$ sont radioactifs et décroissent avec des demi-vies de

$\sim 1,4$ Ma et $\sim 0,72$ Ma, respectivement. On ne peut donc pas les utiliser pour des sédiments plus âgés que ~ 10 Ma, et ce seulement pour des taux d'érosion faible ($< 0,5 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$), sans quoi les concentrations sont en dessous des limites de détection instrumentales.

À cette limite purement analytique s'ajoutent d'autres complications d'ordre géologique. Tout d'abord, la concentration en isotopes cosmogéniques d'un sable est fonction du taux de production de ces isotopes sur le bassin versant étudié, taux qui dépend de son altitude. Il faut donc s'assurer que celle-ci n'a pas changé significativement sur la période de temps considérée. Ensuite, contrairement aux sables de rivières actuelles, les sédiments continentaux anciens ont pu avoir été réexposés au rayon-

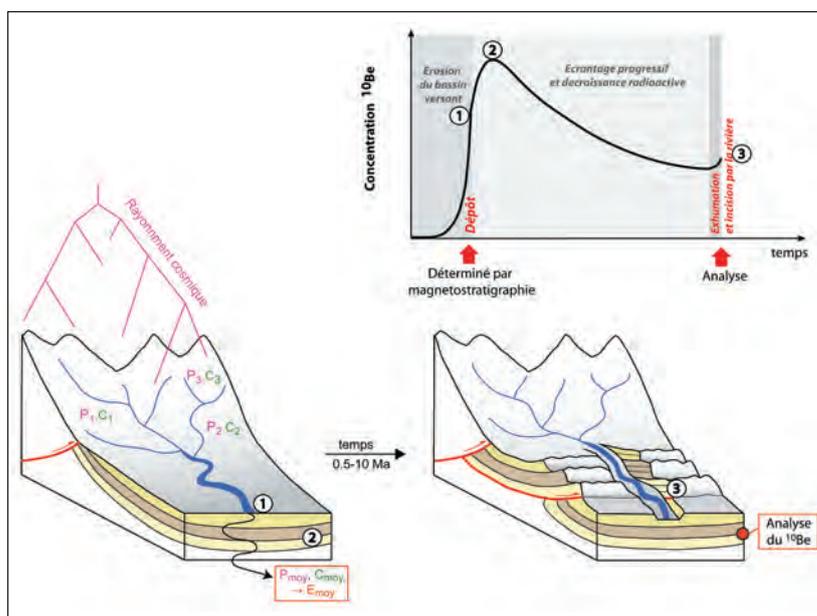


Fig. 1-7. – Schéma de l'évolution de la concentration en isotopes cosmogéniques dans une série sédimentaire.

1) - Érosion des versants. Chaque roche de surface est exposée au rayonnement cosmique et se charge d'une concentration C en isotopes cosmogéniques à un taux P dépendant de l'altitude. Des grains de ces roches provenant de tout le bassin versant sont ensuite mélangés par la rivière puis déposés dans un bassin sédimentaire.

2) - Le sable est enfoui progressivement sous d'autres sédiments, accumulant encore un peu d'isotopes cosmogéniques, et simultanément la concentration décroît avec la désintégration radioactive de ceux-ci.

3) - Les séries sédimentaires sont tectonisées et incisées rapidement par les rivières ou les constructions humaines. On peut ainsi échantillonner un enregistrement continu de paléosables, et remonter après corrections à la concentration moyenne au moment du dépôt, et donc au paléo-taux de dénudation.

nement cosmique postérieurement à leur érosion sur le bassin versant, soit au moment de leur dépôt, avant qu'ils ne soient totalement enfouis sous d'autres sédiments, soit lors de l'exhumation à la surface par l'effet combiné de l'incision des rivières et du soulèvement tectonique. Toutes ces complications liées à un "réenrichissement" potentiel en isotopes cosmogéniques sont donc sources d'incertitude. Il faut par conséquent pouvoir les minimiser et dans tous les cas les quantifier.

Pour cela, il faut privilégier les échantillons les plus récemment exposés à l'affleurement ou les mieux "écranés" (enfouis). Les sédiments marins obtenus à partir des forages océaniques ne souffrent pas de ces inconvénients, l'écrantage total est immédiat et il n'y pas de réexposition postérieure au dépôt. Cependant, il est plus difficile d'obtenir des carottes marines dans des faciès ayant une granulométrie adéquate. Les séries continentales, dont la granulométrie est souvent plus grossière, sont en cela plus adaptées à la mesure des isotopes cosmogéniques. De plus, elles constituent des enregistrements indépendants des variations eustatiques. Les séries à fort taux de sédimentation sont les plus prometteuses, non seulement parce qu'elles permettent un échantillonnage à haute résolution temporelle, mais aussi parce que, dans ce cas, l'exposition syn-dépôt est la plus faible.

Les études pionnières ont porté sur l'évolution des taux de dénudation au cours des derniers cycles glaciaires-interglaciaires. Cependant, ces travaux ont été menés sur des terrasses alluviales, qui représentent des enregistrements discrets au cours du temps (Schaller *et al.*, 2004). La méthode donnera des résultats plus complets si elle est appliquée à des séries plus anciennes, continues dans le temps, qu'il s'agisse de sédiments exhumés à la faveur de la tectonique, ou de

carottage dans les bassins sédimentaires et les cônes alluviaux.

Ainsi, nous poursuivons actuellement l'analyse de sédiments provenant des piémonts de la chaîne du Tianshan, en Asie centrale. Ces séries, dont l'âge de dépôt est déterminé par magnétostratigraphie entre 0,5 et 20 Ma (Charreau *et al.*, 2005), sont situées dans une zone intracontinentale clé pour l'étude des couplages entre tectonique, climat et érosion au cours de la fin du Néogène. Si les premiers résultats issus du Tianshan suggéraient une augmentation transitoire de la dénudation au moment de la transition climatique du Plio-Pleistocène (Charreau *et al.*, 2011), l'étude de nouveaux bassins versants de la région ne montre, au contraire, pas d'augmentation synchrone (Puchol *et al.*, in prep). Les isotopes cosmogéniques semblent donc mettre à mal un paradigme vieux de 10 ans, faisant ainsi la preuve qu'ils peuvent apporter beaucoup d'informations de premier ordre à la compréhension des paléoprocessus de surface. Reste à les appliquer sur d'autres sites dans le monde, soumis à d'autres conditions climatiques ou tectoniques.

N. PUCHOL, P.-H. BLARD,
J. CHARREAU, R. PIK

Mesure de la dénudation des bassins versants par les nucléides cosmogéniques

Problématique

La surface topographique terrestre est l'interface où se fait la rencontre et l'interaction entre les processus internes (tectonique) et externe (climat) par le biais de la dénudation (érosion). Comprendre les modalités de cette dénudation nécessite des outils permettant d'en quantifier précisément la vitesse dans différents types

d'environnements géomorphologiques.

Plusieurs types d'outils sont disponibles pour permettre cette quantification, depuis le très court terme avec, par exemple, les mesures de flux de sédiments charriés par les rivières à l'échelle de quelques années, jusqu'au très long terme avec, par exemple, la thermochronologie qui quantifie les vitesses de refroidissement des roches pendant leur exhumation vers la surface à l'échelle de plusieurs millions d'années. Entre ces gammes de temps se trouve l'intervalle 1000-100000 ans qui a une importance particulière, car il correspond à l'échelle de temps de nombreux processus climatiques (oscillations quaternaires,...) et tectoniques (cycle sismique, croissance de la topographie,...). Il est donc crucial de disposer d'outils spécifiques permettant de mesurer les vitesses de dénudation intégrées sur ces échelles de temps.

Méthode

Les nucléides cosmogéniques, tels que le ^{10}Be , sont des isotopes rares, produits en permanence dans la croûte terrestre et l'atmosphère par l'interaction du rayonnement cosmique avec la matière. Au sein des roches cette production, qui est infime (de l'ordre de quelques atomes à quelques centaines d'atomes par an et par gramme de matière), se fait principalement dans les 2-3 premiers mètres sous la surface. Ainsi, plus une roche présentera une concentration élevée en ^{10}Be et plus elle aura résidé longtemps dans cette portion superficielle. La mesure de cette concentration dans un échantillon collecté sur le terrain va donc fournir des informations sur la durée d'exposition de cette roche à la surface ou sur la vitesse des processus de dénudation qui ont permis de l'y amener.

Les taux de dénudation ainsi obtenus n'ont toutefois qu'une valeur locale

Dossier

le et sont soumis à de fortes variations latérales. Ils sont donc souvent difficiles à utiliser pour comprendre la dynamique à l'échelle du paysage, surtout dans les contextes où les processus de surface sont très actifs, comme par exemple les chaînes de montagne récentes. Il faut donc développer une démarche permettant de moyenniser spatialement la dénudation. Une possibilité serait de collecter de manière très régulière et très dense, sur l'ensemble de la zone d'intérêt, un grand nombre de fragments de roches de surface et de les amalgamer dans un seul échantillon, ce qui permettrait de lisser les variations spatiales. Ce type d'échantillonnage serait très laborieux pour un géologue, mais la nature met à notre disposition un outil très efficace pour faire cela.

En effet, un réseau hydrographique prélève les produits des processus d'érosion dans l'ensemble de son bassin versant, en proportion de la dénudation relative des différentes parties, puis réalise le mélange dans les rivières et amène à l'exutoire un sédiment qui peut être collecté et qui contient, *via* sa concentration en nucléides cosmogéniques, une infor-

mation sur la dénudation moyenne agissant sur l'ensemble du bassin versant (fig. 1-8). Cette approche repose sur un certain nombre de suppositions qui doivent être vérifiées (Brown *et al.*, 1995, von Blanckenburg, 2005). La dénudation au sein du bassin versant doit ainsi être à l'équilibre (pas de variation récente de grande amplitude) et il ne doit pas y avoir de stockage important de sédiments le long du réseau hydrographique.

On peut, par cette méthode, quantifier la répartition spatiale de la dénudation, pour une région donnée, et étudier quels sont les paramètres qui influent le plus sur cette répartition (morphologiques, tectoniques ou climatiques).

Exemple d'utilisation

Ce type de données a ainsi permis de tester les relations entre vitesse de dénudation et pente critique des versants dans différents types de contextes.

La pente critique d'un versant est la pente de stabilité correspondant à l'équilibre mécanique des roches le composant. Dans la plupart des contextes géologiques elle est proche d'une trentaine de degrés. Un versant

peut rarement être plus raide que cette pente critique car il devient alors instable, ce qui déclenche des phénomènes gravitaires de dénudation (glissements de terrain, éboulement...) qui le ramènent dans son domaine de stabilité. On s'attendrait donc à voir l'érosion augmenter fortement lorsque la pente se rapproche de cette valeur critique, ce qui est le cas dans une montagne qui se soulève, mais ce type de comportement ne fut démontré que récemment grâce aux nucléides cosmogéniques.

Cela a par exemple été observé dans les montagnes de l'est du Tibet, par Ouimet *et al.* (2009) qui ont analysé conjointement dans plus de 60 bassins la concentration en ^{10}Be dans des sédiments prélevés à l'exutoire et la pente moyenne des versants (fig. 1-9). On observe tout d'abord une augmentation quasiment linéaire de la dénudation avec la pente, correspondant à une activation progressive des processus gravitaires agissant sur les versants, puis cette augmentation devient nettement plus rapide jusqu'à atteindre une asymptote correspondant à la pente critique de stabilité des versants.

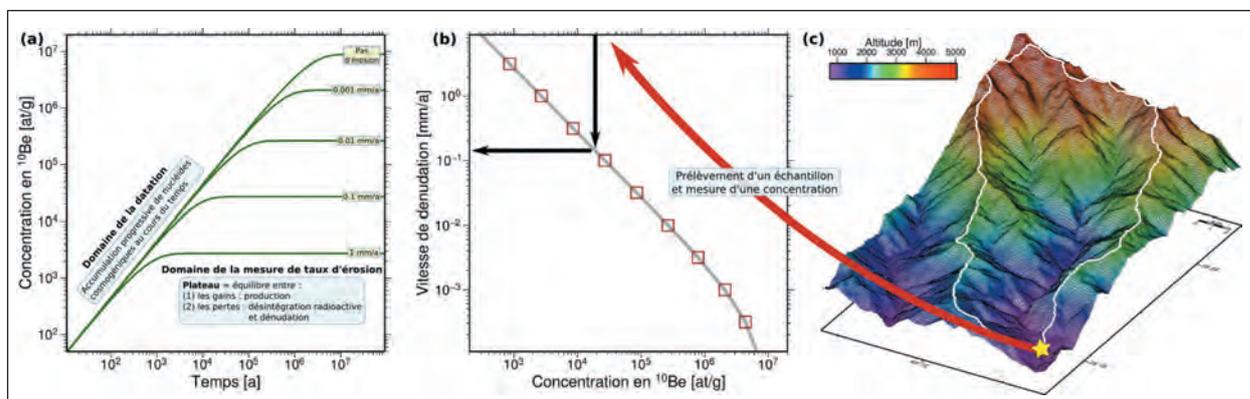


Fig. 1-8. – Principe général de l'utilisation des nucléides cosmogéniques tels que le ^{10}Be pour la détermination de taux de dénudation.

(a) Augmentation progressive de la concentration en ^{10}Be (nombre d'atomes par gramme de quartz) dans les roches au fil du temps pour différents taux de dénudation. Les différents plateaux observés correspondent à l'état d'équilibre où les gains en ^{10}Be (production par l'action du rayonnement cosmique) sont compensés par les pertes (décroissance radioactive et dénudation).

(b) À l'état d'équilibre il existe une relation simple entre la concentration et la dénudation.

(c) La mesure de la concentration en ^{10}Be dans un échantillon prélevé à l'exutoire d'un bassin versant va ainsi permettre de déterminer le taux de dénudation moyen agissant sur celui-ci.

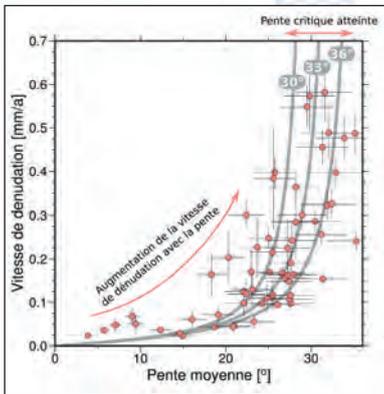


Fig. 1-9. – Données tirées de l'étude de Ouimet et al. (2009) dans l'est du plateau tibétain, montrant l'augmentation conjointe de la vitesse de dénudation et de la pente jusqu'à la valeur critique pour laquelle les deux deviennent découplées. Les courbes grises correspondent au modèle non-linéaire d'évolution des versants proposé par Roering et al. (1999) pour différentes valeurs de la pente critique.

Comme évoqué plus haut, les versants ne peuvent pas de manière durable dépasser cette pente critique et ils y sont maintenus par le déclenchement de plus en plus fréquent de glissements de terrain, ce qui augmente les vitesses de dénudation mesurées.

L'existence de ces deux domaines distincts a des conséquences notables en géomorphologie quantitative. Dans la première partie « sous-critique » la pente des versants est une mesure qui peut nous renseigner sur la dénudation et permet de comparer différents bas-

sins entre eux (si tous les autres paramètres sont constants). Dans la deuxième partie, une fois que l'on a atteint la pente critique, les versants ne contiennent plus d'information sur la vitesse de dénudation, celle-ci étant indépendante de la pente qui est constante.

Cette étude particulière illustre l'intérêt de la quantification des taux de dénudation à l'échelle des bassins versants qui est permise par la méthode présentée ici. Il s'agit ainsi d'un outil très puissant pour la mesure de la dénudation qui permet de tester de nombreuses hypothèses sur les liens complexes entre topographie, tectonique et érosion.

V. GODARD, S. CARRETIER,
V. REGARD

2 • Du relief au bassin

**Mouvement de versant :
un processus
géomorphologique
long terme**

Les mouvements de terrain : histoire d'un héritage

Depuis plus d'un siècle les scientifiques tentent, par divers moyens, de comprendre les mécanismes et les processus qui génèrent les mouvements de versant. Ces processus initialement naturels et conditionnés par les soubresauts climatiques sont devenus au fil du dernier siècle de plus en plus liés aux activités anthropiques. Leur intérêt est devenu ainsi grandissant du fait de leurs impacts économique et sociétal croissants. Néanmoins, on ne doit pas oublier qu'ils sont les éléments marquants de l'évolution d'une chaîne de montagne et donc révélateurs de phénomènes géologiques fondamentaux. En effet, les glissements de terrain au sens

large sont considérés comme le principal processus d'érosion du relief dans les chaînes de montagnes actives (Dadson et al., 2003). Ce processus peut être initié ou accéléré par des facteurs climatiques ou tectoniques comme par exemple de grands tremblements de terre générés par les failles actives modifiant la morphologie du relief. À titre d'exemple, le séisme de Chi-Chi (Mw = 7,3 ; Taiwan, 1999) a déclenché plus de 20 000 glissements de terrain, dont deux avalanches rocheuses avec des volumes compris entre 50 et 100 x 10⁶ m³ (Chang et al., 2005 ; Chang et Taboada, 2009).

Tous ces processus de surface, et en particulier l'érosion induite par les glissements de terrain, ont donc un impact direct sur la dynamique interne des chaînes de montagne (Willett et al., 2003 ; Whipple et Meade, 2004). L'érosion et la sédimentation modifient de manière significative la

distribution de masse associée au relief. L'érosion tend à amincir la croûte terrestre en diminuant la taille des reliefs et la contrainte verticale en profondeur ; la sédimentation, au contraire, entraîne la formation de bassins, augmentant l'épaisseur crustale et la contrainte verticale. Les observations géologiques et les expériences analogiques montrent que l'érosion du relief dans les chaînes actives est couplée avec l'exhumation du relief (Konstantinovskaia et Malavieille, 2011). Ainsi le relief d'une chaîne résulte d'un équilibre entre les processus de surface (e.g., l'érosion) et la dynamique interne, qui sont des phénomènes fortement couplés.

Comprendre les processus physiques, chimiques et tectoniques qui sont à l'origine des glissements de terrain revêt ainsi un double intérêt fondamental et sociétal : l'évolution d'une chaîne de montagne et l'analyse de l'aléa mouvement de terrain.

De la déformation à la rupture : comment les observer et les suivre

La compréhension et l'analyse des mouvements de terrain sous-entend à court terme la prévention de ces derniers ainsi que l'analyse des causes et facteurs qui les conditionnent. En effet, on désigne sous le terme de mouvements de terrain toute manifestation de déplacement d'une masse géologique sous l'effet de la pesanteur et de l'action conjuguée de facteurs permanents et de facteurs déclencheurs. Le problème lié à l'analyse de ces facteurs est principalement d'ordre temporel car l'observation que l'on en fait est ponctuelle, et à moins de se situer au moment précis du déclenchement de ce dernier, il est difficile d'appréhender les composantes (masses, volumes, vitesses, facteurs d'instabilité, ...) qui guident le mouvement.

L'état de l'art actuel permet de comprendre les potentialités de rupture d'un versant (Finlayson et Staham, 1980 ; Hajiabdolmajid et Kaise, 2002). Il reste toutefois limité au cas d'étude si le mouvement n'est pas instrumenté. Pour améliorer cette connaissance, il est primordial d'accéder aux mécanismes physiques qui contrôlent le déclenchement d'une instabilité gravitaire. Les mécanismes déclencheurs et préparatoires sont donc très complexes, interactifs et fort nombreux, comme : la distribution et le mouvement de l'eau souterraine, l'altération progressive des roches, la thermoclastie, les sollicitations sismiques, les champs de contraintes tectoniques, l'érosion, mais aussi les évolutions climatiques passées (dernier paroxysme glaciaire induisant un réajustement et une décompression des versants) et les projections climatiques futures (induisant des changements dans les sollicitations des facteurs déclencheurs au niveau des seuils admissibles par un massif). Devant une telle com-

plexité de variables, il est devenu indispensable d'accéder à une instrumentation et à une observation des massifs géologiques stables et instables et de quantifier dans le temps leurs différentes sollicitations (Lebourg *et al.*, 2010 ; 2011 ; Zerathe et Lebourg, 2012).

L'identification des signaux pré-rupturels, et la quantification des mécanismes déclencheurs sont devenus les étapes essentielles pour la compréhension à court et moyen terme des seuils critiques (Finlayson et Staham, 1980). Le processus de rupture diminue la résistance mécanique du versant et lors de cet endommagement un nombre conséquent (en terme de types et d'intensités) de sollicitations externes (climatiques et tectoniques) de moins en moins intenses favorisent cependant l'accélération et la déstabilisation d'un massif. Celle-ci se produit en plusieurs étapes qui ne sont pas linéairement dépendantes. La connaissance de cette cinématique est presque impossible à estimer sur les grands mouvements de versants, sauf lorsqu'on peut dater les marqueurs rupturels et temporels de ces déformations par de nouvelles méthodes d'exposition aux cosmocléides et aux différents géochronomètres (Zerathe et Lebourg, 2012). Sans aller jusqu'à la définition de seuils d'alerte parfaitement fiables,

nous pensons qu'il existe des potentialités d'alerte fondées sur des observations et mesures multi-paramètres, multi-échelles.

La création ou l'apparition d'un mouvement gravitaire est la réponse morphologique d'un processus physique et mécanique complexe. Le mouvement paroxysmal résulte de l'action dans le temps de facteurs de préparation (fig. 2-1). Ce mouvement s'initie à la faveur et suite aux actions de facteurs déclencheurs et non pas de facteurs préparatoires ou de prédispositions. En effet, c'est tout au long de l'étape de préparation, que les facteurs de prédisposition conditionnent la morphologie des mouvements, leurs cinématiques et leurs récurrences temporelles.

Les facteurs de prédisposition sont généralement :

- issus de la structure même du massif rocheux ;
- du contexte dynamique régional ou local ;
- de l'histoire géologique et morphologique à long terme d'un versant.

Ce sont donc essentiellement des paramètres de structure, parmi lesquels, on retrouve la lithologie (des niveaux de faible compétence), la fabrique de la roche (source de discontinuités mécaniques) et la discontinuité géologique (fracture, joint, faille, diaclase...). L'ensemble de ces

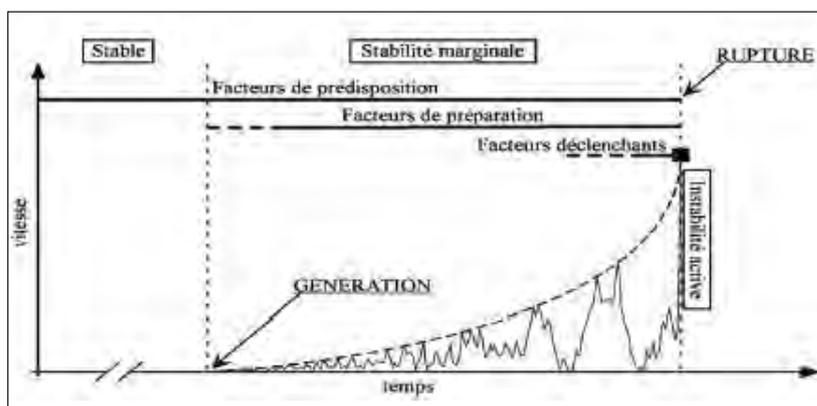


Fig. 2-1. – Illustration de la phase préparatoire par un graphique de vitesses de déplacement en fonction du temps (Pollet, 2004).

paramètres peut conduire à la formation d'un glissement de terrain, dont le cas typique est celui qui résulte du mouvement sur une zone de faiblesse (e.g., fracture, ou niveau peu compétent), dont le pendage est orienté dans le même sens que le versant montagneux.

Ainsi, les zones de faible résistance mécanique, quelque soit leur origine, apparaissent comme ayant le rôle le plus important, ou du moins le premier rôle dans la destructuration gravitaire des massifs. La caractérisation des zones de faiblesse et en particulier des discontinuités géologiques requière une étude détaillée sur le terrain et en laboratoire afin de permettre d'évaluer leur capacité à guider les mouvements de masse dans le massif. Que l'on se place à grande ou à petite échelle on constate facilement que la prédisposition d'un versant à la rupture consiste en l'individualisation d'une masse rocheuse associée à un certain nombre de familles de discontinuités. L'anisotropie d'un massif conditionne donc la stabilité du versant rocheux et l'association de ces familles de discontinuités détermine le mode de rupture. Ceci est valable et observable en surface, mais que se passe-t-il en profondeur ? Jusqu'où cet héritage géologique et tectonique va-t-il avoir une incidence ?

Les nombreux travaux sur les mécanismes de rupture, depuis Therzaghi (1962), jusqu'à Petley *et al.*, 2005 ; Bachmann *et al.*, 2004 ; 2006 ; montrent que le pré-découpage des massifs géologiques est indissociable des processus de rupture. Mais au-delà de ce constat évident, il est intéressant de regarder les guides et vecteurs de mouvement des masses en devenir de rupture. C'est plus particulièrement cet héritage structural que nous avons tenté d'observer, de comprendre et d'associer à la localisation spatiale des grands mouvements de versant.

La vallée de la Tinée (Alpes-Maritimes), un exemple

Cette vallée est située dans la partie occidentale du massif de l'Argentera – Mercantour dans les Alpes-Maritimes. Elle présente une morphologie actuelle profondément façonnée par la dernière glaciation et l'érosion qui en résulte. Elle présente de nombreux signes d'instabilité qui ont été traités dans les études antérieures comme des objets épars sans que des liens ne soient établis entre elles (fig. 2-2). C'est dans cette vallée que se trouve le glissement de terrain dit de La Clapière et qui avec son volume d'environ 60 millions de mètres cubes constitue le plus grand glissement de terrain d'Europe. L'étude cartographique de cette zone montre que de nombreuses pentes sont affectées par des morphologies gravitaires de dimensions très variées qui peuvent être structurées en deux groupes. Le premier révèle des caractéristiques clairement liées à la gravité, car délimitées par une surface de rupture reconnue et caractérisée par un volume de roches glissant sur une surface. Ces glissements sont regroupés sous le dénominateur de *Deep Seated Landslide* (DSL). Le glissement

de la Clapière appartient à ce groupe. À l'inverse, dans le deuxième groupe, on observe des déformations beaucoup plus diffuses qui affectent de très grands volumes rocheux. Elles montrent des structures extensives qui correspondent à de larges zones d'affondrement de versants. Ces déformations sont regroupées sous le nom de *Deep Seated Gravitational Slope Deformation* (DSGSD). La zone de la Colle-Longue dans la Vallée de la Tinée dans les Alpes-Maritimes en est un exemple (fig. 2-2).

Sur la base de ce constat nous avons ainsi recherché les liens spatiaux et temporels existant entre les phénomènes de déformation globaux (DSGSD) et la présence d'accidents gravitaires (DSL) locaux. Quels sont les causes et les liens existant entre ces deux types de déstabilisations gravitaires ?

À partir d'une analyse fine des objets géologiques et du contexte dynamique de la région étudiée nous avons dégagé plusieurs points importants dans la compréhension de la cinématique des mouvements gravitaires de type DSGSD et DSL dans le contexte des chaînes des Alpes et ce pour les 20 000 dernières années :

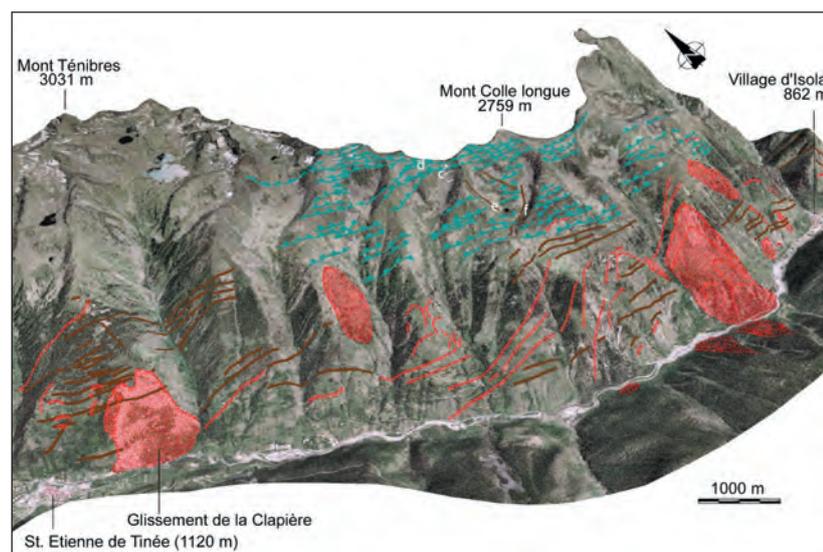


Fig. 2-2. – Vue panoramique 3D du DSGSD de Colle-Longue (Alpes-Maritimes) sur laquelle sont reportées les déformations : Contrepentes (bleu), crevasses (marron), escarpements (rouge) et DSL (rouge tramé) (d'après Jomard, 2006).

Dossier

- les DSGSD évoluent sur une période supérieure à 20 000 ans alors que les versants affectés par des DSL évoluent sur des périodes de temps de l'ordre de 10 000 ans ;
- les déformations de type DSGSD montrent un fort ralentissement de leur activité depuis environ 8 000 ans. Seules les parties sommitales présentent encore des signes d'activité alors que l'augmentation des pentes consécutive à l'érosion et l'incision glaciaire contribue au basculement de colonnes de roches et à la localisation de ruptures de types DSL ;
- il n'existe pas dans cette région de trace franche de l'influence de facteurs externes de très courtes durées (forte précipitation, séismes,...) dans l'activité gravitaire pour les 10 000 dernières années ;
- le seul contrôle de la topographie n'est pas suffisant pour expliquer la localisation des mouvements de versant et en particulier l'orientation des structures les caractérisant.

Ce dernier point nous a conduits à dépasser le cadre des vallées et de la topographie actuelle pour caractériser ce qui ne pouvait plus être qu'un contrôle structural, autrement dit un contrôle d'échelle supérieure. Nous avons donc comparé les résultats de l'analyse gravitaire avec les structures et l'évolution tectonique récente du massif de l'Argentera-Mercantour. Les résultats de cette analyse comparative permettent de mettre en évidence que :

- les déformations gravitaires sont distribuées le long d'axes structuraux hérités du massif ;
- le couplage entre structure et topographie détermine l'extension, la géométrie et le développement des mouvements gravitaires ;
- il y a une corrélation temporelle entre les derniers indices d'activité tectonique d'exhumation du massif et l'atténuation de l'activité des DSGSD depuis 20 000 ans ;
- cette corrélation suggère que l'activité gravitaire à grande échelle est

directement liée à l'activité tectonique du massif. Elle permet ainsi d'émettre l'hypothèse de l'atténuation de la dénudation du massif sur une période de 20 000 ans. Cette atténuation laisse place à des déformations majoritairement contrôlées par la gravité et limitées aux parties inférieures et supérieures des versants.

De ces analyses géométriques, chronologiques, et dynamiques, il a été possible de proposer un modèle d'évolution qui peut se structurer autour des 4 étapes suivantes :

- une étape 1 de déformation long terme distribuée selon les axes structuraux du massif avec une tectonique gravitaire superficielle qui accommode les déplacements le long d'un chevauchement crustal aveugle et ceci jusqu'à 10 000 ans. Une telle déformation conduit à des aggravations locales sous la forme de DSGSD affectant les versants des crêtes aux vallées et en fonction de la relation entre structure interne et topographie ;
- une étape 2 au cours de laquelle une décroissance de l'activité tectonique se produit avec vraisemblablement une baisse de l'intensité de la déformation sur les versants ;
- une étape 3 caractérisée par un basculement superficiel de la partie inférieure des versants. Celui-ci résulterait de l'accentuation de la pente consécutivement à l'incision glaciaire et/ou au relâchement localisé des contraintes accumulées lors de la glaciation ;
- l'étape 4 est associée à l'évolution gravitaire et à la dégradation mécanique des pieds de versants conduisant à la localisation de DSL. Les déplacements de volumes en base de versants contribuent à la réorganisation des contraintes en périphérie des crêtes et donc à la réactivation actuelle de structures préexistantes.

L'évolution des étapes 1-2 aux étapes 3-4 correspond à la transition entre un contrôle des déformations gravitaires par une activité tectonique

profonde, vers un contrôle strictement gravitaire des déformations superficielles.

Conclusion

L'ensemble de l'étude menée dans la vallée de la Tinée montre clairement qu'il existe un lien dans l'espace entre les deux échelles de mouvements gravitaires que sont les DSGSD et DSL. Ce lien est essentiellement un contrôle relié à la structure du massif. Il existe également une continuité temporelle entre les deux phénomènes qui montre que les facteurs guidant les versants vers la déstabilisation sont différents mais liés ; en cela, les mouvements gravitaires doivent être considérés comme des indices forts de l'évolution d'une chaîne de montagnes, notamment dans le cas des zones de faible sismicité/activité. À l'échelle d'un versant, la morphologie du relief modelée lors d'une période glaciaire est en déséquilibre avec les conditions de surface en période interglaciaire. Le retour à l'équilibre se fait grâce à des glissements de terrain d'échelle variable, dont le cas de la Clapière est un exemple parmi d'autres.

La compréhension des processus d'instabilité d'un versant de montagne, la caractérisation de leur évolution spatio-temporelle et la mise en évidence de marqueurs ou de paramètres clés permettant une meilleure évaluation de l'aléa dans les zones à risques passent forcément par une observation continue de ces objets géologiques. Si les techniques et les méthodes d'auscultation existent et sont bien maîtrisées (sismique, GPS, hydrogéochimique, électrique...), il n'en reste pas moins que l'instrumentation des sites et leur suivi dans le temps peuvent être très difficiles. Toutefois, c'est le déficit qu'a relevé l'INSU du CNRS à travers l'expertise et le savoir-faire de plusieurs de ses laboratoires et la création de l'Observatoire Multidisciplinaires des

Instabilités de Versants (<http://omiv.osug.fr/>) créé en 2007. Cet observatoire instrumente des sites et en assure la surveillance continue. Sa fonction est de fournir des observables qui permettront : 1) d'identifier les processus physiques qui contrôlent les instabilités gravitaires ; 2) de modéliser ces processus ; 3) et d'extraire des observations les signaux caractérisant un changement de régime.

E. TRIC, Th. LEBOURG,
A. TABOADA

Le flux sédimentaire des montagnes aux bassins

Dans *Histoire d'un ruisseau* (1890), le philosophe-géographe Élisée Reclus décrit la diversité physique et humaine de nos paysages et les interactions entre l'eau et l'homme au cours de son trajet depuis les montagnes jusqu'aux océans. Cette vision naturaliste apparemment simple d'un réseau de rivières qui connecte les reliefs aux bassins sédimentaires n'en est pas moins riche d'implications pour la compréhension du développement des chaînes de montagnes tel qu'il est enregistré dans les sédiments déposés au débouché des rivières.

Il est reconnu depuis longtemps que les bassins sédimentaires recueillent les produits de l'érosion des continents. Mais leur étude, et celle des sédiments qu'ils contiennent, est traditionnellement restée concentrée sur la description et la classification plutôt que sur la compréhension des processus physiques qui gouvernent la sédimentation. Depuis la révolution de la tectonique des plaques, une série progressive de découvertes en sciences de la Terre s'est opérée et a abouti à reconsidérer l'importance fondamentale de l'étude des bassins sédimentaires. Des années 70 aux années 90, l'acquisition de nombreuses données de géophysique par

les compagnies pétrolières pour imager les couches sédimentaires dans les grands bassins a permis de révolutionner la stratigraphie (l'étude de l'empilement de couches sédimentaires). Le résultat simple de l'observation des systèmes sédimentaires à grande échelle est que l'arrangement des couches sédimentaires dans le temps et l'espace constitue un « signal stratigraphique » fait de cycles de mouvements et changements de l'ensemble du paysage sédimentaire (fig. 2-3) qui résultent au premier ordre des variations combinées du flux sédimentaire qui parvient aux bassins, du niveau marin absolu (eustatisme), et de la subsidence du fond du bassin.

En parallèle, à la fin des années 70, la compréhension des zones de collision sous la perspective de la théorie des prismes orogéniques a montré l'importance de l'érosion. L'impact infiniement répété de chaque petite goutte d'eau étant capable de contrebalancer la surrection engendrée par la collision entre plaques, l'érosion et le climat sont responsables des grands reliefs terrestres au même titre que la tectonique à travers une interaction et des phénomènes de rétroaction complexes entre surrection et érosion.

On comprend donc que le signal stratigraphique contient une riche his-

toire de la tectonique et du climat à la fois indirectement via leur influence sur l'évolution du flux sédimentaire produit à l'extérieur du bassin, et directement, puisque tectonique et climat contrôlent les variations du niveau marin et la subsidence à l'intérieur du bassin. Si de nombreuses approches permettent déjà de connaître l'histoire de la subsidence d'un bassin et celle du niveau marin, le nouveau défi est la prédiction des flux sédimentaires aux bassins (Métivier, 1996).

Dans cette brève mise au point, et parmi une multitude d'aspects importants, trois grandes notions apparaissent aujourd'hui fondamentales pour comprendre la genèse et la transmission des signaux environnementaux (tectonique et climat) des montagnes aux bassins sous forme de flux sédimentaire : la notion de système sédimentaire, la notion de temps de réponse, et la notion de dynamique interne des systèmes sédimentaires.

Le système sédimentaire : des montagnes aux bassins

Le signal stratigraphique finalement préservé dans les bassins résulte d'une succession complexe de processus responsables de la production et du transport des sédiments terri-

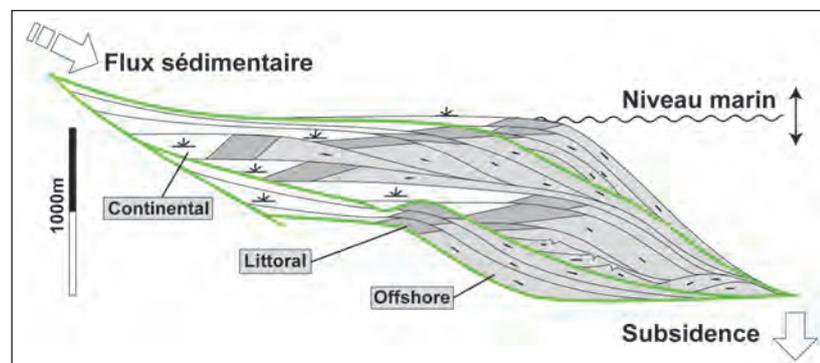


Fig. 2-3. – Le signal stratigraphique. Coupe longitudinale schématique traversant une succession typique de couches sédimentaires déposées sur une marge continentale. La succession de phases d'avancées et de reculs du paysage sédimentaire (suivre le mouvement vers le large puis vers le continent puis vers le large d'un marqueur tel que les dépôts de littoral) constitue un « signal stratigraphique » dont les principales causes peuvent être les variations de subsidence ou du niveau marin dans le bassin, mais aussi des variations du flux sédimentaire qui provient de l'aire source.

Dossier

gènes. Le concept de « système sédimentaire » (fig. 2-4) est une idéalisation des systèmes naturels (Schumm, 1977) qui permet d'identifier les processus pertinents. Il représente un domaine à l'interface lithosphère/atmosphère, composé de trois zones connectées dans lesquelles domine soit l'érosion, soit le transfert ou la sédimentation (Castellfort et Van Den Driessche, 2003).

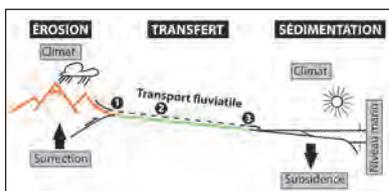


Fig. 2-4. – Le système sédimentaire. La zone en érosion est soumise à des phénomènes tectoniques et climatiques qui produisent un signal de flux sédimentaire (1). Ce signal est ensuite propagé dans les rivières (zone en transfert) sur une distance courte (2, i.e. <300km) ou longue (3, i.e. >300km) jusqu'au bassin sédimentaire. Lors de cette propagation le signal de flux sédimentaire peut être fidèlement transmis mais aussi tamponné, modifié ou détruit. À son arrivée au bassin (zone en sédimentation) le signal de flux sédimentaire combiné aux variations de subsidence et de niveau marin est finalement préservé sous forme de signal stratigraphique.

La zone en érosion est composée des versants, où sont produits les sédiments, et des rivières (*bedrock rivers*, à fond rocheux) qui incisent et drainent les sédiments vers l'aval. Bien que de très nombreux travaux lors des vingt dernières années se soient focalisés sur la compréhension des processus d'érosion et des couplages entre versants et chenaux fluviaux en réponse au climat et à la tectonique, la définition des lois physiques qui déterminent l'érosion reste un challenge pour les prochaines décennies.

La zone en transfert est le domaine des rivières alluviales (dont le lit est couvert de sédiments) qui transportent

les sédiments depuis la zone en érosion jusqu'à la zone en sédimentation. La longueur de cette zone s'étend de 0 pour des reliefs en érosion directement connectés aux bassins (par exemple dans les blocs de failles normales), à plusieurs centaines ou milliers de kilomètres pour les grands systèmes modernes qui drainent les chaînes de montagne. La zone en transfert est essentiellement soumise, au niveau de sa limite amont, à des variations d'apports d'eau et de sédiment en provenance de la zone en érosion, et à des variations du niveau de base au niveau de sa limite aval (niveau marin, niveau du lac et subsidence).

La zone en sédimentation piège les sédiments dans une variété d'environnements marins ou continentaux. Elle est soumise aux variations du flux sédimentaire au niveau de sa frontière amont, et aux changements du niveau marin et à la tectonique qui modifient l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments.

Pour comprendre l'enregistrement sédimentaire de l'évolution des paysages terrestres il est nécessaire de comprendre le fonctionnement du système sédimentaire dans son ensemble. Cette idée est ainsi unificatrice de disciplines classiquement séparées telles que la sédimentologie, la géomorphologie et la climatologie.

Temps de réponse : évaluer la réaction des zones en érosion et des rivières à des perturbations climatiques et tectoniques.

Quand interviennent des perturbations tectoniques ou climatiques, chaque élément du paysage répond avec une réactivité qui lui est propre (glissements de terrain, transport fluvial, formation des sols, crues...). L'intégration de ces réponses individuelles définit un temps de réponse pour chacune des zones du système sédimentaire. La notion de réponse

est associée à la notion d'équilibre. Le profil d'une rivière peut par exemple être invariable au cours du temps (en équilibre) lorsque l'érosion sur le fond égale parfaitement la surélévation tectonique. Le temps de réponse est le temps requis pour revenir à l'équilibre après un changement des conditions aux limites. Il détermine donc le degré de transmission d'un signal par le système considéré. Par exemple si une rivière est soumise, à son entrée, à une variation du flux sédimentaire sur une période de T années mais que le temps de réponse de cette rivière est largement plus grand que T , alors la variation du flux sédimentaire initiale ne sera pas transmise ou seulement partiellement par la rivière.

L'estimation des temps de réponse des différents éléments du système sédimentaire est rendue difficile par le fait que l'on connaît en général mal la nature et la magnitude des perturbations qu'ils ont subies. Plusieurs études basées sur des expériences en laboratoire ou des modélisations numériques suggèrent que le système couplé versants-réseau (zone en érosion) est généralement « réactif » (fig. 2-5c) face aux changements climatiques même rapides (< 10 000 ans). Les bassins drainant des chaînes de montagne (longueur > 25 km) semblent au contraire « tamponner » les changements tectoniques intervenant sur des périodes inférieures à 250 000 ans (Whipple, 2001), mais ceux drainant des blocs soulevés de petite taille (< 25 km) comme dans les zones en extension (type *Basin and Range*) peuvent être plus réactifs et répondre rapidement à des variations de soulèvement sur des périodes de 50 000 ans et plus (Allen et Densmore, 2000).

Une inconnue fondamentale est de savoir si les variations du flux sédimentaire que produisent ces perturbations dans l'aire source vont ensuite être transmises par les rivières

(zone en transfert) jusqu'aux bassins. La mesure du flux sédimentaire au débouché des grandes rivières semble indiquer un apport constant de matériel lors des derniers millions d'années malgré les changements climatiques fréquents et intenses bien connus du Plio-Pléistocène sur des périodes de 20 000 à 100 000 ans (Métivier et Gaudemer, 1999). Cette observation est cependant en contradiction avec la réponse drastique de certains systèmes fluviaux tels que le Gange-Brahmapoutre, aux changements climatiques de l'Holocène. Des expériences en laboratoire (Berg van Saparoea et Postma, 2008) ainsi que des simulations numériques d'écoulement d'eau et transport des sédiments (Simpson et Castellort, 2012) suggèrent que les systèmes fluviaux sont très réactifs à toute perturbation du flux d'eau (fig. 2-5c), expliquant ainsi pourquoi certaines grandes rivières semblent avoir répondu fortement aux variations climatiques récentes. La réponse des rivières pourrait même amplifier le signal initial (fig. 2-5c) en raison d'une dépendance non-linéaire de la pente des rivières au flux d'eau. En revanche, ces expériences et simulations montrent que les rivières vont généralement tamponner les variations à haute-fréquence du flux sédimentaire provenant de l'aire source si celles-ci ne sont pas accompagnées de changements du flux d'eau (fig. 2-5ab). Un signal d'origine purement tectonique, c'est-à-dire sans changement du flux d'eau, serait donc atténué et potentiellement complètement éliminé lors de sa transmission par les systèmes fluviaux. L'enregistrement sédimentaire n'en préserverait ainsi au mieux qu'une signature partielle ne permettant pas de comprendre le signal initial.

Dynamique interne des paysages

Dans chacune des zones du système sédimentaire, le mouvement des sédiments est fréquemment contrôlé

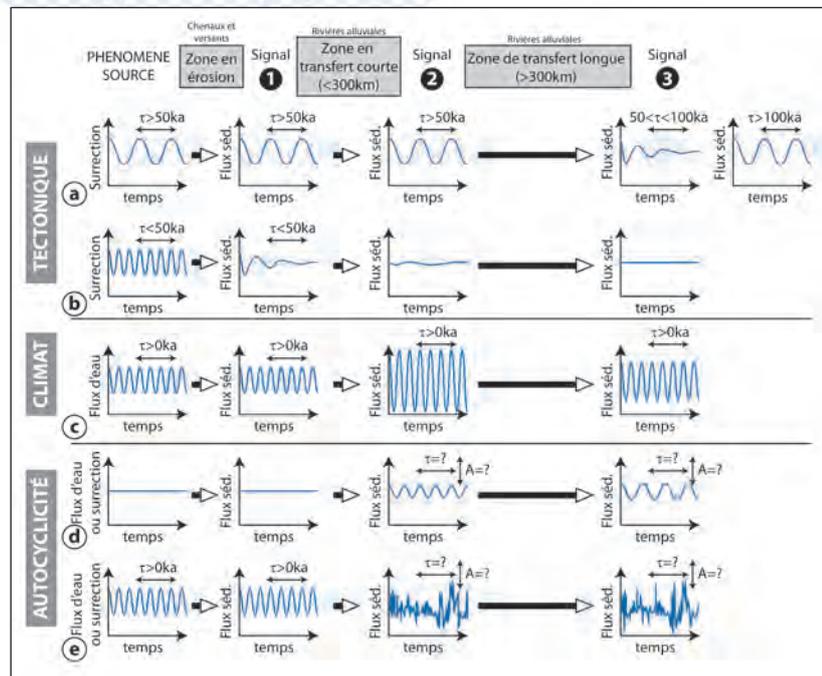


Fig. 2-5. – Génération et propagation du signal de la source au bassin. a) Des variations du taux de surrection de période supérieure à 50 ka sont transmises sous forme de flux sédimentaire par une zone en transfert même longue si la période de ces variations excède 100 ka. Si la période est comprise entre 50 et 100 ka, le signal tectonique est tamponné. b) Des variations de taux de surrection de période inférieure à 50 ka vont être altérées par les processus d'érosion sur les versants et dans les chenaux, puis progressivement tamponnées par la zone en transfert. c) Une variation du flux d'eau d'origine climatique est fidèlement transformée en signal de flux sédimentaire par les processus d'érosion puis est amplifiée par le transfert dans les rivières. Le degré d'amplification diminue avec la taille de la zone en transfert. d) En l'absence de phénomènes tectoniques ou climatiques, les processus de transport au sein de la zone en transfert (rivières) peuvent créer des variations périodiques du flux sédimentaire. La période et l'amplitude de ces variations « autocycliques » du flux sédimentaire sont encore mal connues. e) Des cycles tectoniques ou climatiques dans l'aire source peuvent être détruits par la dynamique interne de la zone en transfert, de telle sorte que le signal finalement délivré au bassin a effacé toute signature des phénomènes initiaux. Les numéros 1, 2 et 3 renvoient 1) à la sortie de la zone en érosion (fig. 2), 2) à une zone en transfert courte (< 300 km), et 3) à une zone en transfert longue (> 300 km).

par des seuils critiques non-linéaires, c'est-à-dire en dessous desquels il n'y a pas transport sédimentaire. Une dynamique interne au système sédimentaire émerge de la superposition, de la succession et des interactions complexes entre ces processus de seuil. Cette dynamique interne se manifeste à plus grande échelle par des fluctuations des taux de transport des sédiments même lorsque les conditions aux limites du système sédimentaire sont stables. Ces fluctuations « autogéniques » du flux sédimentaire peuvent avoir deux effets : 1) elles peuvent d'abord cacher ou

détruire les signaux primaires dans une forme de « bruit de fond » (fig. 2-5e; Jerolmack et Paola, 2010) ; et 2) elles peuvent aussi produire un « faux » signal qui pourrait être confondu avec un signal primaire tectonique ou climatique (fig. 2-5d). Pour savoir si ces effets sont importants, l'inconnue fondamentale qui reste à étudier concerne la magnitude et la fréquence de ces signaux autogéniques dans la nature. Classiquement les signaux autogéniques ont été considérés comme présents sur des périodes trop courtes et avec des amplitudes trop faibles pour altérer

Dossier

ou oblitérer la signature des signaux primaires tels que climatiques ou tectoniques avec des périodes de plusieurs dizaines de milliers d'années. Cependant, récemment, l'étude en laboratoire de l'effet des avulsions répétées des rivières sur le remplissage des bassins fluviaux suggère que le temps caractéristique de la dynamique interne de ces rivières pourrait être de l'ordre de 100 000 ans dans le cas du Mississippi (Wang *et al.*, 2011), c'est-à-dire de l'ordre de 100 fois plus longue que le cycle des avulsions simples du Mississippi (~1300 ans). Si tel est le cas pour d'autres systèmes alluviaux, la dynamique interne des systèmes sédimentaires pourrait bien aussi perturber notre lecture des signaux primaires dans l'enregistrement sédimentaire au débouché des rivières.

S. CASTELLORT et G. SIMPSON

L'incision fluviale des orogènes actifs

Dans la plupart des paysages, hormis les zones désertiques ou englacées, le réseau hydrographique a un rôle prépondérant sur l'érosion. Les rivières y jouent le double rôle de convoyeur des sédiments en provenance des versants et celui du contrôle du niveau de base des versants. À ce titre, le réseau fluvial représente en quelque sorte l'ossature du paysage, sur lequel viennent s'appuyer les versants. Qui plus est, dans les orogènes actifs, le relief moyen associé au réseau fluvial représente une majorité voire l'essentiel de l'altitude moyenne de la topographie. Bien qu'elles ne représentent qu'une fraction de la surface totale du paysage, les rivières, via leur vitesse d'encasement, sont au cœur de l'évolution de la topographie à grande longueur d'onde et des couplages climat/tectonique/érosion. Cette constatation a

motivé depuis une quinzaine d'années un nombre croissant d'études sur l'incision fluviale dans les zones orogéniques dans l'espoir de décrypter la réponse de l'érosion aux forçages tectoniques et climatiques, ou celui d'interpréter les formes du relief en termes de vitesses de soulèvement tectonique sous-jacent ou de changement dans ces vitesses.

Historiquement, les premières observations géomorphologiques ont permis d'identifier les processus de l'incision du substrat rocheux : abrasion du fond par les galets ou la charge en suspension sableuse, détachements par les forces hydrodynamiques d'éléments pré-facturés, phénomènes de cavitation, altération... Ces observations avaient également permis de pointer du doigt le rôle dual des sédiments transportés comme agent de l'abrasion et éléments protecteurs lorsqu'ils forment une couche statique sur le fond (Gilbert, 1877), tout comme la difficulté d'identifier les crues et événements morphogènes dans ces phénomènes d'incision du substrat rocheux.

Les études géomorphologiques plus récentes ont abordé la problématique de manière plus quantitative suivant 3 axes principaux :

- 1) le test et la calibration de lois empiriques en s'appuyant sur les topographies numériques, l'extraction automatique du profil en long des rivières et sur les nouvelles méthodes de datation permettant de mieux contraindre les vitesses d'encasement des systèmes fluviaux ;
- 2) des études analogiques ou expérimentales permettant le développement de modèles théoriques ;
- 3) des mesures in-situ des vitesses d'incision à l'échelle d'une crue ou d'une année.

Approches morphométriques et modèles heuristiques

Lorsqu'une rivière ou un torrent dévale le fond d'une vallée, l'eau

transportée perd au fur et à mesure son énergie potentielle de gravité. Cette énergie est principalement dissipée en chaleur par les frictions internes au fluide qui s'écoule et par les frictions induites par la rugosité du fond et les berges. Durant les épisodes de crues (soit quelques % sur l'année), cette friction va être suffisante pour déloger les galets et mobiliser la couverture alluviale qui recouvre fréquemment le lit des rivières afin de permettre l'incision du substrat rocheux. Une combinaison de processus, dont l'importance relative est encore mal contrainte, sont mis en œuvre sur le fond et les berges de la rivière afin d'inciser le substrat rocheux. In fine, une très faible proportion de cette friction va être utilisée pour inciser le substrat rocheux. À titre d'exemple, l'énergie nécessaire pour inciser une roche calcaire à 1 mm/an représente seulement quelques % de l'énergie dissipée en friction sur le fond. Les modèles heuristiques les plus utilisés ont en commun de donner un rôle essentiel à cette puissance hydraulique indépendamment du rôle des sédiments en tant qu'outil d'abrasion. Le modèle le plus commun dit « limité par le détachement » (DL) (e.g. Howard et Kerby, 1983) suppose que c'est la puissance requise pour inciser le substrat rocheux qui conditionne l'évolution du profil de rivière, c'est-à-dire qu'elle est bien supérieure à la puissance minimum requise pour transporter la charge sédimentaire, ou qu'elle s'établit en moyenne en proportion de l'énergie totale dissipée par la rivière. À l'inverse, le modèle dit « limité par le transport » (TL) (Willgoose *et al.*, 1991) suppose que c'est en premier lieu la nécessité pour la rivière d'adapter sa capacité de transport aux flux de sédiments à transporter qui contrôle l'évolution du profil de rivière à l'instar d'une rivière alluviale. À grande échelle et dans le cas de rivières en quasi-équilibre avec le sou-

lèvement tectonique (l'incision fluviale opère à une vitesse opposée à la vitesse de surrection tectonique), ces deux familles de modèles peuvent être difficilement discriminées car elles prédisent une concavité du profil en long des rivières peu différente (Whipple et Tucker, 2002). Cependant l'interprétation des variations de la forme de la rivière (ruptures de pente, de largeur) n'est pas la même : en DL, elles correspondent à des variations locales de la lithologie ou du taux de surrection, alors qu'en TL elles témoignent de variations de flux sédimentaires. Par ailleurs, les réponses transitoires sont très différentes, notamment suite à une chute du niveau de base : un modèle DL va prédire la propagation vers l'amont d'un point d'inflexion ou rupture de pente (*knickpoint*) dans le profil, tandis qu'un modèle TL prédit une diffusion progressive de la perturbation sur l'ensemble du profil. Pour l'heure les études basées sur de telles caractéristiques discriminantes apportent des résultats contradictoires : tantôt

le modèle DL paraît le plus explicatif (e.g. Attal *et al.*, 2011), tantôt le modèle TL semble beaucoup plus approprié (e.g. Loget *et al.*, 2006). Ces observations soulignent les limites des modèles actuels et la nécessité de développer des modèles intégrant une phénoménologie plus complète de l'incision et du transport sédimentaire, (e.g. Davy et Lague, 2009).

En parallèle et en dépit de ces limites, la comparaison entre puissance hydraulique et vitesses d'incision, telles que mesurées à partir de terrasses fluviales, a permis dans différents orogènes actifs d'établir des relations empiriques entre ces deux variables (Lavé et Avouac, 2001). De telles relations ont une portée régionale mais peuvent parfois revêtir un caractère prédictif utile en première approximation lorsque l'on désire évaluer de manière rapide et étendue l'amplitude et les variations spatiales de l'incision (fig. 2-6) afin d'identifier des structures tectoniquement actives. Les méthodes basées sur la mesure de

la pente des rivières normalisée par l'aire drainée (*steepness index*, dont l'interprétation est également sous-tendue par le modèle DL) sont désormais fréquemment utilisées en complément des analyses morphostructurales traditionnelles (Kirby *et al.*, 2012). La modélisation numérique de l'évolution des rivières permet aussi de tester des scénarios d'évolution comme la remise en eau de la mer Méditerranée à la fin de la crise messinienne (García-Castellanos *et al.*, 2009) ou l'évolution de systèmes orogéniques couplant processus de surface et déformation tectonique. Mais là encore la communauté est toujours à la recherche d'un consensus sur les formes exactes de la relation à utiliser et son caractère universel ou non.

Études analogiques ou expérimentales

Une autre piste de recherche consiste à étudier à petite échelle les processus d'érosion du substrat rocheux et ce au travers de dispositifs expérimentaux permettant de reproduire le flux de graviers ou de galets sur un substrat rocheux. Étant donné la difficulté à instrumenter les rivières torrentielles durant les événements de crues, ces expériences apportent des contraintes essentielles sur les relations entre abrasion, géométrie du chenal, débit d'eau et flux sédimentaire. La plupart des études menées (e.g. Johnson et Whipple, 2007) soulignent le rôle majeur de la charge sédimentaire dans l'incision fluviale. Ces études ont permis de formuler ou de valider des modèles plus mécanistiques (Sklar et Dietrich, 2004) de l'incision fluviale. Dans ces modèles on retrouve notamment la dualité du rôle des sédiments observée par G.K. Gilbert, à savoir un rôle d'outil de l'abrasion quand la rivière a une surcapacité à transporter sa charge sédimentaire et un rôle de protection du substrat quand le fond est couvert de matériel alluvial. La difficulté réside

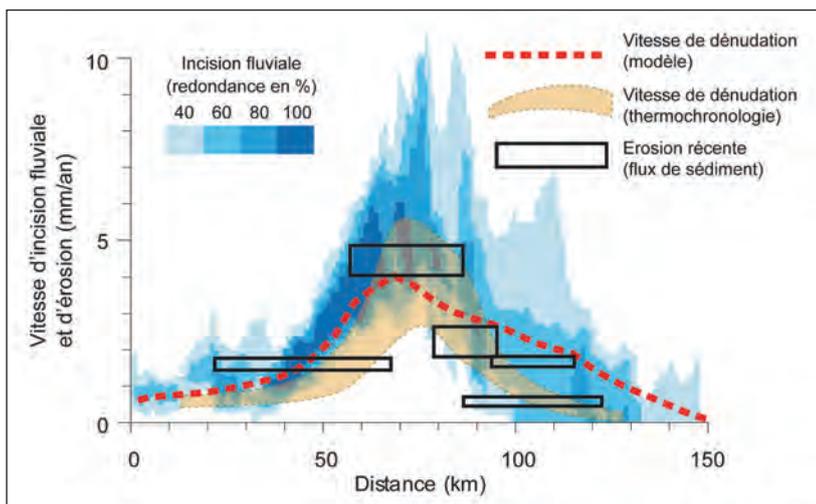


Fig. 2-6. – Profil d'incision au travers de la chaîne de l'Himalaya central basé sur un modèle simple relié à une variable purement hydrodynamique (modèle DL) et calibré au front de la chaîne. L'image correspond à la somme de 5 profils de rivières transhimalayennes (Lavé et Avouac, 2001) et offre au premier ordre une estimation en bon accord avec d'autres méthodes basées sur la thermochronologie basse température, sur les flux de sédiments actuels associés à des études de provenance des sables de rivière. Un tel profil d'incision permet d'estimer au premier ordre, rapidement et à moindre coût, les structures himalayennes tectoniquement actives et de tester des modèles thermomécaniques d'évolution de la chaîne himalayenne (courbe rouge en trait pointillé).

ensuite dans la transposition d'une telle loi aux systèmes naturels c'est-à-dire dans le changement d'échelles spatiale et temporelle. Ceci nécessite de prendre en compte : les deux mécanismes principaux de l'incision fluviale, à savoir l'abrasion et le détachement de fragments en tenant compte du degré de fracturation du substrat ; la distribution granulométrique hétérogène de la charge sédimentaire ; l'intégration de la loi élémentaire sur l'ensemble de la distribution des crues en suivant l'évolution de la couverture sédimentaire au cours du temps (Lague, 2010) ; la complexité du transport sédimentaire dans les rivières torrentielles et le caractère stochastique des flux de sédiments en provenance des versants. Il n'est pas impossible que des lois simples du type de celles qui sont actuellement utilisées en DL émergent de ce changement d'échelle, mais un tel lien n'a pour l'instant pas été démontré. Étant donné la complexité du problème, seule une nouvelle génération de modèles numériques de rivières intégrant ces éléments permettra de déterminer quels sont les éléments de complexité de l'incision fluviale qui sont dominants à long terme.

Mesures *in-situ* des vitesses d'incision à l'échelle d'une crue ou d'une année

Une étape complémentaire, voire nécessaire, à ce changement d'échelle consiste à mesurer *in-situ* l'abrasion du substrat rocheux au cours d'une crue ou d'une année. Initialement basée sur une mesure ponctuelle de résolution millimétrique durant les périodes d'étiage (Hartshorn *et al.*, 2002), ce type d'approche bénéficie depuis quelques années du développement de nouveaux instruments : scanners 3D pour suivre les variations de topographie du fond ou des berges des rivières, capteurs d'impacts ou méthodes basées sur l'enre-

gistement sismique pour estimer les flux de charge de fond au cours des crues, capteur d'érosion *in-situ* (fig. 2-7). En combinant ces mesures instantanées à une modélisation stochastique du problème permettant le changement d'échelle, l'objectif est de contraindre le problème de l'incision fluviale depuis des échelles de temps courtes (où une approche mécanistique du problème est possible) jusqu'aux temps longs (pertinents pour la compréhension de l'évolution des paysages et la géomorphologie tectonique).

En attendant les résultats futurs de ces approches combinant étroitement mesure et modélisation, on peut pour l'instant tirer plusieurs enseignements des recherches sur les quinze dernières années :

1) il n'existe pour l'instant pas de modèle d'incision offrant une cohérence entre les prédictions théoriques, les résultats expérimentaux et la diversité des géométries et dynamiques transitoires des rivières observées dans la nature ;

2) il est néanmoins clair que la relation fonctionnelle de la loi d'incision fluviale a une implication forte sur la géométrie des rivières et sur celles des topographies de montagne, ainsi que sur leurs réponses aux différents forçages (tectonique, climat, niveau de base...) ;

3) les modèles empiriques, issus des mesures macroscopiques sur les systèmes naturels, indiquent un accroissement de l'incision avec une augmentation de la puissance hydraulique. Ceci entraîne comme première conséquence, une sensibilité de l'incision à l'amplitude du gradient des rivières qui favorise une rétroaction négative de l'érosion sur la topographie, ce qui permet à certains orogènes d'atteindre un état qualifié d'équilibre dynamique. La seconde conséquence est une sensibilité aux débits des rivières et donc aux précipitations qui explique bien pourquoi

les zones soumises aux plus fortes vitesses de surrection et d'érosion correspondent pour l'essentiel à des régions très arrosées (Alpes de Nouvelle-Zélande, Taiwan, Himalaya central).

J. LAVÉ et D. LAGUE

Modélisation expérimentale de rivières

Qui n'a jamais été fasciné par ces immenses plaines alluviales formées à marée basse sur les plages ? Là, alors que la mer se retire, l'eau qui s'écoule au travers du sable poreux suinte et, par érosion et transport des grains de sable, développe progressivement un réseau magnifique de chenaux formant d'immenses tresses qui s'allongent à perte de vue à mesure que les flots s'éloignent. Le premier à avoir reproduit ces chenaux est probablement Tomas Augustus Jaggar qui, en 1908, relate la première expérience de sape à Harvard. Les réseaux qu'il crée alors sont très similaires aux rivières de plage. Il fabrique en outre dans son laboratoire des modèles réduits de reliefs en mettant au point un des premiers brumisateurs artificiels. Depuis lors, l'expérimentation sur modèles réduits s'est révélée une aide précieuse pour comprendre la dynamique des reliefs qui nous entourent (Schumm *et al.*, 1987 ; Métivier *et al.*, sous presse ; Paola *et al.*, 2009 ; Yalin, 1971).

Les deux types de modèles expérimentaux de rivières

On distingue couramment deux types de modèles expérimentaux. Les expériences en canal inclinable (fig. 2-8) et les expériences sur plans inclinés (fig. 2-9) (Lajeunesse *et al.*, 2010 ; Métivier *et al.* sous presse). Les canaux sont couramment utilisés en mécanique des fluides et en hydraulique. Ils servent à étudier les

propriétés d'un écoulement et ses interactions potentielles avec des sédiments : il existe ainsi de nombreuses études sur la dynamique du transport en suspension ou sur le fond, de l'érosion (érosion d'un lit ou abrasion des particules transportées) et sur les instabilités qui conduisent à la mise en place de formes de lit comme les rides, les dunes et les barres.

Les expériences sur plan incliné permettent de développer des modèles réduits de rivière incluant non plus simplement les interactions d'un écoulement avec un lit mais intégrant aussi l'influence des berges et offrant la possibilité pour elles de se déformer. Ces modèles permettent le développement d'une plaine alluviale.

L'intérêt premier de ces expériences est qu'elles sont conduites dans des conditions simplifiées et contrôlées (matériau utilisé, conditions aux limites, conditions initiales). Elles permettent d'effectuer des mesures précises des grandeurs de l'écoulement et du transport (fig. 2-9) (Limare *et al.*, 2011 ; Tal *et al.*, 2012). Elle se révèlent donc extrêmement importantes car ce sont elles qui vont permettre de valider des modèles théoriques ou empiriques utilisés ensuite soit en ingénierie soit en géomorphologie pour comprendre l'évolution des systèmes alluviaux.

En outre, elles permettent de reproduire la dynamique d'un système alluvial, dynamique très lente qu'il est souvent impossible d'observer en milieu naturel. En effet la contraction d'échelle s'accompagne d'une contraction du temps, caractéristiques sur lequel un système géophysique évolue. Des rivières d'un ou de quelques mètres évoluent sur des échelles de temps en heures là où les systèmes naturels évoluent sur des échelles de temps qui vont jusqu'à plusieurs milliers d'années.

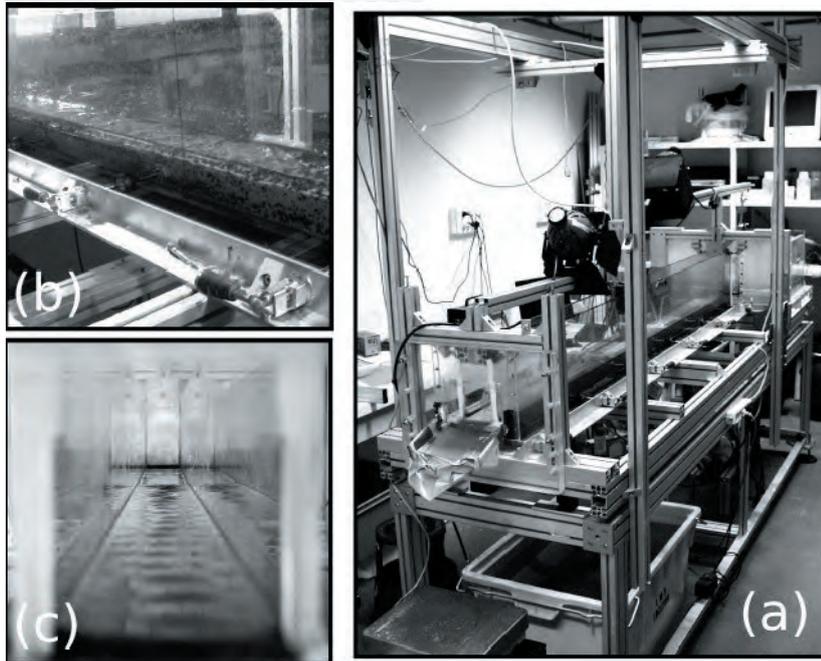


Fig. 2-8. – (a) Chassis d'un canal hydraulique inclinable (2 x 0,1 m). Il est alimenté par une bac à débordement et l'eau, en circuit fermé, est mise en circulation par une pompe. (b) Expérience d'étude de transport d'un sédiment composé de deux tailles de grains (écoulement de l'arrière vers l'avant). (c) Vue vers l'amont du canal en eau. On voit très bien les oscillations de la surface libre de l'écoulement.

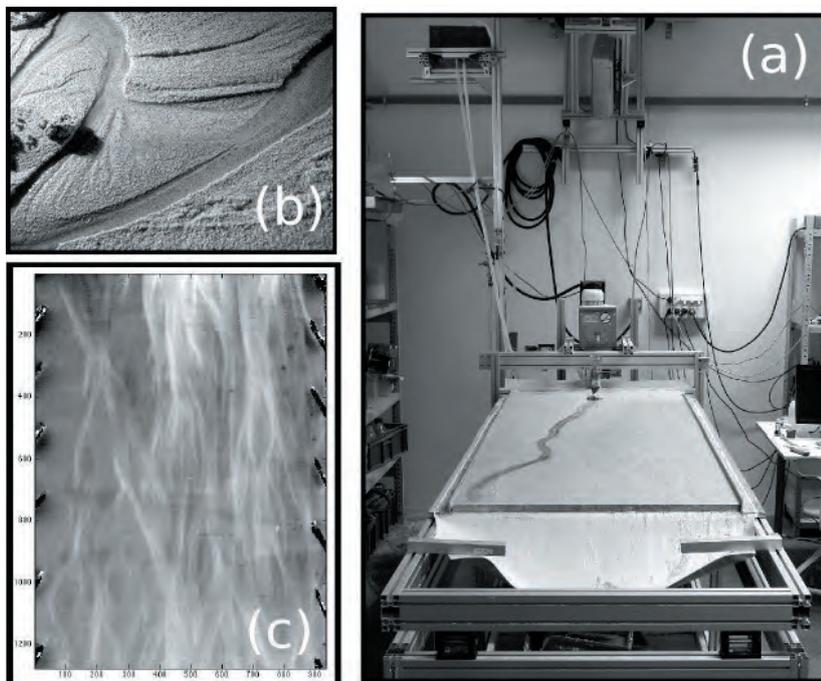


Fig. 2-9. – (a) Dispositif expérimental d'un modèle réduit de rivière à lit mobile monté sur plan incliné (2 x 1 m). L'eau est mise en circulation par une pompe et le débit strictement contrôlé par un château d'eau. L'alimentation en sédiment est indépendante et se fait par un dispositif dit de vis d'Archimède. (b) Zoom sur une expérience de formation d'un méandre en incision. Écoulement de la droite vers la gauche ; la largeur est de 1 cm environ. (c) Topographie d'un réseau en tresses expérimental. En blanc, on distingue les zones creusées (sous le niveau d'origine) qui correspondent aux traces laissées par les chenaux successifs (échelle de l'image : largeur = 70 cm, écoulement du bas vers le haut).

Dossier

Modèles réduits et mise à l'échelle

Une question se pose rapidement dès que l'on développe une approche expérimentale. Si les rivières – modèle de laboratoire – ressemblent indéniablement aux objets naturels, quelles conclusions quantitatives peut-on tirer de leur étude ? Comment transposer au monde réel les observations faites sur des modèles réduits (Lajeunesse *et al.*, 2010) ? La réponse à ces questions demande le recours à une analyse mathématique, l'analyse aux dimensions, qui permet de transcrire un principe assez simple de façon quantitative : les lois de la physique sont fondamentalement indépendantes des unités de mesure définies par l'homme pour les appréhender. Il doit donc être possible de réécrire toute équation décrivant les phénomènes physiques sous une forme sans dimension – c'est-à-dire qui ne fait pas intervenir d'unité –. Dans ces conditions, un modèle réduit, s'il est une représentation fidèle de la réalité doit pouvoir se modéliser, s'expliquer ou s'appréhender, grâce aux mêmes équations sans dimension que l'objet qu'il est censé reproduire. À cette fin un théorème mathématique, le théorème de Buckingham, stipule que si « n » variables indépendantes s'expriment dans « m » dimensions on peut construire n-m variables sans dimensions indépendantes obtenues à partir du produit des variables dimensionnées (Barenblatt, 1996).

Si, par exemple, on étudie une section de rivière d'une largeur W (en mètres) et d'une hauteur H (en mètres également), on peut par application du théorème de Buckingham construire $2-1 = 1$ produit sans dimension W/H nommé le rapport d'aspect de la rivière. Si on suppose que le diamètre moyen ou médian D des grains qui composent le lit est aussi une variable permettant de comprendre la section d'une rivière on aura trois variables

(W, H, D) s'exprimant dans une dimension (une longueur en mètres), soit deux produits sans dimension indépendants, le rapport d'aspect déjà défini et au choix soit le rapport H/D soit le rapport W/D. On peut vérifier que $H/D = (W/D)/(W/H)$ et $W/D = (W/H)/(H/D)$ ou encore $W/H = (W/D)/(H/D)$. Le choix des deux paramètres est donc *a priori* arbitraire. Dans la pratique, en ce qui concerne une section de rivière on choisit habituellement les deux produits suivants W/H et H/D. Dans l'idéal un modèle réduit dont l'objectif serait de reproduire une rivière donnée dont on connaît les dimensions caractéristiques (W, H, D) devrait donc avoir des dimensions (w, h, d) telles que les produits sans dimensions sont égaux $W/H = w/h$, $H/D = h/d$. Le choix d'un des paramètres w, h, d du modèle réduit permet alors d'en déduire les valeurs des deux variables restantes.

Dans les faits, une rivière n'est pas simplement une section, il y coule de l'eau et des grains sont mis en mouvement. La vitesse de l'eau intervient, sa viscosité, sa masse volumique et celle des sédiments, tout comme l'accélération de la pesanteur. Le système physique « rivière » n'est donc pas caractérisé par trois variables mais par un nombre plus important. Si une analyse aux dimensions est toujours souhaitable, il devient impossible de conserver tous les produits sans dimension sensu stricto lors du passage au modèle réduit. Heureusement tous ces produits ne sont pas d'égale importance en fonction des questions scientifiques abordées. Il devient alors possible de simplifier l'analyse en ne conservant que les produits pertinents.

Le profil en long d'une rivière

Une expérience emblématique est celle menée par L. Malverti et coll. (2008). Elle consiste en une étude du profil en long d'une rivière. Afin de simplifier le problème la rivière est

modélisée par un chenal droit inclinable (comme celui de la fig. 2-8) dont le lit est couvert d'un sable uniforme. Du fait de sa petite taille l'écoulement dans le modèle est laminaire et non turbulent comme dans une rivière naturelle. Le premier résultat de l'étude est de montrer que la loi de transport des grains qui compose le lit suit la même forme (le même type d'équation à un facteur de proportionnalité près) que dans une rivière naturelle. Poussant l'analogie, ces auteurs montrent que l'évolution du profil de la rivière, à la suite d'un changement de débit d'eau ou de sédiments ou du jeu d'une faille par exemple, suit la même équation d'évolution (une diffusion non linéaire) qu'une rivière naturelle. De la même façon que pour le transport de grains, seuls les pré-facteurs changent et dépendent du type d'écoulement. Cette étude montre donc que les modèles réduits de rivières se comportent fondamentalement comme leurs analogues naturels et que le profil en long d'une rivière dépend au premier ordre de deux nombres sans dimension, la pente critique de mise en mouvement des grains et une constante de diffusion. Enfin et surtout, les auteurs montrent qu'il est tout à fait possible de tirer des résultats quantitatifs de l'étude de modèles expérimentaux, même miniatures !

Conclusion

Les reliefs qui nous entourent s'érodent sous l'effet de l'eau, du vent et de la glace. Les rivières sont le principal vecteur de transport et de dépôt des masses arrachées aux chaînes de montagnes. Ces rivières, en outre, incisent dans la roche et forment des vallées qui au gré des changements climatiques et du jeu de la tectonique, vont se creuser ou se remplir laissant ainsi dans le paysage une empreinte des paysages anciens. Les expériences que nous venons de décrire de façon succincte, parce qu'elles permettent d'appréhender les mécanismes de

base de l'érosion et du transport fluvial, parce qu'elles offrent la possibilité de contracter le temps, sont un outil précieux dans notre quête d'une compréhension globale de l'évolution des paysages de notre planète.

F. MÉTIVIER, E. LAJEUNESSE,
O. DEVAUCHELLE, A. LIMARE,
L. GUÉRIT, M. HOUSSAIS,
G. SEIZILLES, P. MEUNIER,
L. MALVERTI, H. BOUQUEREL

Les terrasses marines, marqueurs de l'interaction entre soulèvement et oscillation du niveau de la mer

Là où terre et océan se rencontrent, la mer laisse de nombreuses traces, concentrées près de sa surface (appelée par fois niveau « zéro »). L'océan peut soit éroder la côte ou bien permettre le dépôt de sédiments : on parlera alors respectivement de formes d'abrasion ou de formes dépôt. Le niveau moyen de la mer va avoir tendance à former des morphologies plus

ou moins horizontales (plates-formes). Par ailleurs, si la côte considérée se soulève (tectonique, rebond glaciaire), ces morphologies vont être fossilisées en position émergée : on parle alors de terrasse marine.

Les formes côtières d'érosion sont essentiellement représentées par les plateformes d'abrasion présentes en avant des falaises côtières (cf. la côte de craie de Haute-Normandie). Ces morphologies d'érosion sont formées par une conjonction de facteurs incluant les vagues, les marées et l'altération chimique ou biologique. Les morphologies de dépôt sont variées : les dépôts de plage qui sont des accumulations hétérogènes de galets, sables et coquilles, ou encore les récifs coralliens.

Depuis le Pliocène, le niveau de la mer a fluctué au rythme des variations climatiques. En période glaciaire, froide, une partie de l'eau de mer est transférée dans les calottes glaciaires et le niveau de la mer est plus bas qu'en période interglaciaire, chaude. Ces alternances glaciaire/interglaciaire se sont amplifiées il y a environ 800 000 ans (limite Pléistocène infé-

rieur/ Pléistocène moyen), pour atteindre une cyclicité d'environ 100 000 ans et une amplitude d'environ 120 m. Il est remarquable que le niveau de la mer en période interglaciaire a atteint toujours à peu près le même niveau, équivalent au niveau actuel (à ± 10 m, Siddall *et al.*, 2006, cf. fig. 2-11b).

Soulèvement

L'interaction entre soulèvement et oscillation du niveau de la mer conduit à la conservation de séquences de morphologies côtières (terrasses par exemple) correspondant chacune à un haut niveau marin interglaciaire (Lajoie *et al.*, 1991). Ainsi, lorsqu'on « monte » dans une séquence, on retrouve l'enregistrement de plus en plus ancien, chaque « marche » dans la séquence étant séparée de la précédente par environ 100 000 ans (durée d'un cycle glaciaire). Chaque terrasse est alors facilement datée et son altitude donne le soulèvement total depuis l'époque de sa formation (on peut en dériver son taux de soulèvement, fig. 2-10 et 2-11).

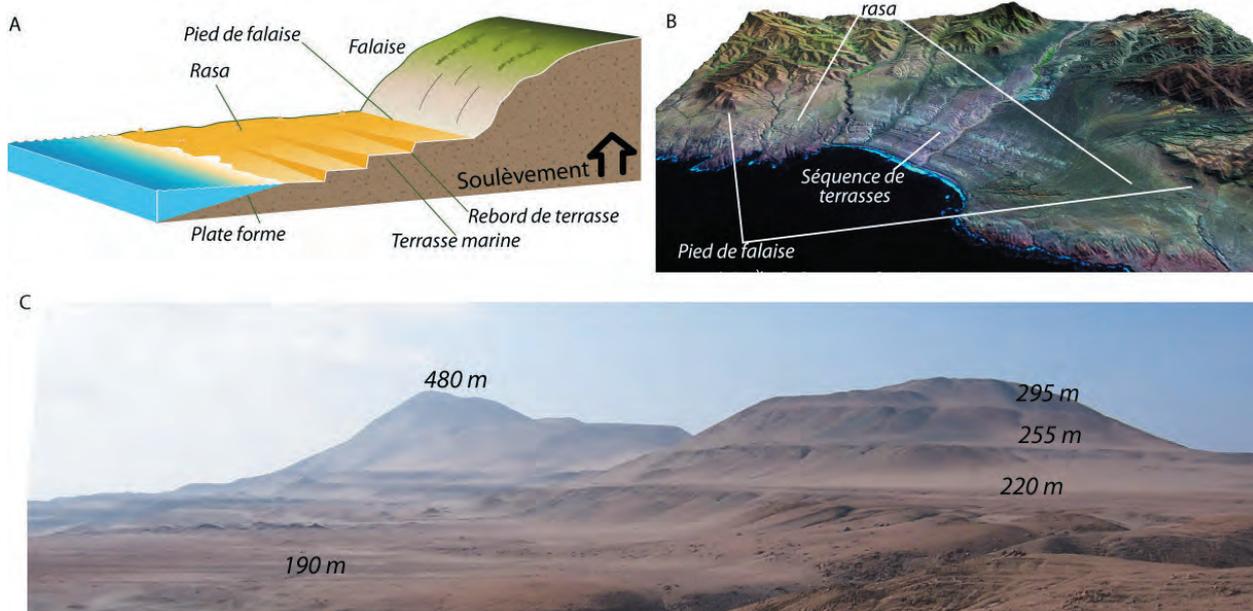


Fig. 2-10. – Morphologie des terrasses marines et rasa. A) schéma. B) image satellite en relief de la zone de Chala au Pérou. C) Vue de terrasses d'abrasion à San Juan de Marcona (Pérou) ; les altitudes des terrasses sont indiquées.

Dossier

Comme souvent, l'exposé précédent est un peu schématique et les chercheurs doivent tenir compte d'un certain nombre de subtilités. Les morphologies côtières marines n'enregistrent pas exactement le niveau « zéro », certaines pouvant se former au-dessus du niveau de la mer comme les plages, d'autres en-dessous comme les récifs. De plus, les niveaux marins interglaciaires ne sont pas exactement équivalents à l'actuel, certains étant plus élevés, d'autres plus bas. Certaines périodes interglaciaires peuvent de plus se décliner en plusieurs niveaux hauts de la mer. Enfin, les variations quaternaires du niveau de la mer ne sont pas les mêmes où que l'on se trouve sur le globe : il existe dans la littérature un certain nombre de courbes différentes pour l'historique du niveau de la mer.

Néanmoins, nous savons faire les corrections afin de calculer le plus finement possible les taux de soulèvement. On utilise la formule $U = (dz - e)/dt$, où U est la vitesse de soulèvement, dt est l'âge de l'interglaciaire considéré, e le niveau de la mer correspondant, et dz est la différence d'altitude entre un point de la terrasse et son équivalent morphologique actuel (souvent on prend le pied de falaise actuel et le pied de falaise ancien, cf. fig. 2-11). Dès lors, il est possible d'utiliser les terrasses pour faire des cartes de soulèvement (Pedoja *et al.*, 2011), pour calculer la vitesse de déplacement des failles qui décalent des terrasses (Saillard *et al.*, 2011), ou encore pour calculer des vitesses de plissement (Grant *et al.*, 1999).

Datations

Nous avons vu que la morphologie de la séquence des terrasses permet à elle seule de donner des contraintes temporelles qui se révèlent souvent fiables, c'est ce qu'on appelle la chronostratigraphie. Des

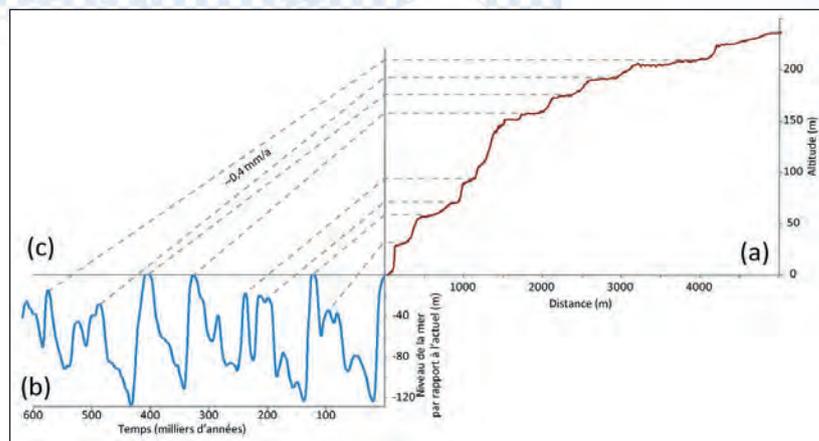


Fig. 2-11. – Relation terrasses et taux de soulèvement, exemple de Chala (Pérou), d'après les données de M. Saillard (2008). Cette représentation classique montre le profil topographique des terrasses (a), chacune correspondant à un sommet de la courbe du niveau de la mer (b) (Bintanja et van de Wal, 2008). La pente qui relie la hauteur de la terrasse au sommet de la courbe du niveau de la mer est fonction du taux de soulèvement (environ 0,4 mm/an). Le fait que ces courbes sont parallèles indique que le taux de soulèvement a peu varié depuis 600 000 ans.

datations de calage sont souvent bienvenues à cause de la multiplicité des niveaux hauts ou encore de la possibilité qu'une terrasse manque, ce qui arrive lorsqu'elle a été érodée entièrement lors de la mise en place de la terrasse qui lui est immédiatement postérieure (et donc inférieure en altitude). Les méthodes habituelles sont les datations par Uranium-Thorium (U-Th), ESR (*electron spin resonance*), racémisation des acides aminés (A/I) sur les coquilles des terrasses construites, luminescence stimulée optiquement (OSL) sur les dépôts de plages ou encore les isotopes cosmogéniques par exemple le Beryllium 10 (^{10}Be) sur les surfaces d'abrasion. Toutes ces méthodes sont limitées ou ont une précision qui décroît fortement au delà de 500 000 ans. Si on ajoute à cela le fait que les terrasses sont altérées par les agents météoriques, que leur signal se dégrade et tend à devenir « illisible » (Anderson *et al.*, 1999), leur utilisation se limite du Pléistocène moyen à l'Holocène. Il y a néanmoins quelques exceptions puisque de vieilles terrasses (1-2 Ma) ont été datées (Alvarez-Marron *et al.*, 2008)

et qu'il est possible aussi de trouver des terrasses fossiles plus anciennes (Johnson *et al.*, 1996 ; Rousse *et al.*, 2012). L'utilisation de ces terrasses comme marqueurs d'une tectonique ancienne est alors possible même si se posera le problème de la datation des terrasses les unes par rapport aux autres.

Élargissement à d'autres morphologies

La description des terrasses ci-dessus peut être élargie à toute forme marine/lacustre émergée. Un exemple assez significatif est le concept de *rasa*. Une *rasa* est une séquence de morphologies en érosion polygénique, dans le sens où plusieurs cycles interglaciaires sont responsables de sa formation. Les terrasses y sont mal aplanies et les falaises les séparant peu discernables. Il en résulte une surface rugueuse qui descend en pente douce vers la mer (fig. 2-10). Au nord du Chili il est net que cette surface a été modelée au cours de plusieurs interglaciaires successifs (Paskoff, 1970). Alors qu'auparavant, le soulèvement n'avait été

observé que ponctuellement, là où il existe des terrasses marines, nous avons pu mettre en évidence grâce à la rase que le soulèvement est généralisé jusque vers Nazca au centre-sud du Pérou (Regard *et al.*, 2010).

Les terrasses marines sont un marqueur assez fin d'une surface horizontale à un moment donné. Ce sont des objets de choix que les tectoniciens n'ont pas fini d'utiliser pour estimer des taux de soulève-

ment : on en trouverait même sur Mars (Kraal *et al.*, 2006) !

V. REGARD, K. PEDOJA
et M. SAILLARD

3 • Des modèles intégrateurs

Couplages tectonique-érosion-climat, apport de la modélisation numérique

Pour comprendre et quantifier les liens existants entre les processus de surface (érosion, transport et dépôt) et la déformation tectonique, de nouvelles méthodes numériques ont été récemment développées à la fois pour calculer la déformation de la croûte et du manteau terrestres, mais aussi pour simuler les processus d'érosion fluviale et glaciaire. Du point de vue de la tectonique, de nombreux nouveaux modèles tri-dimensionnels ont vu le jour, qui permettent de prédire les structures se développant lors de la compression continentale dans les chaînes de montagnes, par exemple. Ces nouveaux modèles représentent la déformation cassante (formation de failles) et ductile des roches en employant différentes techniques numériques. Une des complexités inhérentes à ce genre de calculs provient de la nature hétérogène de la croûte terrestre qui requiert le suivi de surfaces (ou interfaces) subissant des déformations importantes (plusieurs centaines de pour cent) lors d'événements tectoniques. En particulier la géométrie de la surface doit être suivie avec une très grande attention afin de permettre une quantification aussi précise que possible des contraintes différentielles engendrées par des variations topographiques. Ces modèles tri-dimensionnels peuvent être cependant plus facilement couplés à des modèles géomorpholo-

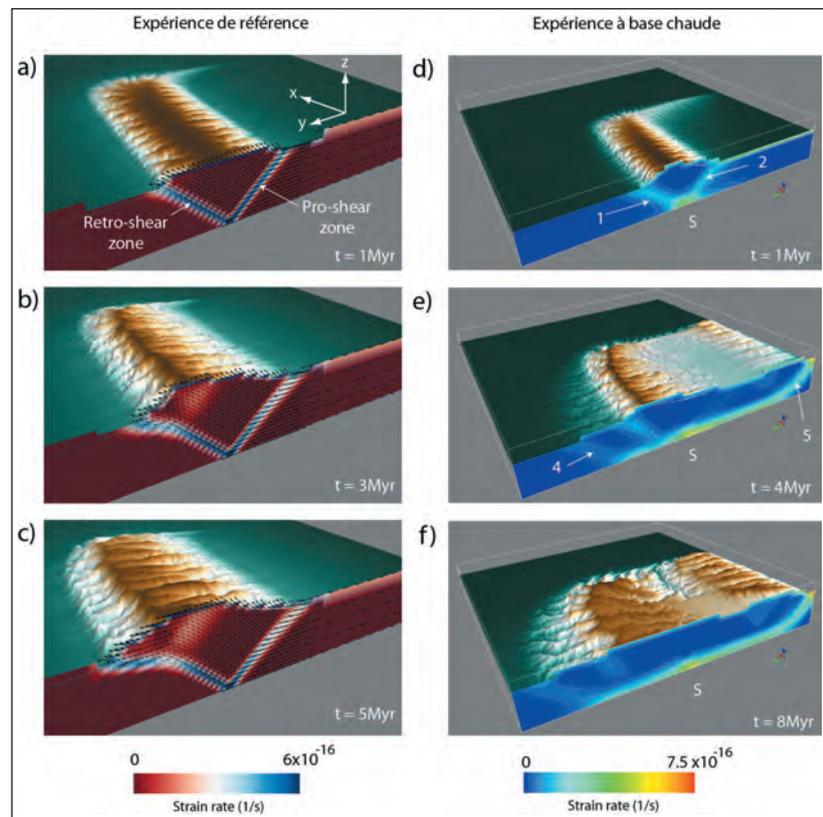


Fig. 3-1. –Modèle numérique de l'évolution temporelle d'un bloc crustal de 15 km d'épaisseur sujet à un raccourcissement et soumis, à sa surface, à l'érosion, le transport et le dépôt de sédiments. Les équations du modèle sont celles de la mécanique et du transfert de chaleur dans la croûte et de l'érosion fluviale et du transport des sols le long des versants à sa surface. Les parties a) à c) représentent l'évolution d'un modèle de croûte froide où un chevauchement simple se transforme en une structure complexe, en réponse au poids de la chaîne de montagnes qu'il crée, tandis que les parties d) à f) représentent l'évolution d'un modèle à croûte chaude où des structures multiples évoluent en fonction du temps.

giques qui calculent l'évolution des reliefs suite à l'incision des rivières et l'ablation des glaciers dans le plan. Les progrès les plus récents dans ce domaine concernent une meilleure représentation de la forme des glaciers dans des reliefs très accidentés ainsi que des méthodes de plus en plus efficaces qui permettent mainte-

nant d'intégrer les équations de base de l'érosion fluviale de l'échelle humaine (10-100 m) à l'échelle orogénique (100-1 000 km).

Deux exemples permettent d'illustrer ces avancées. Dans un article paru dans la revue *Tectonophysics*, Braun et Yamato (2010) ont montré les interactions existant entre les pro-

Dossier

cessus de surface et l'évolution de structures chevauchantes en trois dimensions. Comme illustré dans la fig. 3-1a-c, la forme, le nombre et le type de failles produites lors d'une collision de largeur finie dépendent de l'efficacité des processus de surface à redistribuer les roches à la surface du modèle. Les modèles montrent également que le couplage entre processus de surface et tectonique est d'autant plus efficace que la croûte inférieure est chaude et donc faible et sujette à un fluage visqueux important. Dans ce cas (fig. 3-1d-f), la déformation se propage le long de la base de la croûte ce qui mène à la formation d'un plateau entouré de plusieurs chaînes de montagnes qui, en s'érodant, causent une sédimentation intense sur le plateau. Ce scénario a sans doute mené à l'évolution tectonique et sédimentaire du bassin du Bighorn dans l'ouest nord-américain. Comme le prédit le modèle, cette accumulation sédimentaire est cependant très instable et peut être rapidement évacuée par une capture fluviale le long d'un des bords du plateau. Un événement semblable a sans doute été responsable pour l'érosion rapide et récente (dans les 5 derniers millions d'années) de près de deux kilomètres de section sédimentaire sur toute la surface du bassin du Bighorn et des bassins sédimentaires avoisinants.

Un autre exemple (fig. 3-2) concerne la géométrie des vallées produites par érosion fluviale et glaciaire le long du flanc sud-ouest des Alpes du sud de la Nouvelle-Zélande. Un article récent paru dans la revue *Nature Geoscience* (Castelltort *et al.*, 2012) démontre que l'orientation assez particulière de ces vallées qui semblent "tourner" de façon horaire du nord vers le sud est le produit de l'advection tectonique causée par la composante décrochante de la convergence oblique entre la plaque pacifique et la plaque australienne, le

long de l'île du sud de la Nouvelle-Zélande. Ce résultat a été mis en évidence par une simulation numérique utilisant un nouveau modèle permettant de résoudre les équations de la géomorphologie fluviale avec grande précision tout en tenant compte de la migration de la ligne de partage des eaux entre les deux versants de la chaîne de montagnes. Ce résultat permet non seulement d'expliquer la géométrie particulière des grandes vallées de la côte est de l'île du sud, mais a également conduit les auteurs à quantifier le raccourcissement tectonique dans l'île du sud qui est accommodé en partie par un mouvement de chevauchement oblique le long de la faille alpine, une structure d'échelle crustale marquant la limite entre les plaques australienne et pacifique, et en partie, mais de manière plus diffuse, par l'ensemble du fragment de croûte continentale formant l'île du sud.

Ces deux exemples démontrent l'importance de la modélisation numérique dans la compréhension des couplages entre tectonique et éro-

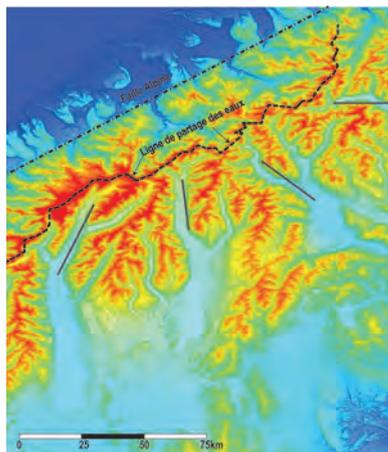


Fig. 3-2. – Orientation en éventail (lignes solides grisées) des vallées le long du versant sud-ouest de l'île du sud de la Nouvelle-Zélande. Les traits pointillés montrent la position de la ligne principale de partage des eaux et de la faille alpine, un chevauchement d'échelle crustale à pendage sud-ouest accommodant la convergence oblique (dextre) entre la plaque pacifique et la plaque australienne

sion ; il est clair cependant que de tels scénarios restent hypothétiques et nécessitent d'être confrontés à l'observation de terrain et à l'acquisition de données structurales, géomorphologiques et géochronologiques.

J. BRAUN

La modélisation expérimentale des reliefs

La formation des reliefs montagneux résulte de l'action des processus élémentaires d'érosion et de transport (glissement de terrain, crues, etc.) accumulée sur des très grandes échelles de temps, de l'ordre du million à la dizaine de millions d'années. Parce que cette évolution à long-terme des reliefs n'est pas directement observable, ni a fortiori quantifiable, sur ces échelles de temps, comprendre comment l'action des processus élémentaires façonne les reliefs et participe au contrôle de leur dynamique à long terme implique une modélisation de ces processus. Dans les dernières décennies, des progrès considérables ont ainsi été réalisés dans la simulation numérique des reliefs (voir article de J. Braun sur la modélisation numérique), qui ont conduit à des avancées importantes dans leur compréhension. Cependant toute simulation numérique, si elle a des avantages, a également ses inconvénients : problèmes de simplification des processus, de validation et de calibration des lois utilisées, problèmes de transferts d'échelles, etc. Si des problèmes du même ordre se posent également en modélisation expérimentale, c'est-à-dire dans la modélisation physique en laboratoire, un des intérêts de cette deuxième approche est de permettre l'observation de dynamiques « naturelles », dans des conditions de laboratoire très bien contrôlées. En ce sens, la modélisation expérimentale

est un complément indispensable à la modélisation numérique... et bien entendu aux observations de terrain. L'un de ses avantages, c'est que la dynamique observée dans les expériences n'est pas entièrement codifiée par les équations ou lois présupposées en entrée, de sorte que c'est aussi un formidable outil pour révéler des comportements nouveaux, parfois inattendus. Dans ce sens, les modèles expérimentaux ont un aspect cognitif très fort et sont très riches d'enseignement pour l'analyse et l'interprétation des reliefs naturels.

Suite à quelques travaux pionniers sur la croissance des réseaux hydrographiques réalisés dans les années 70 par Stanley Schumm à l'université du Colorado, la modélisation expérimentale en géomorphologie a réellement été développée à partir de la fin des années 90, en France au laboratoire Géosciences Rennes (Crave *et al.*, 2000) et aux États-Unis au San Anthony Falls laboratory (Hasbargen et Paola, 2000) (fig. 3-3). Dans les deux cas, le principe de base des modélisations est identique : un modèle, généralement de taille métrique et constitué d'un matériau facilement érodable, est exposé au laboratoire à une pluie artificielle dont on connaît très bien les propriétés (taille des gouttes, répartition spatio-temporelle, etc). La surface du modèle est alors érodée par le ruissellement de cette eau qui s'auto-organise rapidement pour former des réseaux arborescents d'incisions topographiques et finalement des reliefs qui paraissent souvent visuellement très semblables aux reliefs naturels (voir fig. 3-3). Si le principe est simple, la mise au point technique de ces modèles et l'établissement de protocoles expérimentaux fiables a été un travail de longue haleine. Il a fallu par exemple trouver les matériaux adéquats : toutes les modélisations sont réalisées aujourd'hui à partir de poudre très fine de

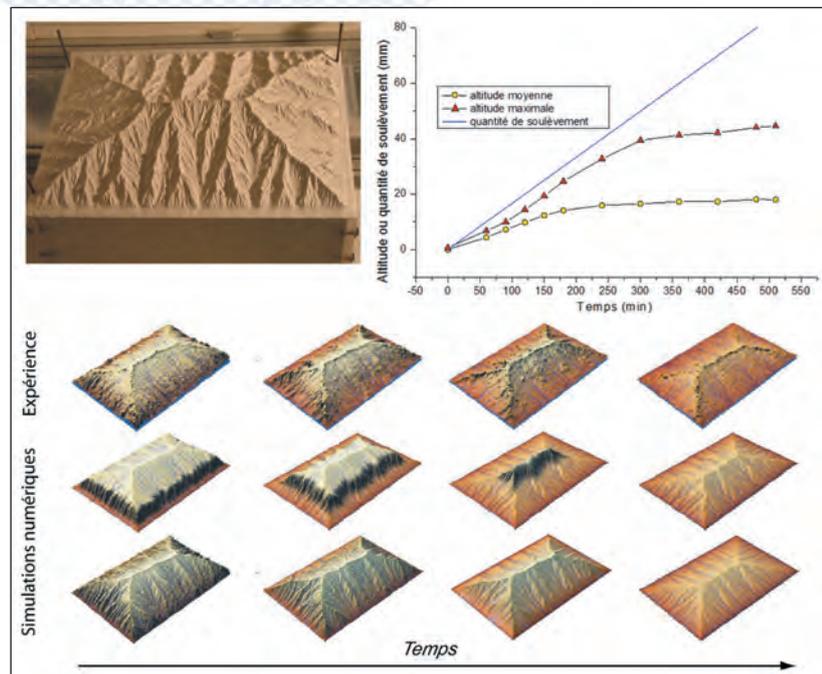


Fig. 3-3. – Haut : exemple de relief expérimental (ici 60 X 40 cm) étudié au laboratoire Géosciences Rennes et évolution temporelle de l'altitude moyenne et de l'altitude maximale d'un tel relief lorsqu'il évolue sous des taux constants de soulèvement et de pluviosité. À partir d'une certaine durée d'expérience, l'altitude de la topographie ne varie plus au cours du temps alors que de la matière est toujours apportée au système par soulèvement (courbe bleue). C'est le signe que l'érosion compense le soulèvement, définissant un état stationnaire de la topographie (modifié d'après Bonnet et Crave, 2006). Bas : exemple de comparaison entre une expérience de décroissance de l'altitude d'un relief (pas de soulèvement imposé) et des simulations numériques utilisant des lois d'érosion différentes. Ici la simulation numérique du bas est celle qui reproduit au mieux l'expérience de laboratoire (d'après Lague *et al.*, 2003).

silice à laquelle on peut rajouter différents autres matériaux en proportion plus faible (*cf* ci-dessous). Il a fallu également mettre au point les dispositifs qui produisent une pluie artificielle stable, régulière dans le temps, avec en particulier des gouttes de pluie qui ne produisent pas de « cratères » lors de leur impact sur les modèles. Les dispositifs expérimentaux permettent également de simuler un soulèvement (*uplift*) contemporain de l'érosion, suivant des taux variables contrôlables par l'expérimentateur, et enfin ils incluent des dispositifs de numérisation de la surface des modèles, qui permettent de générer des topographies numériques (« Modèles Numériques de Terrain ») à différents intervalles de temps et

ainsi de suivre quantitativement l'évolution du relief au cours du temps (fig. 3-3).

Les modélisations expérimentales ont permis de valider les codes utilisés pour les modélisations numériques (Lague *et al.*, 2003) : l'évolution des reliefs expérimentaux peut par exemple être reproduite par les modèles numériques de façon très satisfaisante (fig. 3-3). Dans le détail cependant, les modèles expérimentaux sont généralement plus dynamiques que les reliefs numériques (Hasbargen et Paola, 2000 ; Bonnet, 2009). Les expériences ont également permis de valider certains des concepts développés historiquement en géomorphologie, tel le concept d'état stationnaire de la topographie

Dossier

(*steady-state*) défini par Hack en 1960. Expérimentalement, on observe effectivement que si l'évolution d'un relief est contrôlée par des taux constants de soulèvement et de pluviométrie alors, au bout d'un certain temps, la vitesse d'érosion en tout point du relief, depuis les lignes de crête jusque dans le fond des rivières, contrebalance exactement le taux de soulèvement tectonique (fig. 3-3) : malgré un soulèvement actif, la forme et l'altitude de la topographie restent alors stables au cours du temps, du fait d'une intense érosion généralisée sur l'ensemble du relief, en accord avec l'hypothèse émise par John Hack.

Les expériences de laboratoire ont également permis de décrire en détail la réponse des reliefs aux forçages de type tectonique (soulèvement) et/ou climatique (pluviométrie). On a pu de cette façon quantifier la dépendance entre la morphologie des reliefs (en particulier pente longitudinale et forme transversale des rivières) et le taux de soulèvement (Lague *et al.*, 2003 ; Turowsky *et al.*, 2006) et ainsi participer au développement de méthodes d'analyse géomorphologique qui permettent, dans la nature, d'inverser le signal topographique pour quantifier les taux de soulèvement tectoniques. Les expériences ont également permis de montrer comment le climat influence l'érosion des reliefs et de décrire en particulier des dynamiques géomorphologiques inédites liées au couplage entre pluviométrie et érosion. Un nouveau mécanisme de soulèvement topographique induit par les variations climatiques a par exemple été décrit expérimentalement (Bonnet et Crave, 2003) puis reconnu dans la chaîne himalayenne, au Bhoutan (Grujic *et al.*, 2005). De même, des expériences ont conduit à décrire comment la ligne de partage des eaux des reliefs migre quand il existe des variations spatiales de taux de pluviométrie, situa-

tion fréquente dans les chaînes de montagne, et comment les réseaux hydrographiques s'ajustent à ces migrations de ligne de crête (Bonnet, 2009). L'étude de la réponse des reliefs aux forçages tectoniques et climatiques a permis de caractériser l'impact de ces facteurs sur la dynamique des flux sédimentaires en sortie des modèles (Bonnet et Crave, 2003). Aussi, différentes expériences couplant l'érosion de reliefs en soulèvement avec la sédimentation des produits érodés ont été réalisées, qui ont permis de caractériser comment la variation des forçages tectoniques et climatiques s'enregistre dans l'architecture stratigraphique (Rohais *et al.*, 2011). Ces expériences ont également mis en évidence des dynamiques géomorphologiques très riches qui résultent des couplages entre érosion et sédimentation (voir l'article « *Modélisations couplées montagne-piémont* » par S. Carretier et S. Bonnet, ce dossier).

La formation des reliefs en contexte tectonique actif est contrôlée par des couplages complexes entre les processus de déformation crustale et les processus de surface ; l'érosion, la sédimentation et le climat (e.g. Beaumont *et al.*, 1992 ; Willett, 1999 ; Burbank et Anderson, 2001 ; Pelletier *et al.*, 2010). Si la tectonique joue un rôle prépondérant, en créant de nouveaux reliefs ou en rajeunissant des topographies pré-existantes, son action est intimement liée et modifiée par les processus de surface qui contribuent à les détruire. À grande échelle, l'érosion modifie l'équilibre dynamique de la chaîne en entraînant un transfert de charge des zones internes vers les bassins de piedmont tandis que, localement, elle modifie les contraintes et influence donc l'activité des failles et la propagation de la déformation. La sédimentation exerce un effet similaire sur la tectonique en modifiant les contraintes au voisinage des failles ou en augmen-

tant la charge dans les bassins, entraînant des réajustements isostatiques. Pour étudier toute la complexité de ces rétroactions, des dispositifs de modélisation expérimentale couplant à la fois déformation et érosion ont été mis au point dans le laboratoire Géosciences Montpellier. Pour cela, outre les aspects techniques dans la construction des dispositifs, des travaux poussés ont dû être réalisés sur les matériaux à utiliser pour ce type de modélisation (Graveleau *et al.*, 2011). Leurs propriétés physiques et mécaniques doivent en effet satisfaire plusieurs critères (Graveleau et Dominguez, 2008) ; d'un point de vue rhéologique, le matériau doit obéir au critère de rupture de Mohr-Coulomb (e.g. Davy et Cobbold, 1991) afin d'obtenir un comportement mécanique plastique frictionnel et générer des failles, tandis que d'un point de vue morphologique, le matériau doit s'éroder sous l'effet de processus de diffusion (solifluxion) et gravitaires (glissement en masse). Sur les versants et dans les vallées l'érosion doit être dominée par des processus d'advection, de type incision fluviale. Enfin, pour obtenir des morphologies détaillées, il a été choisi de travailler sur des granulométries moyennes qui s'étendent sur plusieurs ordres de grandeur (1 à 200 microns) avec différentes particules de densités et de formes différentes pour favoriser le tri durant le transport et permettre la formation de dépôts stratifiés. Ces nouvelles modélisations couplant déformation, érosion et sédimentation (fig. 3-4) génèrent des morphologies tout à fait semblables à ce que l'on peut observer dans les domaines tectoniquement actifs, aussi bien compressifs (Graveleau et Dominguez, 2008), qu'extensifs (Strack *et al.*, 2011). Ainsi, on obtient une bonne analogie entre la morphologie du modèle et la nature pour des échelles spatiale et temporelle de l'ordre de 1 cm = 500 à 1 000 m et 1 s = 50 à 100 ans.



Fig. 3-4. – Modèle analogique réalisé à Géosciences Montpellier dédié à l'étude de l'évolution morphologique des reliefs au voisinage d'une faille normale. La topographie initiale du modèle était lisse et le stade actuel a été obtenu après 6 h d'expérience.

La modélisation expérimentale reste encore exploratoire par certains aspects mais elle permet d'aborder l'étude dynamique des processus géomorphologiques en reproduisant des mécanismes d'érosion, de transport et de sédimentation qui présentent de bonnes analogies avec la nature. Elle est donc devenue un outil à fort potentiel qui permet actuellement de mieux comprendre l'évolution de notre environnement.

S. BONNET et S. DOMINGUEZ

Modélisations couplées montagne-piémonts

Les chaînes de montagnes comprennent des domaines qui se déforment et se soulèvent (que nous appellerons « montagne »), et des domaines marginaux dans lesquels se déposent les sédiments provenant de l'érosion de ces reliefs, (que nous appellerons « piémonts », ou bassins sédimentaires : fig. 3-5). Les couches déposées dans les bassins nous renseignent sur l'évolution de l'érosion de la montagne, de même que les reliques de paysages anciens témoignent de cette évolution. L'érosion de la mon-

tagne varie notamment en fonction du climat et de la vitesse de soulèvement. Les sédiments déposés dans les piémonts constituent donc une archive du passé qui doit permettre de reconstruire l'évolution du climat et de la tectonique d'une chaîne de montagnes. Cependant, cette vision simple « amont-aval » d'un bassin qui se remplit en fonction des apports de sédiments depuis la montagne (une baignoire qui se remplit en fonction de l'ouverture imposée du robinet) a été remise en cause par plusieurs travaux récents de modélisation. Ces travaux

montrent notamment que le remplissage du bassin agit lui-même sur l'érosion de la montagne, créant des interactions intimes entre la montagne et le piémont, qui modifient notre façon d'interpréter les paysages et les dépôts sédimentaires.

Dans les années 2000, de nouveaux modèles numériques 3D ont été développés dans le but de mieux prendre en compte l'évolution naturelle du flux de matière issu de l'érosion des reliefs (le robinet) pour améliorer l'interprétation des dépôts dans les bassins à l'échelle des temps géologiques (>>1 000 ans). Ces modèles ont considéré une montagne, qui s'érode, accolée à un piémont où se déposent les sédiments. Grâce à ces modèles, on peut plus facilement étudier les relations entre la dynamique de l'érosion de la montagne et la façon dont elle est enregistrée sous forme de dépôts dans les bassins (fig. 3-6C). En parallèle aux développements numériques, la sédimentation au pied des montagnes a également été prise en compte dans des dispositifs expérimentaux (voir l'article « la modélisation expérimentale des reliefs » par S. Bonnet et S. Dominguez, ce dossier). Ces dispositifs sont soumis à une pluie très fine érodant et transportant des pâtes de



Fig. 3-5. – A) Vue du front himalayen au Népal, un exemple de montagne bordée par un piémont. La photographie illustre toute la richesse de la dynamique fluviale sur le piémont. Les modélisations couplées montagne-piémont indiquent que les processus de piémont ont un impact non-négligeable sur l'érosion de la montagne en amont. B) Exemple de chaîne de montagnes entourée de son piémont aux États-Unis. L'altitude du piémont contrôle le potentiel érosif de la montagne. Toute modification de cette altitude affecte l'érosion de la montagne. C) Profonde incision du piémont et de la montagne adjacente en Argentine. L'amplitude de telles incisions dépend des couplages entre la montagne et le piémont lors de grands changements climatiques à l'échelle du Quaternaire.

Dossier

silice reproduisant les roches des chaînes. Dans certains cas, la tectonique de ces modèles a été réduite à sa plus simple expression pour simplifier l'analyse physique de ces interactions (fig. 3-6A, B, D). Dans d'autres cas, un effort conséquent a été entrepris pour reproduire la déformation horizontale caractéristique de la tectonique des plaques, pour se rapprocher le plus possible d'un front de chaîne réel (fig. 3-6D).

Le développement de ces modélisations couplées fut un réel progrès : pour la première fois, le flux de sédiment entrant dans les bassins n'est plus imposé mais réagit « naturellement » aux variations climatiques et tectoniques imposées à la montagne. Cependant, il est très vite apparu que les variations de dépôts dans le piémont modifiaient aussi l'érosion de la montagne ! Nous sommes alors passés d'une conception « amont-aval » d'un système sédimentaire à une vision « aval-amont » intégrant les rétroactions parfois complexes que la sédimentation dans le bassin produit sur l'érosion de la montagne.

L'un des résultats majeurs illustrés à la fois numériquement et expérimentalement concerne le temps que met une montagne pour s'éroder ou pour atteindre un état stationnaire entre érosion et soulèvement (voir l'article de S. Bonnet et S. Dominguez, ce dossier). Ce temps augmente fortement quand les sédiments se déposent dans un piémont plutôt que dans la mer, simplement car la sédimentation élève le niveau de base de la montagne et diminue donc son potentiel érosif (Babault *et al.*, 2005). Ce couplage entre montagne et piémont « étale » ainsi dans le temps les pulsations sédimentaires associées par exemple à des variations du taux de surrection dans la montagne. D'autres effets du couplage montagne-piémont peuvent être spectaculaires : il a en effet été montré expérimentalement que l'aplanissement d'un relief peut

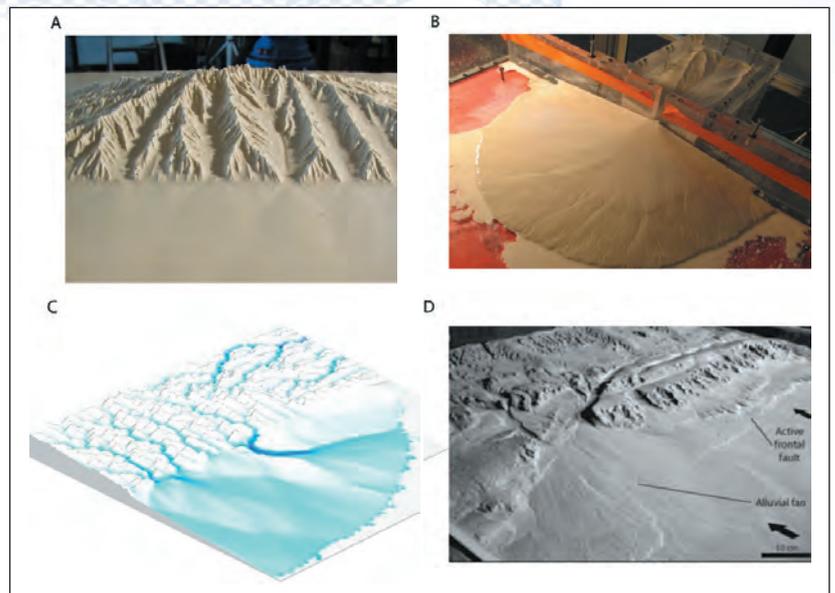


Fig. 3-6. – Exemples de modélisations couplées de montagne et piémont. A) Modélisation expérimentale réalisée à Géosciences Rennes à l'échelle d'un bloc de 40 cm de large qui se soulève et qui est soumis à une pluie fine [e.g. Babault *et al.*, 2005]. B) Dispositif expérimental de Géosciences Rennes couplant un bassin versant qui se soulève et un cône alluvial. C) Modélisation numérique à l'aide du logiciel CIDRE de l'érosion de la montagne et du dépôt dans le piémont [e.g. Pepin *et al.*, 2010]. D) Dispositif expérimental de Géosciences Montpellier permettant de simuler l'évolution du raccourcissement au front d'une chaîne qui s'érode sous l'action d'une pluie fine [e.g. Graveleau *et al.*, 2009].

se produire en altitude, alors qu'un soulèvement est actif, lorsque les produits de son érosion s'accumulent soudainement à son pied, entraînant une élévation rapide de son niveau de base. Cette situation a lieu par exemple lors de la transition entre une sédimentation marine et une sédimentation dans un bassin d'avant-pays. Lorsque ces phénomènes ont lieu, il n'est pas nécessaire d'invoquer une phase de soulèvement postérieure à la formation de surfaces d'érosion plates, comme c'est le cas habituellement pour expliquer leur présence à hautes altitudes dans la chaîne.

Dans la continuité de ces travaux, la façon dont des variations de précipitations ou de vitesse de soulèvement dans la montagne s'enregistrent dans les sédiments d'un piémont a été étudiée à partir d'un dispositif expérimental simple couplant un bassin versant et un cône alluvial à son exutoire où se déposent les produits érodés en amont (fig. 3-6B). Lorsque ce système

est soumis à des variations de précipitations et/ou de vitesse de soulèvement du bassin versant, des vagues d'érosion-sédimentation se développent alors, qui forment une succession de couches identifiables en coupe dans le cône alluvial. Selon qu'elles se forment à cause de variations de la surrection de la montagne ou des précipitations, ces alternances de couches ont des fréquences et des géométries différentes (Rohais *et al.*, 2011). Ces résultats ouvrent ainsi de nouvelles perspectives pour documenter des changements tectoniques et climatiques anciens à partir de l'analyse des strates des bassins. Le système couplé montagne-piémont réagit également de façon non-linéaire aux changements climatiques. Le piémont, plus facilement érodable, tend à s'inciser fortement lorsque la pluviométrie augmente, ce qui fait chuter le niveau de base de la montagne et génère une vague d'érosion intense qui remonte dans la montagne, provo-

quant à son tour une décharge sédimentaire vers le piémont (Carretier et Lucazeau, 2005). Ces va-et-vient semblent aussi se produire sans aucune modification de la tectonique et du climat. Des expériences numériques indiquent en effet que les rivières de montagne et de piémont peuvent s'encaisser brutalement et durablement lorsque le piémont atteint une certaine

dimension (Pepin *et al.*, 2010). Auparavant, les rivières divagent naturellement sur le piémont et se croisent parfois (fig. 3-5A), générant également des incisions temporaires qui se propagent vers l'amont dans la chaîne de montagne (Carretier et Lucazeau, 2005).

Comme les exemples ci-dessus l'illustrent, la présence d'une zone en

sédimentation au pied d'un relief modifie significativement son érosion. Ces nouveaux modèles ouvrent une longue route à parcourir pour reconstituer l'histoire du climat et de la tectonique à partir des paysages de montagne et des dépôts sédimentaires dans les bassins.

S. CARRETIER et S. BONNET

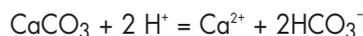
4 • Et pourquoi pas !

Les carbonates, ces oubliés...

Les carbonates désignent pour les géochimistes un réservoir constitué majoritairement de carbonates de calcium et de magnésium. Pour les géologues, ce sont les calcaires, les dolomies, les marnes et leurs équivalents métamorphiques. Ces roches sont apparues dès l'Archéen mais leur développement ne s'est produit véritablement qu'au Protérozoïque. À la surface de la Terre, ils couvrent environ 15 % de la surface des continents. Leur masse globale est d'environ 400 millions de gigatonnes et si l'on devait les répartir à la surface des continents, ils formeraient une couche de près de 1 km d'épaisseur. Les carbonates sont particulièrement abondants dans les chaînes de montagne jeunes, où ils représentent les niveaux structuraux les plus élevés, et dans les zones d'avant pays. Le Jura, les Préalpes calcaires, les plateaux du Guizhou en Chine sont des exemples de marges carbonatées bordant des océans disparus et incorporés aux zones orogéniques. Dans les chaînes de montagne, la dénudation des calcaires représente des masses de matière déplacée latéralement qui sont importantes et nous tentons dans ce qui suit une estimation.

Une altération aisée et totale

Les roches calcaires sont particulièrement vulnérables à l'altération chimique, qui constitue leur mode dominant de dégradation. L'altération chimique des carbonates est une dissolution, qui ne laisse place à aucun résidu si le calcaire est pur et qui obéit à la réaction suivante



Les protons (H⁺) nécessaires à cette réaction proviennent des acides naturels, le plus souvent l'acide carbonique formé par la dissolution du CO₂ de l'atmosphère et des sols dans l'eau de pluie. Comme la cinétique de cette réaction est rapide, les eaux de pluie qui interagissent avec les calcaires se chargent rapidement en ions calcium et bicarbonates dont les concentrations obéissent aux lois des équilibres de la thermodynamique. On constate ainsi que les rivières qui drainent des terrains sédimentaires ont des concentrations en Ca²⁺ et HCO₃⁻ proches de celles prévisibles en supposant l'équilibre thermodynamique avec la calcite. Par conséquent, le facteur limitant l'altération des carbonates n'est pas la cinétique mais la quantité d'eau susceptible d'interagir avec eux.

Les rivières transportent non seulement des carbonates sous la forme d'ions dissous, mais aussi sous la forme de particules en suspension, arrachées

aux reliefs et qui n'ont pas pu se dissoudre. À l'échelle globale, l'inversion de la composition chimique des principaux grands fleuves montre que 1 300.10⁶ t/an de carbonates dissous sont transportés aux océans sur un total de 2 130.10⁶ t/an de matière dissoute provenant de la dissolution des roches. Plus de la moitié des substances dissoutes qui arrivent aux océans provient donc de la dissolution des calcaires et dolomies. De plus, les sédiments transportés en suspension dans les fleuves contiennent approximativement 5 % de carbonates sous la forme de calcite et de dolomite. Il faut donc ajouter au chiffre de la dissolution chimique 1 000.10⁶ t/an de carbonate qui sont transportés vers les océans sous la forme solide. Ces ordres de grandeur sont à comparer à ceux du transport total de matière des continents aux océans : environ 21 000.10⁶ t/an. Les 10 % globaux du transport continent-océan issus de la dénudation des carbonates cachent des situations très variables et les fleuves drainant les zones orogéniques sont souvent plus riches en carbonates que la moyenne mondiale.

Le Rhône est à ce titre particulièrement exemplaire (Ollivier *et al.*, 2012). Ce fleuve, drainant une partie des Alpes occidentales transporte vers la Méditerranée 8,8.10⁶ t/an de car-

Dossier

bonates sous la forme dissoute et $1,9 \cdot 10^6$ t/an sous la forme solide. Au total, ce sont donc $10,7 \cdot 10^6$ t/an de carbonates qui sont érodés en comparaison des $6,4 \cdot 10^6$ t/an provenant de l'érosion chimique et physique des autres roches. Le bassin du Rhône perd donc deux fois plus de sa masse par l'érosion des carbonates que par celle des silicates. Dans ce fleuve, 30% de la masse des sédiments transportés en suspension sont des carbonates.

Un autre cas d'étude récent, sur le bassin versant de la rivière Urumqi dans les montagnes du Tianshan, montre que même dans une région pauvre en carbonates, la chimie des rivières est dominée par l'altération chimique des carbonates (Liu *et al.*, 2011). Alors que la vitesse d'érosion totale (physique et chimique) est de $46 \text{ t/km}^2/\text{an}$ à l'échelle du bassin versant, $15 \text{ t/km}^2/\text{an}$, soit plus de 30% proviennent de l'altération de minéraux carbonatés. L'importance de l'altération des carbonates dans des régions où les cartes géologiques n'en indiquent pas a été confirmée par de nombreuses études. En particulier, en régime d'érosion « *weathering-limited* » (altération chimique limitée), comme c'est le cas lorsque l'érosion physique est très active, par exemple en montagne ou en milieu glaciaire, les carbonates, souvent présents à l'état de minéraux accessoires dans tous les types de roches, se dissolvent rapidement et leur contribution à la chimie des eaux l'emporte.

Fleuve drainant une zone anorogénique, la Seine exporte environ $2 \cdot 10^6$ t/an de carbonates sous la forme dissoute et solide, contre $0,13 \cdot 10^6$ t/an pour les silicates, ce qui fait de l'altération de cette lithologie le mode dominant de transfert de masse du continent à l'océan pour ce bassin versant.

Ces quelques exemples montrent que le transfert de masse par la dissolution des roches carbonatées des zones de relief vers l'océan est important, variable d'un endroit à l'autre, et ne devrait pas être négligé dans les

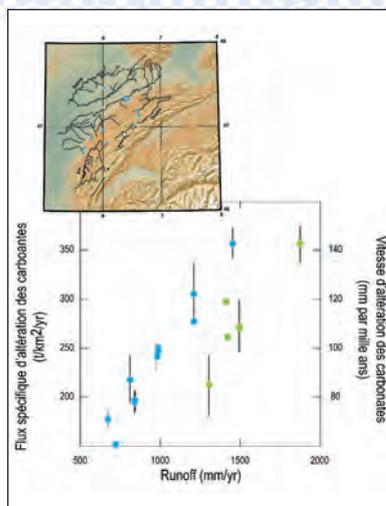


Fig. 4-1. – Vitesses d'érosion des calcaires mesurées dans le massif du Jura, le long d'un gradient altitudinal et environnemental ouest-est. La densité des roches est prise à 2,1. Les ronds bleus désignent les vitesses calculées à partir d'échantillons de rivières en dessous de 800 m d'altitude et les ronds verts les vitesses calculées à partir d'échantillons de rivières au dessus de 800 m d'altitude. Cette altitude limite correspond à la transition feuillus-résineux. Ce graphique montre un double contrôle hydrologique et écologique sur la vitesse d'abaissement du relief jurassien.

modèles couplant orogénèse et climat.

Une étude détaillée menée le long d'un gradient climatique d'ouest en est dans la chaîne du Jura, des plaines de Haute-Saône jusqu'aux sommets franco-suisse, par notre groupe (Calmels *et al.*, 2012) a montré que les vitesses d'altération chimique du calcaire sont très bien corrélées avec l'écoulement spécifique (le débit des fleuves) local (fig. 4-1). Cette corrélation prouve que la quantité d'eau est le facteur principal qui contrôle l'altération des calcaires et montre, puisque les précipitations augmentent en général avec l'altitude, que les sommets (la Haute-Chaine pour le massif du Jura) s'érodent trois fois plus vite que les plaines (les plateaux périphériques pour le Jura). À soulèvement constant, la Haute-Chaine est appelée à s'éroder plus vite que les plateaux du Jura externe.

L'altération des calcaires : un puits ou une source de CO₂ atmosphérique ?

L'acidité permettant la dissolution des carbonates (les protons) provient de diverses réactions naturelles ou accentuées par les changements environnementaux consécutifs à la révolution industrielle. Le CO₂ de l'air ou des sols (où il est enrichi jusqu'à 100 fois) en se dissolvant dans l'eau est capable d'apporter cette acidité. Dans ce cas, l'altération des carbonates est un puits de CO₂ atmosphérique et elle neutralise l'acidité du CO₂ en le transformant

en un ion dissous. Les modèles géochimiques classiques du cycle du carbone ne considèrent toutefois pas ce puits comme significatif car la réaction d'altération des carbonates sur les continents est compensée par la précipitation dans les océans (qui relâche le CO₂ consommé sur les continents). Néanmoins, cette boucle nécessite du temps (pour que l'océan se mélange, pour que le CO₂ s'équilibre entre océan et atmosphère) et il n'est pas certain qu'en réponse à un forçage climatique de courte longueur d'onde, un épisode volcanique, une crise environnementale d'origine anthropogénique, l'altération des carbonates ne puisse pas jouer un grand rôle dans la régulation du CO₂ atmosphérique ou qu'elle n'ait pas pu jouer un rôle régulateur dans le passé. À l'échelle globale, l'altération des calcaires consomme à ce jour pratiquement $0,15 \text{ PgC/an}$ ($\text{Pg} = 10^{15} \text{ gC}$), soit 2% des émissions de carbone fossile ou 6% de ce que l'océan absorbe annuellement. Nous ignorons comment ce puits de CO₂ va se comporter dans les siècles qui viennent.

La dissolution du CO₂ dans les eaux du sol n'est pas la seule source possible de protons. Dans de nombreuses régions, les carbonates sont de nature réduite, ce qui signifie qu'ils contiennent des quantités importantes de sulfures, associés à de la matière organique. Ce sont par exemple les calcaires noirs du Permien du Sud de la Chine. Les sul-

fures, au contact de l'oxygène de l'air, s'oxydent et produisent de l'acide sulfurique et donc des protons. Dans la grande province carbonatée du Sud de la Chine, nos études indiquent que la participation de l'acide sulfurique à l'altération des calcaires peut atteindre 40 % (Li *et al.*, 2008). Dans le bassin du Mackenzie, au Nord du Canada, riche en schistes noirs pyriteux, l'altération des calcaires est également largement liée à la production d'acide sulfurique. Comme dans le cas où l'acide carbonique est la source des protons, la précipitation de calcaire dans l'océan conduit à la libération de CO₂ dans le système océan-atmosphère. Ainsi, dans le cas où l'acide sulfurique fournit l'acidité initiale, l'altération des calcaires agit non pas comme un puits mais une source de CO₂ dans le système océan-atmosphère (Calmels *et al.*, 2007).

L'altération des calcaires joue donc de manière différente sur le cycle du carbone et le climat de la terre à des échelles de temps géologiques suivant la source d'acidité impliquée. Mieux modéliser son effet dans le cadre de modèles couplant tectonique ou volcanisme et climat, ou dans le cadre de la perturbation induite par la combustion des éner-

gies fossiles (Beaulieu *et al.*, 2011) nécessite de mieux contraindre les sources d'acidité continentale.

Mieux comprendre ce qui contrôle l'altération des calcaires : observer dans la durée

Parce que l'altération des calcaires, aussi bien en terme de transfert de masse à la surface de la Terre que par ses effets sur le cycle du CO₂ joue probablement un rôle important mais négligé, il est urgent de mieux cerner les facteurs qui la contrôlent. En plus des sources d'acidité et du contrôle hydrologique que nous avons déjà mentionné plus haut, l'importance de la productivité biologique est mise en évidence dans notre étude sur les calcaires du Jura. À quantité d'eau constante (*runoff*), nous observons une augmentation de l'altération des calcaires de 30 % des zones de montagnes aux plaines. L'influence de la productivité biologique se comprend dans la mesure où la dissolution du CO₂ produit par les écosystèmes dans l'eau des sols détermine l'acidité permettant la dissolution. Le rôle de l'écosystème peut être reproduit à l'aide d'un modèle couplant le fonctionnement biochimique des sols et la végétation (la respiration des racines et des microor-

ganismes) à leur hydrologie (un sol sec est un sol qui laisse échapper le CO₂ produit). La température augmentant (le relief décroissant), la minéralisation de la matière organique des sols est plus efficace et la productivité biologique plus importante, ce qui génère des quantités de CO₂ biogénique plus importantes. La différence de vitesse d'altération des carbonates du Jura visible sur la fig. 4-1 en deça et au delà de 800 m s'explique dans ce modèle par la transition des feuillus (en basse altitude) aux conifères (en altitude) qui se situe vers 800 m.

Les quelques données d'observations sur le long terme de rivières drainant des carbonates, bien qu'insuffisantes, semblent confirmer le fait qu'un réchauffement climatique (ou une augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère) augmente l'altération des calcaires. Il y a là un fantastique domaine de recherche à explorer, à la frontière de la géologie et de l'écologie et dont les conséquences sont importantes pour mieux gérer le futur, riche en CO₂, de notre planète. Nous devons dès maintenant faire des suivis physico-chimiques des eaux drainant des massifs calcaires.

J. GAILLARDET et D. CALMELS

Ce dossier a été coordonné par Jacques Malavielle¹.

Ont participé à sa rédaction :

P.-H. Blard², S. Bonner³, H. Bouquerel⁴, J. Braun⁵, D. Calmels⁴, S. Carretier³, S. Castellort⁶, R. Cattin¹, J. Charreau², O. Devauchelle⁴, S. Dominguez¹, J. Gaillardet⁴, V. Godard⁷, L. Guérit⁴, M. Houssais⁴, D. Lague⁸, E. Lajeunesse⁴, J. Lavé², T. Lebourg⁹, A. Limare⁴, L. Malverti⁴, F. Métivier⁴, P. Meunier⁴, K. Pedoja¹⁰, R. Pik², N. Puchol², V. Regard³, M. Saillard¹¹, G. Seizilles⁴, M. Simoes⁴, P. Simpson⁶, P. Steer¹², A. Taboada¹, E. Tric⁹, P. van der Beek⁵.

¹ Géosciences Montpellier, UMR 5243 CNRS-UM2, univ. Montpellier 2, 34095 Montpellier cedex.

² Centre de Recherches Pétrographiques et Géo-chimiques, CNRS, univ. de Lorraine, Vandœuvre-lès-Nancy.

³ Géosciences Environnement Toulouse, OMP, UPS, CNRS, IRD, 14 av. Édouard Belin, 31400 Toulouse.

⁴ Institut de physique du globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, univ. Paris Diderot, CNRS, UMR 7154, 1 rue Jussieu, 75238 Paris Cedex 05.

⁵ ISTerre, univ. Joseph Fourier et CNRS, BP 53, 38041 Grenoble.

⁶ Dépt. Sciences de la Terre, univ. Genève, rue des Maraîchers 13, 1205 Genève, Suisse

⁷ CEREGE, OSU Pythéas, univ. Aix-Marseille, CNRS, IRD, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence Cedex 04

⁸ Géosciences Rennes, CNRS UMR 6118, univ. Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex.

⁹ Géoazur, univ. Nice Sophia-Antipolis, CNRS-UMR 7329, Observatoire de la Côte d'Azur, Parc Valrose, 06108 Nice Cedex 02.

¹⁰ M2C, CNRS-UMR 6143, univ. Caen, BP 5186, 14032 Caen Cedex 5.

¹¹ Géoazur, univ. Nice Sophia-Antipolis, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, 06230 Villefranche-sur-Mer.

¹² Department of Earth Science, Bergen Univ., Bergen N-5007, Norway. Now at Géosciences Rennes, CNRS UMR 6118, univ. Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex.

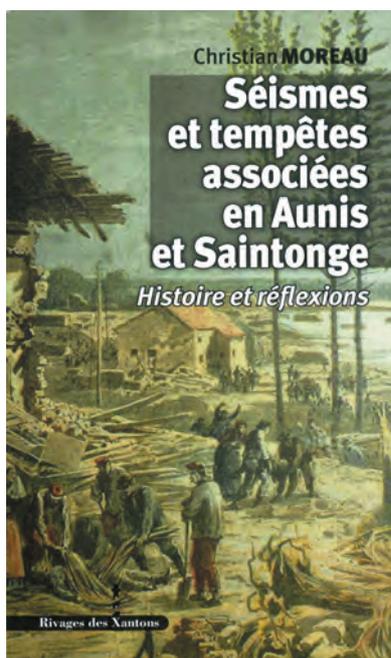
Analyses d'ouvrages

Ces ouvrages peuvent être consultés à la bibliothèque
de la Société géologique de France.

SÉISMES ET TEMPÊTES EN AUNIS ET SAINTONGE

Ch. Moreau

Les Indes savantes / Rivages des Xantons, Paris, 2011, 1 vol. br. 12,5 x 21 cm, 138 p., ill.,
ISBN : 978-2-84654-290-6. Prix : 21 €.



Pour écrire ce petit livre, suscité par la tempête dévastatrice Xynthia (février 2010), Ch. Moreau, professeur à l'université de La Rochelle, a utilisé des sources historiques (archives du département de Charente maritime) et les données des stations sismiques du département des sciences de la Terre de la Rochelle, intégrées dans le RêNaSS (réseau national de surveillance sismique), ainsi que celles de *sisfrance.net* (histoire et caractéristiques des séismes ressentis en France).

Il commence par les événements anciens (du Moyen Âge à 1755) dont la description, dans les chroniques

puis les journaux, manque singulièrement de précision. Les tremblements de terre et autres aléas naturels sont alors l'expression de la volonté divine. C'est avec le séisme de Lisbonne (1^{er} novembre 1755) que va émerger la sismologie moderne. Les séismes deviennent des catastrophes naturelles comme les tempêtes et les inondations et font l'objet d'études scientifiques. Au XIX^e siècle, des événements assimilables à des séismes sont rapportés dans le journal local et dans les notes présentées dans les sociétés savantes, avec plus de précision et d'objectivité. Au XX^e siècle se produit un événement marquant : le « séisme du siècle » en septembre 1972 à l'île d'Oléron : magnitude 5,2 pour la secousse principale et 64 répliques en un an. Ch. Moreau décrit ensuite quelques autres séismes survenus au début du XXI^e siècle, avec des magnitudes de 4 à 5, en Vendée, à Oléron, Massac, Marennes, et qui se répartissent sur 3 zones sensibles : un axe Oléron-Cozes, un axe Ré-La Rochelle et la zone Saintonge (Rochefort, Saint-Jean d'Angély, Saintes).

Après avoir décrit quelques rares chutes de météorites au XIX^e siècle, dont celle de Jonzac, le 13 juin 1819, qui fit l'objet d'une étude détaillée par le savant rochelais Louis-Benjamin Fleuriau de Bellevue, l'auteur présente les tempêtes, raz de marée et ouragans, répertoriés depuis 1469, et par-

fois catastrophiques, comme les événements de 1785 et 1924. Plus près de nous, les tempêtes hivernales de la fin décembre 1999 et la tempête Xynthia en février 2010 ont laissé des traces durables, sur le terrain et dans les mémoires, de leur passage ravageur.

Ch. Moreau termine par quelques pages de bilan et réflexions sur les risques naturels, principalement de Poitiers à la côte, en replaçant les séismes dans la géologie locale et régionale (convergence Afrique-Europe assurée par des décrochements dextres, le long des failles varisques). Si quelques tempêtes peuvent être associées à des séismes, la plupart sont plutôt liées à des événements atmosphériques et accompagnées par des marées à fort coefficient qui amplifient le phénomène. C'est le cas de Xynthia, qui suscite réflexion et remise en cause des préventions et protections face à un tel fléau. La suggestion du BRGM est de revoir l'ensemble des modèles actuels de prévision des aléas en tenant compte des enseignements de cette tempête exceptionnelle, mais hélas bien réelle.

Un petit livre qui s'adresse aux Saintongeais et Aunisais, mais aussi à tous ceux qui s'intéressent aux risques naturels, sans limitation géographique.

N. SANTARELLI

Analyses d'ouvrages

Dans *Géochronique* n°123, p. 46 de septembre 2012, une erreur s'est glissée concernant l'éditeur. Les références exactes sont :

Des brèches aux Iherzolites : la mise en place des Iherzolites dans les fossés du Flysch noir albo-cénomanién de la Ballongue et d'Aulus (Zone nord-pyrénéenne, Ariège)

J.E. DEBROAS et B. AZAMBRE

Association des Géologues du Sud-Ouest, Pessac, Livret-guide de l'excursion des 9 et 10 Juin 2012, vol. br. 21 x 30 cm, 119 p., 193 ill.

MESOZOIC AND CENOZOIC CARBONATE SYSTEMS OF THE MEDITERRANEAN AND THE MIDDLE EAST

F.P. van Buchem, K.D. Gedes et M. Esteban (eds)

Special Publications ; 329, The Geological Society, London, 1 vol. rel. 18 x 25 cm, 422 p., ill., ISBN : 978-1-86239-292-2. Prix : 110 £.

Ce volume regroupe 15 articles issus d'une conférence tenue à Majorque, en 2006. Les systèmes carbonatés représentent mondialement un objectif pétrolier majeur. Leur modélisation nécessite de caractériser les paramètres qui contrôlent leur installation et leurs variations. Par rapport aux systèmes silico-clastiques, les systèmes carbonatés sont dépendants des fonctions biologiques, elles-mêmes très réactives aux phénomènes environnementaux (eustatisme, climat, budget carbone global...). Il en résulte une très grande variabilité de ces édifices. Les systèmes carbonatés mésozoïques et cénozoïques de Méditerranée et du Moyen-Orient ont été l'objet de très nombreuses recherches de la part de l'industrie pétrolière et présentent d'excellentes conditions d'affleurement. Leur analyse offre l'opportunité de dégager des modèles pertinents.

C'est le propos de cet ouvrage. Un premier article propose un panorama historique des séquences carbonatées dans le cadre de la Téthys. Il est suivi par l'analyse détaillée, et bien illustrée, d'un certain nombre d'exemple : Trias des Palmyrides en Syrie, Lias-Dogger du Haut-Atlas marocain, Malm et Aptien mixte (carbonaté silico-clastique) celtibériques, Aptien-Turonien (Shuaibah-Natih) d'Oman, Cénomanién-Turonien (Sarvak) et Oligo-Miocène (Asmari-Padbeh) d'Iran, Langhien d'Ermenek en Turquie. Enfin, les quatre derniers articles se penchent plus précisément sur les rôles de la diagenèse météoritique, du développement de la porosité et de la dolomitisation.

L'ouvrage est richement illustré. Il est destiné aux spécialistes des environnements carbonatés.

G. MASCLE

ICHOLOGY ORGANISM-SUBSTRATE INTERACTIONS IN SPACE AND TIME

L. Buatois et M. G. Mángano

Cambridge University Press, Cambridge, 2011, 1 vol. rel. 22 x 27,6 cm, 378 p., ill., ISBN : 978-0-5218-5555-6. Prix : 50 £.

Il s'agit d'un traité écrit par deux ichnologues de renom, très actifs sur la scène internationale. Dans cet ouvrage remarquable, les auteurs abordent tous les aspects de l'ichnologie en insistant principalement sur l'intérêt des traces fossiles dans la problématique paléoenvironnementale. Dans cette optique, ils s'intéressent essentiellement aux traces produites par les invertébrés et très peu à celles produites par les vertébrés. Les spé-

cialistes d'ichnologie des vertébrés ne trouveront donc pas leur compte, car de nombreuses spécificités liées à cette discipline ne sont pas abordées. En revanche, les sédimentologistes seront très intéressés.

Ce traité, remarquablement illustré, se termine par une bibliographie très développée loin d'être exhaustive et un index particulièrement utile pour le repérage des ichnotaxons. Le texte entrecoupé de nombreuses réfé-

rences, s'adresse à un public averti. Les schémas sont pour la plupart originaux et bien réalisés. Les photos, fondamentales pour la discipline, sont très abondantes. Toute l'iconographie est en couleur. La qualité de l'édition et l'abondance de l'illustration rendent ce livre agréable à consulter. Il est seulement dommage que certaines photos soient de qualité moyenne et que les échelles soient présentées de manière non homogène.

Analyses d'ouvrages

ne. Mais il ne s'agit que de critiques mineures.

L'ouvrage est organisé en trois grandes parties. La première traite des concepts et des méthodes. Les bases de l'ichnologie sont d'abord présentées : caractéristiques, taphonomie, éthologie, taxonomie et paléobiologie des traces fossiles. Le lecteur est informé sur les méthodes de systématique ichnologique mais ne trouvera pas les clefs de détermination des ichnogenres les plus connus. Ces derniers sont illustrés tout au long de l'ouvrage et repérables grâce à l'index. Puis sont abordées les notions d'ichnofaciès et d'ichnofabrique. Cela est écrit de manière intéressante et les idées les plus récentes sont présentées. Pour la notion d'ichnofaciès, souvent mal perçue et délicate à utiliser, on peut regretter que le modèle initial de A. Seilacher ne soit pas plus clairement présenté et illustré. De même, la distinction des différents niveaux de bioturbation (*mixed, transition, historical zones*), très importante pour l'étude des dépôts à sédimentation continue, aurait mérité plus d'attention et au moins un schéma.

La deuxième partie s'intéresse aux traces fossiles dans leur environnement. Elle débute par des généralités d'ordre paléoécologique où sont bien analysés les différents facteurs du milieu influençant la nature et la répartition des traces d'origine biologique. Puis, sont passés en revue les principaux environnements de dépôt et leurs caractéristiques ichnologiques. À côté des environnements marins, les plus souvent traités dans la littérature, les environnements continentaux sont largement abordés. D'une manière générale, cette partie, très documentée et riche en schémas, est d'un grand intérêt du point de vue sédimentologique.

La troisième partie s'intéresse aux traces fossiles dans le temps. Cela est vu d'abord dans l'optique de l'enchaînement des dépôts sédimentaires en présentant l'intérêt de l'approche ichnologique en stratigraphie séquentielle. Les traces fossiles sont en effet d'excellents marqueurs de discontinuités sédimentaires. Cela est vu ensuite à une autre échelle temporelle avec l'utilisation, certes très limitée, des traces fossiles en biostratigraphie.

Enfin, deux paragraphes traitent de sujets moins souvent abordés en ichnologie. Le premier s'intéresse à l'évolution de la vie et à son impact direct sur les sédiments. C'est tout l'intéressant problème de la colonisation du sédiment, vu de manière historique et dans différents milieux, qui est ainsi abordé. Le second paragraphe, court et original, s'intéresse à l'approche ichnologique en paléoanthropologie et en archéologie.

Les traités d'ichnologie sont rares et l'édition de celui de Luis Buatois et Gabriela Mángano marque une étape importante dans la diffusion de cette discipline des sciences de la Terre encore jeune. À ce titre, cet ouvrage me paraît aussi important que ceux de R. Bromley (1996, 2^e édition), A. Seilacher (2007) ou J. Gérard et R. Bromley (2008). Pour les étudiants, je ne le recommanderais pas en dessous du niveau Master. En revanche, il doit être acquis ou consulté par les sédimentologues et, bien sûr, par quiconque s'intéresse à l'ichnologie en général.

Ch. GAILLARD

MAGMATIC NI-CU AND PGE DEPOSITS : GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GENESIS

Chusi Li et Edward M. Ripley (eds)

Reviews in Economic Geology ; 17, Society of Economic Geologists, Inc., Littleton, 2011, 1 vol. br. 21 x 28 cm, 370 p., ill., ISBN : 978-1-934969-35-9. Prix : 80 \$.

Le 17^e volume de cette collection de la *Society of Economic Geologists* est consacré aux gisements à Ni-Cu-EGP (Eléments du Groupe du Platine) d'origine magmatique. Il comporte 13 chapitres, tous écrits par les grands noms du sujet. Comme tous les ouvrages de cette série, il s'adresse aux étudiants en master et thèse, aux chercheurs et aux professionnels de l'exploration minière.

Le chapitre introductif, rédigé par Tony Naldrett décrit les différents paramètres nécessaires à la formation de ces gisements.

Les chapitres suivants décrivent de manière très exhaustive et bien illustrée les grands complexes magmatiques mondiaux, en mettant l'accent sur les conditions de formation des minéralisations, qu'il s'agisse de la compo-

sition des magmas, de leur dynamique, de la contamination par l'encaissant et des moyens de la tracer, ainsi que des possibles mélanges magmatiques...

C'est ainsi que ce volume offre au lecteur une synthèse des connaissances actuelles sur chacun des sujets abordés : komatiites du Craton du Yilgarn en Australie (Barnes *et al.*), de l'Abitibi (Houlé et Leshner) et du Manitoba (Layton-Matthew *et al.*) au Canada ; complexe de Pechenga en Russie (Hanski *et al.*) ; complexe de Jinchuan en Chine (Li et Ripley) ; complexe de Voisey's Bay au Canada (Ripley et Li) ; minéralisations de Norilsk-Talnakh en Russie (Arndt) ; complexe de Kabanga en Tanzanie (Maier *et al.*) ; Grand Dyke du Zimbabwe (Oberthür) ; complexe du Lac des Îles au Canada (Barnes et Gomwe).

Analyses d'ouvrages

Enfin, deux chapitres sont consacrés au complexe du Bushveld (Afrique du Sud). Le premier concerne le Merensky Reef et les horizons à chromite minéralisés en EGP (Naldrett *et al.*), le second l'extension nord du complexe, avec le Platreef (McDonald et Holwell).

On pourra cependant regretter qu'il n'y ait pas de place pour les sujets « émergents », le seul « petit nouveau » dans la liste étant le gisement de Kabanga, découvert il y a une vingtaine d'années. Regrettons également que les ouvrages de cette série ne soient pas disponibles

en version électronique.

Pour les lecteurs spécialistes des gisements à Ni-Cu-EGP associés aux complexes magmatiques, signalons à cette occasion la récente parution de numéros thématiques dans *The Canadian Mineralogist* (vol. 49, n°6, 2011), *Mineralium Deposita* (vol. 47, n°1-2, 2012) et *Chemical Geology* (vol. 302 et 303, 2012). Leur lecture complètera avantageusement ce document de synthèse.

Th. AUGÉ

T. REX : TYRANNOSAURUS ET LES MONDES PERDUS

J. Le Loeuff

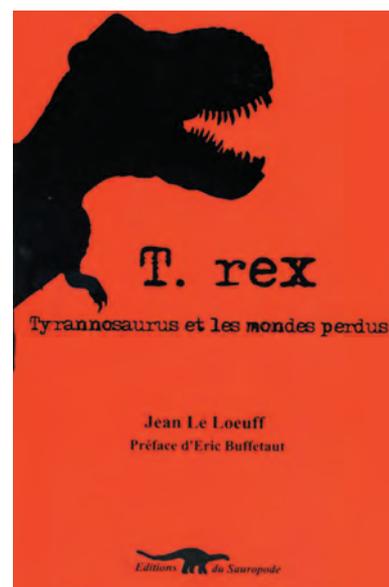
Éditions du Sauropode, Carcassonne, 2012, 1 vol. br. 15,5 x 23 cm, 218 p., ill., ISBN : 978-2-9541296-0-0. Prix : 18 €.

Encore un livre sur les dinosaures ? L'originalité de celui-ci est qu'il est dédié au plus emblématique de tous les dinosaures : *T. rex*. Jusqu'à présent, aucun livre ne lui était encore consacré en français. Le paléontologue Jean Le Loeuff, directeur du Musée des dinosaures d'Espérasa (Aude), s'est dévoué pour combler ce vide. Logique, si l'on pense à la nouvelle exposition permanente du dit musée qui est entièrement consacrée à ce théropode du Crétacé, devenu l'archétype du grand dinosaure carnivore.

La célébrité de *Tyrannosaurus* a largement dépassé aujourd'hui les cercles scientifiques pour devenir un icône dans la culture populaire. Le Loeuff nous montre *T. rex* sous toutes ses coutures : depuis la découverte des premiers ossements par le fameux chasseur de fossiles Barnum Brown et les publications de son patron H.F. Osborn à l'*American Museum of Natural History* de New York – notamment celle de 1905 où le nom *Tyrannosaurus rex* (qui signifie "le roi des reptiles tyrans") devint officiel – jusqu'aux dernières recherches paléontologiques concer-

nant son anatomie et sa paléobiologie (physiologie, mode de vie, sexualité, relations de parenté, etc.). Le lecteur apprend ainsi que *Tyrannosaurus* a failli s'appeler *Manospondylus* ou encore *Dynamosaurus*, découvre qu'il existe une petite quarantaine de squelettes plus ou moins complets de *T. rex* – pour la plupart trouvés dans le Montana et les deux Dakota dans les dépôts de l'extrême fin du Crétacé – dont celui baptisé « Sue » qui a défrayé la chronique à la fin du siècle dernier pour avoir été trouvé au bord d'une réserve Sioux et vendu aux enchères pour plusieurs millions de dollars. Celui-là même qui a montré aux paléontologues que *T. rex* avait des lésions osseuses et souffrait d'infections variées, y compris de la goutte !

Le livre retrace aussi le lien entre les concepts paléontologiques sur les dinosaures carnivores (depuis *Megalosaurus*, décrit 80 ans avant *Tyrannosaurus*) et la représentation populaire de ces animaux. Des illustrateurs, des romanciers et même des psychanalystes s'y sont intéressés. Seul petit reproche à faire : on aurait aimé un index à la fin du livre pour



pouvoir retrouver plus aisément certaines informations.

Jean Le Loeuff a su mêler la rigueur avec une bonne dose d'humour. Reprenant les mots d'Éric Buffetaut, préfacier du livre, il fait preuve d'une érudition plaisante. C'est de la science amusante, mais cela reste de la science. Autant dire de la vulgarisation de qualité.

X. PEREDA SUBERBIOLA

Analyses d'ouvrages

GEORGES CUVIER : DO ESTUDO DOS FOSSEIS A PALEONTOLOGIA

F. Faria

Editores 34, São Paulo, 2012, 1 vol. br. 12,5 x 20,5 cm, 270 p., ill., ISBN : 978-85-61260-06-4.

Dans ce livre fort intéressant, l'historien des sciences brésilien Felipe Faria examine l'œuvre de Georges Cuvier à la lumière des thèses de Thomas Kuhn sur la structure des révolutions scientifiques et les « changements de paradigme ». Il considère que jusqu'à Cuvier, l'étude des fossiles se fait en l'absence d'un paradigme, d'un cadre interprétatif global et accepté par la grande majorité des chercheurs. Les opinions les plus variées, et parfois les plus fantaisistes (au moins rétrospectivement) sont alors exprimées. Tout change dans les dernières années du 18^e siècle, lorsque le savant français, s'appuyant sur les principes de l'anatomie comparée, propose une méthode d'interprétation des fossiles dont l'efficacité contraste avec les tentatives antérieures. La supériorité méthodologique n'est cependant pas tout. Comme le note très justement Felipe Faria, Cuvier s'emploie de façon très réfléchie à établir le nouveau paradigme en y ralliant le plus grand nombre possible de naturalistes. Son « adresse aux savants et aux amateurs des sciences » de 1801 vise à s'assurer la coopération de tous ceux, de par le monde, qui s'intéressent aux fossiles tout en les convaincant d'employer ses techniques d'investigation. Cette entreprise réussit fort bien puisque,

en l'espace de quelques années, se développe une communauté paléontologique internationale qui adopte les approches cuviériennes. Le paradigme ainsi mis en place inclut, il est vrai, les conceptions catastrophistes et fixistes de Cuvier. Il est d'autant plus intéressant de constater que lorsque des fissures apparaissent dans l'édifice, entre autres avec la découverte de l'homme fossile, peu conforme à la doctrine cuviérienne, puis avec l'avènement de l'évolution, ce qui constitue à n'en pas douter une « révolution scientifique », le paradigme mis en place par Cuvier ne s'effondre pas totalement, car sa méthode d'interprétation des fossiles est fondée sur des bases solides qui demeurent valides. Les principes de base de la paléontologie demeurent donc alors que l'on passe d'une vision fixiste et catastrophiste à une conception évolutionniste et gradualiste de l'histoire des êtres vivants. Felipe Faria analyse ces épisodes fondamentaux du développement de la paléontologie avec beaucoup de perspicacité et de subtilité. Son livre nous permet ainsi de voir l'œuvre de Cuvier et son impact sur l'évolution des sciences naturelles sous un jour nouveau et révélateur.

E. BUFFETAUT

UNE PIERRE ÉTRANGE... LE GRISON DANS L'HISTOIRE DU BÂTI ENTRE VAL DE SEINE ET BORDS DU LOIR

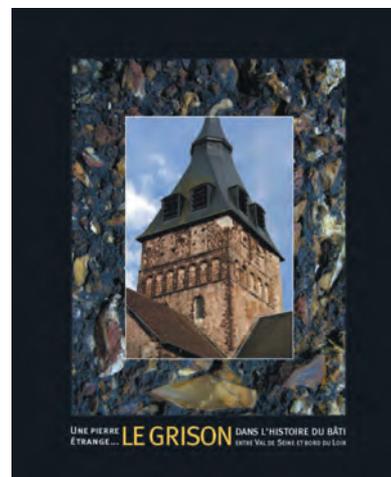
Ch. Montenat, A. Lemoine-Descourieux, N. Wasylyszyn

avec la collaboration de P. Durand, G. Lepoint, M.-L. Montenat

Mémoire HS ; 8, AGBP, Paris/ AMSE, Brionne, 2012, 1 vol. br. 21 x 27 cm, 128 p., 152 ill.,
ISSN : 0374-1346. Prix : 20 €.

La pierre de grison, ou grison, n'a pas belle apparence, mais elle possède des qualités qui ont été fort appréciées dans les siècles passés, en particulier sa solidité dans les zones de plateau où la pierre de taille est rare. On la rencontre depuis la région de Bernay, au nord, jusqu'aux environs de Vendôme, au sud. Il s'agit d'une brèche à éléments de silex ferruginisés, empruntés aux argiles à silex de la craie, cimentés par des oxydes de fer (6,4 à 18,5 % de Fe₂O₃). Elle se présente en couches lenticulaires de quelques dizaines de décimètres de

puissance intercalées entre le sommet des argiles à silex et les limons loessiques des plateaux, dont la formation résulterait de processus pédogénétiques d'âge holocène. Il est difficile de retrouver les gisements autrefois exploités, qui se localisaient dans les zones de faible recouvrement loessique, car ils ont été pratiquement épuisés dès la fin du Moyen Âge, après avoir fourni des matériaux caractéristiques du bâti ancien de la région. Ainsi, les auteurs considèrent que le grison est un marqueur archéologique caractéristique de la période du XI^e au XIII^e siècle.



Analyses d'ouvrages

Après cette brève introduction au sujet de ce livre, on doit dire aux futurs lecteurs que ce bel ouvrage comporte deux parties d'égale importance, géologique et historique, qui se complètent et s'interpénètrent au fil des pages.

La partie géologique tout d'abord, dans laquelle ce mince horizon d'altérite est replacé dans l'évolution paléogéographique de la région, du Crétacé supérieur au Quaternaire. Puis sont précisées les caractéristiques géologiques et pétrographiques de ce faciès ainsi que les mécanismes de sa formation. Vient ensuite une brève revue de certaines roches appelées grison en d'autres parties de France, mais qui ne présentent souvent qu'une ressemblance lointaine avec notre grison.

Dans la région concernée par ce livre, le grison, du fait de sa relative rareté, était employé en association avec différents matériaux localement disponibles ou importés des régions voisines (des silex, des grès et des calcaires, des briques...). Ces matériaux sont évoqués dans un chapitre illustré par des exemples de constructions anciennes, des églises pour l'essentiel. Il est alors possible de présenter au lecteur la répartition régionale de l'utilisation du grison et des autres

constituants de l'habitat ancien que viennent illustrer trois cartes : la première offre une vision synthétique de l'utilisation du grison dans les sites recensés, dont l'importance relative est traduite par des ronds de différentes tailles et couleurs ; la seconde montre la répartition des autres matériaux utilisés dans le bâti ancien, dont l'influence est illustrée par une dernière carte.

Les six chapitres de cette partie géologique constituent une introduction indispensable à la partie historique, ou plus exactement archéologique de cet ouvrage. En effet, ils permettent aux visiteurs de mieux comprendre les variations qui peuvent être observées dans le bâti du nord au sud et de l'est à l'ouest et qui peuvent être mises en relation avec les variations du contexte géologique.

Le passionnant chapitre intitulé « Le grison dans l'histoire de l'architecture » évoque les différentes étapes qui se sont succédé du X^e au XIX^e siècle. Une longue histoire dont on retiendra en particulier que l'apogée du grison, déjà utilisé depuis l'époque gallo-romaine, se situe entre le XI^e et le XIII^e siècle, période de prospérité économique ; pour les auteurs, il constitue un véritable marqueur archéologique de cette période.

Ultérieurement, comme la source de ce matériau se tarit, il sera utilisé plus parcimonieusement en complément d'autres matériaux, en particulier pour les chaînages des bâtiments ; il proviendra fréquemment du réemploi de pierres empruntées à des édifices ruinés.

Dans un dernier chapitre, les auteurs nous engagent à découvrir sur le terrain une sélection des multiples constructions dans lesquelles le grison a une part importante. Ce sont surtout des églises, mais pas seulement, qu'il est possible de visiter grâce à cette sorte de guide intitulé « Visites et découvertes sur une Route du grison ». Cette partie richement illustrée, qui s'étend sur 15 pages, précède un court chapitre de conclusions, également riche en illustrations, « Le grison dans l'histoire du bâti ».

Ainsi, ce livre, très pédagogique, richement illustré, est un condensé des connaissances du bâti ancien dans ce « pays du grison », dont la restitution est le fruit d'une étroite collaboration entre le géologue, l'archéologue et l'historien. Nul doute qu'il devrait intéresser un public varié, en particulier tous ceux qui connaissent ou qui veulent visiter pour la première fois cette région.

Ph. LAGNY

SOMMES-NOUS TOUS VOUÉS À DISPARAÎTRE ? IDÉES REÇUES SUR L'EXTINCTION DES ESPÈCES

E. Buffetaut

Collection *idées reçues*, Éditions Le Cavalier Bleu, Paris, 2012, 1 vol. br. 14 x 20,5 cm, 154 p. ill., ISBN : 978-2-74670-349-9. Prix : 18 €.

Qu'est-ce qu'une espèce ? Avant d'entrer dans le vif du sujet, l'auteur a pris le soin de consacrer deux pages à cette définition. Ce n'est pas inutile. Car, dit-il, si nous distinguons aisément, à notre avis, les espèces vivantes de notre entourage, il ne faut pas oublier que les frontières naturelles sont floues et que des êtres apparemment identiques peuvent appartenir à des espèces différentes. Comment définir alors des espèces pour des animaux qui ne sont connues que par leurs fossiles, et *a fortiori* à cause de leur extinction ?

Nous voilà donc dans le vif du sujet : qui dit fossile dit disparition ou extinction. La découverte au XVIII^e siècle du fait que des espèces pouvaient disparaître a surpris, et plus encore, dérangé : ce n'était pas concevable, ni religieusement, ni philosophiquement. Ce concept a donc été combattu, comme d'autres avant lui ; les idées reçues et les dogmes procurent, faut-il croire, un grand confort !

C'est ce qu'explique, sur des bases historiques et scientifiques (créationnistes s'abstenir !), Éric Buffetaut, en passant en revue la disparition des espèces (dont celle des

Analyses d'ouvrages

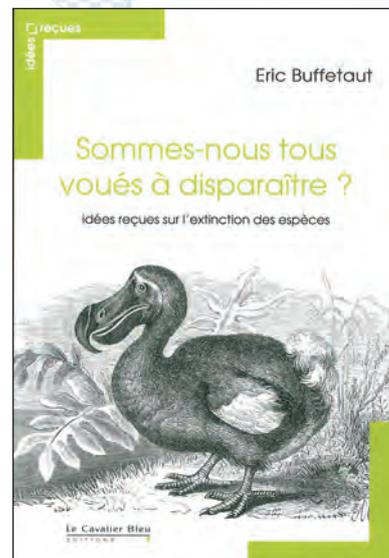
dinosaures bien sûr), la sélection naturelle, les facteurs d'extinction (les changements climatiques, la rareté des représentants...), le rôle de l'homme...

On s'amusera (de la lecture !) des considérations relatives aux crocodiles, aux « fossiles vivants » – une expression souvent péjorative passée dans le langage populaire, sans définition précise mais non dénuée de sens – d'une apparition de Buffalo Bill qui n'était peut-être pas seulement (encore une idée reçue ?) l'exterminateur que l'on croit. On s'amusera aussi des espèces « inventées » (le géant de Leguat) et des confusions nées d'observations imprécises. Attention à ne pas juger : nous avons aussi nos idées, reçues, préconçues, nos principes, des déficiences dont nos successeurs pourraient s'amuser... On sera effaré par l'histoire du pigeon migrateur d'Amérique, par le pouvoir d'anéantissement de l'Homme (la 6^e extinction en masse, due à la réduction de la biodiversité, est-elle en marche ?) et on tâchera de se rassurer avec les (quelques) sauvetages réussis... *in extremis*.

Bref : un petit ouvrage bien illustré, mais on aurait apprécié quelques reproductions en couleurs. Les chapitres courts, tous avec une épigraphe, facilitent la lecture que l'on peut interrompre et reprendre aisément. Les anecdotes

– nombreuses mais souvent dramatiques – éclairent et illustrent la richesse du propos. Ceux que ces questions interpellent, que les phénomènes naturels intéressent, qui aiment les sciences de la Vie et de la Terre, trouveront matière à consolider leurs connaissances et à méditer. Ils pourront prolonger leurs investigations grâce à une annexe qui tient lieu de bibliographie commentée. Avant de se plonger dans cette lecture, un bon exercice consistera à deviner si le nom des chapitres correspond ou pas à une idée reçue.

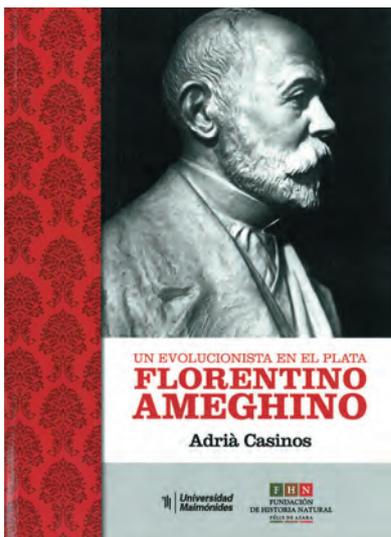
F. GIRAULT



UN EVOLUTIONISTA EN EL PLATA : FLORENTINO AMEGHINO

A. Casinos

Fundación de Historia Natural Félix de Azara, Buenos Aires, 2012, 1 vol. br. 17 x 24 cm, 430 p., ill., ISBN : 978-987-27785-0-7.



De tous les paléontologues argentins, Florentino Ameghino (1854-1911) est sans conteste le plus

célèbre. Dans son pays, il fut considéré comme une sorte de héros national tant par la droite nationaliste que par la gauche laïque, ce qui reflète les facettes multiples de sa personnalité et de son œuvre. Le grand mérite d'Adrià Casinos dans cette excellente biographie est d'avoir réussi à s'abstraire de ce culte d'Ameghino, encore vivant, quoique moins exacerbé, dans l'Argentine d'aujourd'hui, pour nous présenter la vie et les travaux de ce chercheur hors normes avec détachement et objectivité.

Fils d'immigrés italiens, largement autodidacte (ce qui lui fut reproché) mais doué d'une puissance de travail exceptionnelle, Ameghino a laissé une œuvre paléontologique considérable, réalisée dans des

conditions matérielles longtemps fort difficiles. On sait que pendant de nombreuses années, faute d'une position officielle, il finança ses recherches (ainsi que les nombreuses expéditions menées par son frère Carlos en Patagonie, qui lui fournirent une énorme quantité de fossiles) en tenant une librairie-papeterie à La Plata – et à l'occasion en vendant des spécimens paléontologiques à l'étranger. Ces difficultés ne l'empêchèrent pas de révéler à la communauté scientifique internationale le monde jusque là largement insoupçonné des vertébrés fossiles de Patagonie et l'extraordinaire radiation évolutive des mammifères d'Amérique du Sud durant la longue période d'isolation de ce continent

Analyses d'ouvrages

au Tertiaire. Paradoxalement, sans doute peu de paléontologues se sont-ils autant trompés qu'Ameghino dans leurs interprétations : il voulait en effet voir dans l'Amérique australe le centre d'origine de tous les grands groupes de mammifères, y compris la lignée humaine, et cette idée fixe le conduisit à nombre d'erreurs tant en phylogénie qu'en stratigraphie. Mais l'abondance et l'importance de ses découvertes font que ces bévues,

avec le recul du temps, paraissent presque secondaires de la part de cet esprit combatif et original. Adrià Casinos fait brillamment revivre ce personnage assez extraordinaire, dont le caractère intransigeant lui valut souvent l'inimitié de ses collègues (l'antagonisme entre Ameghino et les grands scientifiques argentins que furent German Burmeister et Francisco Moreno, est resté célèbre, tout comme ses démê-

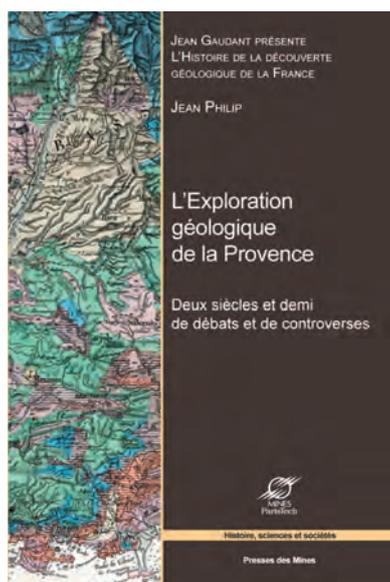
lés avec le paléontologue américain John Bell Hatcher) en même temps que son œuvre scientifique suscitait l'étonnement et le respect de paléontologues dans le monde entier (grâce à un vaste réseau de correspondants, sa notoriété s'étendait bien au-delà des frontières de l'Argentine). Ce livre est une contribution importante et bienvenue à l'histoire de la paléontologie.

E. BUFFETAUT

L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE DE LA PROVENCE : DEUX SIÈCLES ET DEMI DE DÉBATS ET CONTROVERSES

J. Philip

Histoire, sciences et sociétés, Presses des Mines, Paris, 2012, 1 vol. br. 16 x 24 cm, 366 p., 98 fig., une carte hors texte, ISBN : 978-2-9111256-88-2. Prix : 49 €.



C'est en analysant une structure de Provence, celle du Beausset, que Marcel Bertrand a eu une intuition géniale et découvert les phénomènes de charriage. Il a très vite étendu cette

notion à l'ensemble des structures provençales et l'a généralisée à d'autres chaînes, comme le lambeau du Crépin Boussu en Ardennes. On sait la fortune mondiale qu'a connue ce concept, et les controverses acharnées qu'il a entraînées un peu partout, et en particulier en Provence.

C'est cette fantastique histoire que raconte Jean Philip, professeur émérite à l'université de Provence. L'ouvrage est subdivisé en cinq parties : le temps des précurseurs au XVIII^e siècle, celui des fondateurs (jusqu'à l'entrée en scène de M. Bertrand en 1884), la grande période des tectoniciciens, jusqu'en 1930, le temps de la polémique, jusqu'en 1960, et la renaissance avec l'explosion de la recherche tous azimuts (géophysique, analyse séquentielle, campagnes à la mer...).

Le volume comporte, outre une riche bibliographie, assez complète,

une série de biographies résumées des principaux acteurs, ainsi qu'un certain nombre d'annexes ayant trait à la géologie provençale : réunions scientifiques, ouvrages généraux, cartes géologiques, stratotypes, centres universitaires. L'ouvrage est bien illustré par de nombreuses figures, dont certaines ont valeur de monument historique (coupes de M. Bertrand). On regrettera cependant que certaines d'entre elles aient été trop réduites, rendant difficile leur lecture, ou que certaines légendes aient été omises.

Au total, il s'agit d'un volume fort agréable à lire. Il illustre très clairement, sinon très crûment, le cheminement complexe qui aboutit à faire accepter une idée nouvelle en science. À cet égard, il est susceptible d'intéresser un vaste public, débordant largement le cadre des seuls géoscientifiques.

G. MASCLÉ

Analyses d'ouvrages

LES VOLCANS VOYAGE AU CŒUR DE LA TERRE

F. Michel, A. Cocain

Savoirs juniors, Éditions Belin, Paris, 1 vol. rel. 22,5 x 29 cm, 61 p., ill., ISBN : 978-2-7011-6417-5. Prix : 15,50 €.

Les volcans ! Une éruption volcanique ne laisse pas indifférent : beauté du spectacle, bien sûr, mais aussi, et souvent malheureusement, des victimes, en nombre plus ou moins important selon les divers types d'émissions. Le livre de François Michel apporte aux juniors les explications nécessaires à la compréhension du phénomène et invite ceux qui seraient intéressés, ou peut être passionnés, à s'initier à la volcanologie et à parcourir le monde.

Grâce à un texte très clair, à des schémas très didactiques et à un choix judicieux de photographies d'Anthony Cocain, l'auteur décrit tout d'abord les phénomènes habituels caractérisant les éruptions (coulées de lave, projections, gaz, nuées ardentes...) puis présente les différents dynamismes éruptifs. Une double page consacrée à la tectonique des plaques complète cette partie des-

criptive et montre le rôle joué par les mouvements des plaques sur le déclenchement des éruptions.

Suit une invitation au voyage, la contemplation d'un magnifique phénomène naturel. Comment la description et les photographies des volcans islandais, italiens et auvergnats notamment n'inciteraient-elles pas à une visite sur le terrain ?

Enfin pour ceux qui, séduits, envisageraient un métier de volcanologue, une interview de Jacques-Marie Bardintzeff, un des principaux volcanologues français, répond à la demande d'information sur le cursus à suivre dans ce domaine.

Ce livre, très bien écrit et illustré, devrait retenir l'attention des juniors auxquels il est destiné. Peut-être suscitera-t-il des vocations dans le domaine de la volcanologie où il reste beaucoup à faire,



ne serait-ce que la prévision des éruptions, mais pourquoi pas dans le domaine de l'énergie et de la santé grâce à l'utilisation des eaux chaudes d'origine volcanique ?

J. LAMBOTTE

LES RESSOURCES MINÉRALES MARINES PROFONDES ÉTUDE PROSPECTIVE À L'HORIZON 2030

Y. Fouquet et D. Lacroix

Collection Matière à débattre et décider, Éditions Quæ, Versailles, 176 p., 1 vol. br. 14,5 x 21 cm, 176 p., ill., 6 annexes, ISBN : 978-2-7592-1618-5. Prix : 39 €.

Les ressources minérales des fonds océaniques deviendront-elles des ressources minières dans un futur proche ? La question mérite d'être posée. Même si certains croient en une reprise possible de l'activité minière en France, il est difficile aujourd'hui d'envisager d'ouvrir de nouvelles mines ou de rouvrir d'anciennes exploitations en France métropolitaine et ce pour diverses raisons, qu'elles soient écologiques et sociétales ou même économiques. Reste alors à se tourner vers le milieu océanique dans lequel notre pays dispose d'un vaste domaine sous-marin, grâce aux Zones Economiques Exclusives (ZEE) de ses territoires d'Outre Mer, et d'un savoir-faire accumulé depuis les années 1970.

Telle est la question abordée dans ce livre, publié à l'initiative de l'Ifremer. Sa parution s'inscrit dans le prolongement d'une journée technique organisée en mai 2011 par la Société de l'Industrie Minérale (SIM) et l'Ifremer à l'Éco-

le des Mines de Paris (voir *Géochronique* n° 119, p. 8).

L'ouvrage est organisé en deux parties. La première, intitulée « Synthèse de l'étude », occupe 35 pages. Elle est, à quelques différences de présentation près, identique au document l'Ifremer qui avait été distribué aux participants à cette réunion de 2011. On y trouve exposée de façon claire et synthétique la problématique scientifique et technique, sous ses multiples facettes, des différents enjeux relatifs à l'exploitation de ressources minérales présumées (amas sulfurés à métaux de base et or, nodules et encroûtements manganésifères, principalement).

La seconde, qui s'étend sur 84 pages, comporte 7 chapitres rédigés par des spécialistes, permettant d'éclairer les différents points exposés dans la synthèse qui précède :

– *Environnement profond* : les écosystèmes dont il sera nécessaire de respecter l'équilibre en cas d'exploitation (J. Galéron) ;

Analyses d'ouvrages

– *Métaux rares et métaux stratégiques* : dans le cadre du devenir prévisible à court et moyen terme de l'économie des matières premières, l'examen des métaux susceptibles d'être exploités en milieu océanique profond (Y. Fouquet et B. Martel-Jantin) ;

– *Caractéristiques et processus de formation* : rappel concis des minéralisations sous-marines, de leurs contextes géologiques et géodynamique et de leur genèse (Y. Fouquet) ;

– *Connaissances scientifiques et enjeux liés à l'hydrogène* : rapide aperçu de cette thématique, mise assez récemment en lumière à l'occasion des innombrables discussions sur les énergies du futur, et des hypothétiques ressources océaniques (J.-L. Charlou et al.)

– *Droit international et son évolution* : exposé des contraintes légales relatives à toute exploitation sous-marine (E. Jarmache) ;

– *Les acteurs et les lieux de la formation en France et en Europe* : après un rappel des diverses structures de recherche publique et des entreprises privées susceptibles

d'intervenir, ainsi que des compétences nécessaires, examen de l'éventail des différents types de formation dans le domaine de l'enseignement et de la recherche (A. Cheilletz et M. Maia) ;

– *L'accès aux matières premières* : analyse des contraintes et des menaces pesant sur l'accès à certaines matières premières minérales dont l'Union européenne doit tenir compte, dans le cadre d'une diplomatie à l'échelle internationale (A. Valéry).

En conclusion, cet ouvrage dense apparaît comme une bonne synthèse des nombreuses questions qui se posent sur la possibilité d'exploiter certaines ressources minérales des fonds océaniques dans un délai d'une vingtaine d'années. L'objectif est de réduire autant que faire se peut la dépendance de la France et de l'Europe.

Destiné en priorité aux décideurs, il devrait être également bien accueilli par les étudiants avancés, les enseignants ainsi que les chercheurs du public comme du privé.

Ph. LAGNY

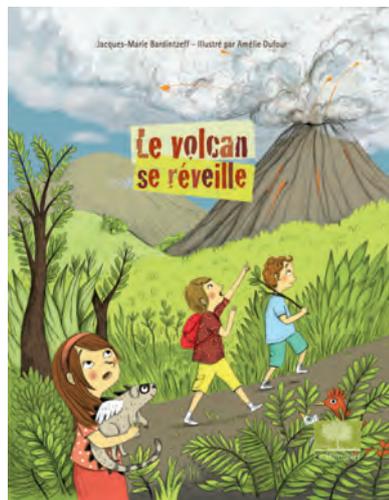
LE VOLCAN SE RÉVEILLE

J.-M. Bardintzeff et A. Dufour

Les albums, Éditions le Pommier, Paris, 1 vol. rel. 23 x 28,5 cm, 42 p., ill., ISBN : 978-2-7465-0638-1. Prix : 14,90 €.

J.-M. Bardintzeff s'est associé à l'illustratrice Amélie Dufour pour produire ce documentaire fiction. Comment initier les petits au monde des volcans ? Rien de tel qu'un récit de voyage en famille pour se rendre en Afrique observer un volcan actif, la *Montagne soufrée*. Son ascension permet à trois enfants et à leurs parents de découvrir dans un premier temps les éléments de l'édifice volcanique et les roches qui le composent. Ils visitent ensuite l'observatoire volcanologique où ils sont accueillis par le directeur qui leur explique les mécanismes de formation des différents types de volcans et leurs relations avec la tectonique globale.

Ce voyage initiatique ne pouvait s'achever sans que le volcan ne se réveille et que les zones habitées



proches ne soient évacuées, occasion de montrer en particulier les équipements et les outils nécessaires aux observations et aux mesures des volca-

nologues sur le terrain. Après la fin de cette sérieuse alerte, viennent les explications sur les différents phénomènes catastrophiques pouvant accompagner l'activité des volcans dont la répartition mondiale est illustrée par une carte où les noms des plus célèbres sont affichés.

Cette « bande dessinée » très pédagogique s'adresse en priorité à des enfants de 6 à 10-12 ans, avec me semble-t-il, le nécessaire soutien des parents qui auront à répondre aux multiples questions qui leur seront posées, à apporter le cas échéant des informations complémentaires sur le sujet... et à leur faire découvrir le piège de la page 6 : cet arbre est-il vraiment un bananier ?

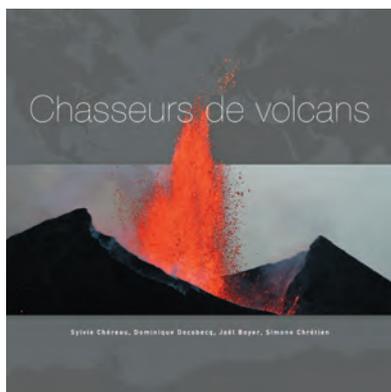
Ph. LAGNY

Analyses d'ouvrages

CHASSEURS DE VOLCANS LES 101 PLUS BEAUX VOLCANS DU MONDE

S. Chéreau, D. Decobecq, J. Boyer et S. Chrétien

Omniscience/ BRGM éditions, Montreuil/ Orléans, 2012, 1 vol. rel. 25 x 25 cm, 240 p, 400 ill.,
ISBN : 978-2-916097-42-8. Prix : 29,90 €.



Voici un superbe album de 400 photos de volcans, retenues parmi plusieurs milliers, prises « sur le vif » et dans les cinq continents par les membres de l'Association volcanologique européenne (LAVE), véritables « chasseurs de volcans ».

Les 101 plus beaux volcans du monde ont été sélectionnés, classés

par ordre alphabétique, depuis l'Arenal au Costa Rica jusqu'à Yellowstone dans le Wyoming, avec un code couleur pour chaque continent. Chaque volcan est présenté (deux photos le plus souvent, parfois trois à cinq) sur une double page, accompagné d'un texte court, tonique et informatif mais aussi poétique. Chaque photo apparaît vraiment originale. Des vues aériennes, des images satellite et des documents historiques complètent l'ensemble. Des volcans méconnus (Garet au Vanuatu, Inielika en Indonésie) ou peu accessibles (Erebus en Antarctique, Kamtchatka) ont trouvé leur place.

La dernière partie du livre présente, en une trentaine de pages, la répartition des volcans (dorsales océaniques, Ceinture de feu du Pacifique, etc.), leurs dynamismes

éruptifs (coulées de lave, nuées ardentes, etc.), les gaz et les geysers, la géothermie. Les grandes catastrophes volcaniques sont évoquées, depuis le Vésuve capricieux jusqu'à la surnoise montagne Pelée, suivi d'une mise au point sur la surveillance et la prévision des éruptions. Un tableau final précise, pour chaque volcan, sa localisation géographique, son altitude, ainsi que le nom du photographe.

Ce livre collectif a été coordonné par quatre auteurs. De forme carrée, vraiment magnifique, il offre un festival de couleurs, du rouge de la lave au jaune du soufre. Il ravira les amoureux de la Terre vivante et de la nature et donnera à chacun l'envie de voir ou revoir ces « géants terribles ».

J.-M. BARDINTZEFF



Glissement de terrain provoqué par le séisme de Chi Chi (Taiwan, 1999) ; la niche d'arrachement est bien visible (photo D. Raymond).



Décalage vertical (9 mètres) du lit de rivière coupé lors du séisme de Chichi en 1999 par la faille de Chelungpu située dans le piémont ouest de la chaîne de Taiwan. Photo J. Malavieille.



Cône alluvial (C) et terrasse fluviale (T) quaternaires soulevés au-dessus d'un chevauchement actif dans le versant nord de la chaîne du Tian-Shan. La série sédimentaire (n2) sur laquelle ils reposent correspond à des conglomérats et graviers fluviaux connus sous le nom de formation de Xiyu, dont l'âge s'étend du Quaternaire ancien au Miocène supérieur. Cette série grossière progradante est probablement synchronisée de la réactivation au Néogène de la chaîne du Tian-Shan en réponse à la collision Inde-Asie. Photo S. Dominguez.