

Michel Campy
Jean-Jacques Macaire
Cécile Grosbois

Géologie de la surface

Érosion, transfert et stockage
dans les environnements continentaux

3^e édition

DUNOD

Illustration de couverture :
Désert d'Atacama, Chili © Nataliya Hora – Fotolia.com

© Dunod, 2003, 2013, 2022 pour la nouvelle présentation
11, rue Paul Bert 92240 Malakoff

EAN : 9782100848447
© Masson, 1989, pour la 1^{re} édition

www.dunod.com

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2^o et 3^o a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos	1
--------------	---

PARTIE 1

LA SURFACE DES CONTINENTS. FONCTIONNEMENT ET ÉTAT

Chapitre 1. Les composantes de la dynamique de surface	5
1.1 La lithosphère continentale : une mosaïque minérale	7
1.2 L'atmosphère	20
1.3 L'hydrosphère : une enveloppe liquide mobile	30
1.4 La biosphère	38
Bibliographie	41
Chapitre 2. Fonctionnement de la surface des continents	43
2.1 La chaîne des transferts de matière	43
2.2 Bilan de matière	52
2.3 Unités spatiales de fonctionnement	71
2.4 Unités temporelles de fonctionnement	79
Bibliographie	87
Chapitre 3. État de la surface des continents	90
3.1 Distribution globale des facteurs géodynamiques	90
3.2 Les formes de la surface : les paysages	99
Bibliographie	117

PARTIE 2

ÉLABORATION ET DÉPLACEMENT LIMITÉ DE LA MATIÈRE

Chapitre 4. Altération supergène des roches	121
4.1 Les processus de l'altération	122
4.2 Bilan de l'altération	134
4.3 Les principales altérites	146
Bibliographie	169

Table des matières

Chapitre 5. Flux et stockage de matière sur les versants	172
5.1 Dynamique de versant en équilibre	172
5.2 Dynamique de versant en déséquilibre	175
5.3 Stockage de matériaux sur les versants	193
Bibliographie	205

PARTIE 3

ÉVACUATION ET STOCKAGE DES PRODUITS ÉRODÉS

Chapitre 6. Le contexte glaciaire	209
6.1 Conditions de formation d'un glacier	209
6.2 Différents types de glaciers	213
Planches couleur	
6.3 L'érosion glaciaire	221
6.4 Les produits déposés : les formations glaciaires	225
6.5 Le rôle des glaciers sur les paysages	233
Bibliographie	237
Chapitre 7. Le contexte fluvial	238
7.1 Interactions mécaniques eau-particules	239
7.2 Types de cours d'eau et dynamique sédimentaire	247
7.3 Le bilan sédimentaire quantitatif en contexte fluvial	261
7.4 Bilan sédimentaire qualitatif dans les bassins fluviaux	274
Bibliographie	291
Chapitre 8. Contexte lacustre	295
8.1 Origine des lacs	295
8.2 Fonctionnement des lacs (systèmes limnologiques)	300
8.3 La production sédimentaire lacustre	307
8.4 La mémoire des lacs	314
Bibliographie	321
Chapitre 9. Le contexte éolien	322
9.1 Prélèvement de matière à la surface du globe	323
9.2 Accumulations éoliennes à l'échelle régionale	326
9.3 Dispersion éolienne diffuse à l'échelle globale	339
Bibliographie	344

PARTIE 4

MODIFICATIONS ANTHROPIQUES DE LA DYNAMIQUE DE SURFACE

Chapitre 10. Sol, agriculture et érosion	351
10.1 Sols, formations superficielles et flux de matières	351
10.2 Érosion accélérée des sols par l'agriculture	354
10.3 Conséquences de l'agriculture sur la dynamique de la surface	365
10.4 Les remèdes	369
Bibliographie	374
Chapitre 11. Aménagements et exploitation des cours d'eau	376
11.1 Impacts des aménagements hydrauliques	376
11.2 Exploitations et gestion des sédiments associés aux cours d'eau	388
11.3 Exploitation de la tourbe	396
Bibliographie	397
Chapitre 12. Urbanisation et extractions minières : effets sur la qualité des eaux, sols et sédiments	399
12.1 Essor urbain et impacts environnementaux	400
12.2 Extractions minières d'éléments métalliques et contaminations	415
Bibliographie	434
Index	439

AVANT-PROPOS

Cette troisième édition de *Géologie de la surface*, entièrement actualisée, a bénéficié de l'apport d'une troisième auteure, Cécile Grosbois, géochimiste.

Elle reprend l'esprit de la précédente édition : replacer les formations superficielles dans le cadre général des flux de matière et d'énergie des continents aux océans. Les formations superficielles sont les produits de l'érosion récente des continents, non exportés jusqu'aux océans. Elles représentent donc, au sens du bilan sédimentaire, des stocks de matière sur les continents. Cette approche amène à analyser les diverses composantes du bilan de matière (production, flux et stocks), non seulement en termes de processus (élaboration et prélèvement de la matière, déplacement par la glace, l'eau, le vent, sédimentation et stockage provisoire sur la surface continentale), mais aussi en termes quantitatifs et qualitatifs.

Les facteurs influant à chacune de ces étapes fonctionnelles des géosystèmes sont présentés et analysés : facteurs naturels (lithologie, tectonique, relief, climat et végétation), mais aussi facteurs anthropiques car les humains sont maintenant des acteurs essentiels dans ces flux de matières et influent sur la qualité de l'environnement.

L'analyse des flux en diverses parties de la surface continentale montre de grandes disparités. Elle souligne la nécessité d'associer les analyses à l'échelle des continents, pour une compréhension du fonctionnement global du système Terre, à celle de petites surfaces qui permettent d'apprécier la variabilité des processus, et concernent plus concrètement les impacts des activités humaines. De plus, la compréhension des processus physico-chimiques régulant les flux nécessite des études jusqu'à l'échelle microscopique.

De la même façon, l'analyse des processus de surface doit être menée à différentes échelles de temps : de l'instantané à la longue durée (annuelle à plurimillénaire), avec la difficulté d'extrapoler les mesures instantanées au temps long.

Cette nouvelle édition est caractérisée par un renforcement des aspects liés à la géochimie. Les chapitres 2 (méthodes de quantification), 4 (altération supergène) et 7 (le contexte fluvatile) ont particulièrement été remaniés. La quatrième partie relative aux « Modifications anthropiques de la dynamique de surface » a été refondue, avec notamment l'introduction du chapitre 12, totalement nouveau, intitulé « Urbanisation et industrialisation : effets sur les eaux, sols et sédiments » où l'accent est mis sur l'exploitation minière. De plus, cet ouvrage s'enrichit d'une série de planches avec des photographies en couleur.

Avant-propos

Cet ouvrage est destiné aux étudiants de tous niveaux en Sciences de la Terre et de l'Environnement, aux candidats aux concours de l'enseignement en Sciences de la Vie et de la Terre, aux enseignants de ces disciplines, et plus généralement aux chercheurs, fundamentalistes ou praticiens, concernés par le fonctionnement de la surface terrestre actuelle et passée : géologues, pédologues, agronomes, archéologues, ingénieurs en génie civil, écologues, aménageurs...

Nous remercions très sincèrement tous ceux qui nous ont aidé grâce à leurs conseils, leurs critiques et leurs encouragements, et qui nous ont communiqué des documents pour la réalisation de cet ouvrage, en particulier : M. Bacchi, V. Bichet, X. Bourrain, J. G. Bréhéret, B. Carnemen, C. Castanet, A. Courtin-Nomade, M.N. Croteau, M. Desmet, E. Dhivert, I. Gay-Ovejero, N. Gassama, V.D. Gherman, O. Grauby, F. Hinschberger, M. Launay, J. Leone, N. Macaire, F. Martin, M. Meybeck, F. Moatar, C. Petit, H. Richard, S. Rodrigues, S. Salvador, L. Valverde.

Partie 1

La surface des continents. Fonctionnement et état

Une vue extraterrestre, comme nous en offrent les images prises de satellites, permet de constater que la Terre présente une étendue océanique plus grande que la surface des terres émergées, qui constituent moins de 30 % de la surface totale. L'interface géosphère/atmosphère est donc constituée à 70 % par un contact entre deux fluides, l'un à dominante liquide (l'eau océanique), l'autre à dominante gazeuse (l'atmosphère). Ce contact joue un très grand rôle dans les échanges de matières et d'énergie et en particulier dans le climat de la Terre. Mais, malgré sa prépondérance, nous ne l'abordons pas dans cet ouvrage et réduisons volontairement la surface terrestre aux surfaces émergées c'est-à-dire celle des continents, soumis à l'érosion et siège des exportations de matières vers l'Océan.

Les terres émergées constituent l'interface entre les enveloppes solides et les enveloppes fluides de la Terre. Leur présence et leurs formes sont pour l'essentiel sous le contrôle de deux types d'énergies antagonistes. D'une part l'énergie interne, responsable des reliefs par l'intermédiaire des forces exprimées par les séismes et les volcans aux courtes échelles de temps, et par la formation des chaînes de montagnes et des bassins sédimentaires aux échelles de temps géologiques. D'autre part, l'énergie externe d'origine solaire, responsable de l'érosion par l'intermédiaire des agents bioclimatiques, est essentiellement véhiculée par les fluides au travers en particulier du cycle de l'eau.

Le chapitre 1 présente les composantes de la dynamique de surface et l'accent est mis sur les caractéristiques influant sur les processus d'érosion et de transfert

d'énergie et de matières : altérabilité de la lithosphère affleurante, rôle de l'atmosphère dans la capture et la redistribution de l'énergie solaire, flux de l'hydrosphère entre ses différents réservoirs au cours du cycle de l'eau et enfin les différents niveaux d'organisation de la biosphère dont le rôle est étudié dans les parties suivantes. Le chapitre 2 expose les traits majeurs du fonctionnement de la surface continentale au travers de la chaîne des transferts de matière. L'aspect quantitatif est présenté par une analyse des méthodes permettant le calcul des bilans de matière. Ce fonctionnement de la surface des continents est envisagé à ses différentes échelles spatiales et temporelles. Le chapitre 3 présente l'état actuel, donc transitoire, de la surface des continents, sous deux de ses aspects majeurs : d'une part, au niveau de la répartition globale des facteurs de la géodynamique de surface et d'autre part au niveau des formes du relief des terres émergées.

LES COMPOSANTES DE LA DYNAMIQUE DE SURFACE

1

La surface de la Terre est une zone où s'exercent les influences de plusieurs milieux aux caractéristiques diverses. Ces milieux se répartissent sous forme d'enveloppes plus ou moins discontinues et imbriquées qui interagissent les unes avec les autres :

- la partie superficielle de la *lithosphère* (enveloppe solide) ;
- deux enveloppes fluides intimement mêlées : *atmosphère* et *hydrosphère* ;
- la *biosphère* constituée de l'ensemble du monde vivant (flore, faune dont l'Homme) ayant progressivement colonisé les surfaces continentales au cours des temps géologiques.

Ces différentes enveloppes sont parcourues par des flux d'énergie qu'elles captent et transforment. Deux sources d'énergie s'y expriment (*fig. 1.1*).

La surface de la Terre mérite l'appellation d'*interface*. En effet, elle se trouve au contact de deux milieux, la lithosphère et l'atmosphère, aux caractéristiques très différentes, par leur nature, leur état physique et leur homogénéité (*fig. 1.2*).

Par ailleurs, cette interface est occupée par deux enveloppes qui vont influencer son fonctionnement :

- l'*hydrosphère* ou du moins sa partie la plus active : les précipitations y circulent ou s'y accumulent selon les conditions topographiques et structurales et s'y infiltrent à plus ou moins grande profondeur. Cette eau mobilise les éléments disponibles (ioniques ou particuliers), les transporte et les redistribue. Elle facilite de ce fait les échanges et les transformations entre les matériaux lithosphériques présents ;
- la *biosphère* accompagne naturellement la présence d'eau. La vie qui s'y développe sous toutes ses formes (microbienne, végétale, animale) constitue un facteur actif des réactions physico-chimiques. Elle contribue en particulier au développement des sols superficiels par l'apport de matière organique et la production de dérivés métaboliques.

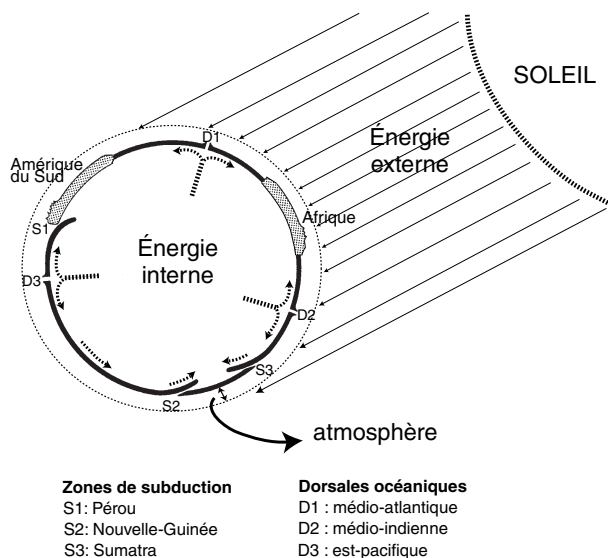


Figure 1.1 Les deux sources d'énergie en présence à l'origine du fonctionnement du système Terre.

L'énergie interne est à l'origine de la création des reliefs : les mouvements de convection issus du manteau s'expriment au niveau des dorsales océaniques, créent la croûte océanique et provoquent les mouvements horizontaux des plaques lithosphériques. La collision de celles-ci, ainsi que la subduction, entraînent la création de reliefs au niveau des chaînes de montagnes.

L'énergie externe, issue du soleil, est à l'origine de l'érosion, donc de la destruction et de la sculpture des reliefs. Sa capture et sa redistribution par l'atmosphère entraînent le cycle de l'eau, cause première de la destruction des reliefs terrestres.

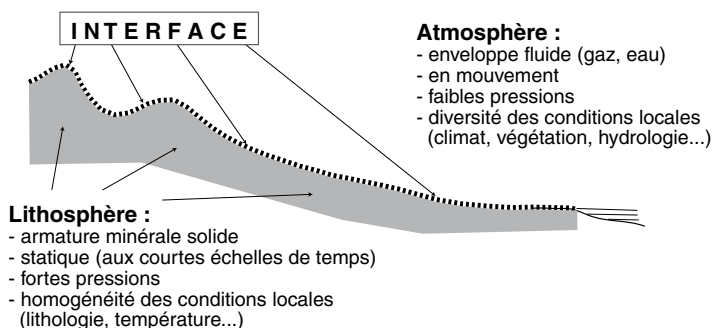


Figure 1.2 L'interface entre enveloppes fluides (atmosphère et hydrosphère) et enveloppe solide externe (lithosphère).

La partie superficielle de la *lithosphère* constitue le domaine inférieur de l'interface et est essentiellement solide, bien que les éléments fluides (eau et gaz) de l'atmosphère puissent pénétrer localement par les pores et les interstices libres. C'est un domaine peu mobile, fixe et statique aux échelles de temps courtes. C'est aussi un domaine relativement peu varié, à des échelles d'espace de la dizaine ou centaine de mètres ou même parfois du km.

L'*atmosphère* est un domaine où domine la matière fluide (gaz et eau). Cet état de fluidité lui confère une grande mobilité provoquant des variations rapides des conditions locales (température, humidité, pression...).

1.1 LA LITHOSPHERE CONTINENTALE : UNE MOSAÏQUE MINÉRALE

1.1.1 Les terres émergées : importance et répartition

Les terres émergées occupent actuellement moins du 1/3 (29,1 %) de la surface de la Terre. Leur importance a fluctué dans le temps et en particulier lors des périodes glaciaires au Quaternaire. Au cours des maxima glaciaires, le niveau marin moyen, inférieur de plus de 100 m à l'actuel, ne recouvrait pas totalement le plateau continental dont la surface est évaluée à 5,5 % de la surface totale du globe. Les terres émergées représentaient alors près de 35 % de la surface de la Terre. Leur répartition actuelle résulte de la dispersion de la croûte continentale depuis la fin de l'ère primaire, lorsque la totalité de la croûte continentale était groupée en un continent unique (Pangée).

1.1.2 Sensibilité des roches à l'érosion

Toutes les roches ne présentent pas la même sensibilité à l'érosion. Les différences d'érodabilité potentielle dépendent de l'organisation de leurs constituants minéraux et de leur fissuration.

a) Rôle de l'organisation minérale : notion de cohésion

La cohésion peut être assimilée à l'importance des forces qu'il faut vaincre pour séparer les uns des autres les éléments constitutifs (grains ou minéraux) de la roche. Cette notion, surtout utilisée par les ingénieurs pour les problèmes d'aménagement, est importante en ce qui concerne l'aptitude des roches à l'érosion.

• *Roches de forte cohésion*

Les roches endogènes issues de la solidification d'un magma (roches plutoniques ou volcaniques) ou de la cristallisation de matériel dans des conditions particulières de température et de pression (roches métamorphiques) en font partie. Les cristaux y sont intimement imbriqués et l'eau y pénètre difficilement. Leur résistance à l'érosion dépend (outre de l'agent actif qu'est le climat) :

- du type de structure : les structures macrocristallines (grenue, aplitique, pegmatitique) résistent mieux à l'érosion du fait de la faible densité des discontinuités intercristallines. Les structures microcristallines (microgrenue, microlithique) sont plus facilement érodables au niveau de leur pâte fine ou vitrifiée ;
- de l'importance de l'altérabilité des minéraux qui les composent : l'abondance de minéraux facilement altérables (olivines, plagioclases calciques, pyroxènes) facilite l'érosion.

Certaines roches sédimentaires consolidées lors de la transformation du sédiment en roche (calcaires, grès, conglomérats, brèches...) présentent également une forte cohésion, surtout lorsqu'une phase de redistribution de matière à l'intérieur de la roche (diagenèse) a provoqué des processus de dissolution et recristallisation, entraînant une compaction et une cimentation de l'ensemble.

• *Roches de faible cohésion*

Ce sont les roches non consolidées ou meubles, constituées de grains plus ou moins grossiers libres (graviers, sables, silts ou argiles). Elles sont facilement érodables à cause de l'isolement de leurs éléments constitutifs. Leur stabilité est directement liée à l'importance de l'eau interstitielle libre, saturant ou non les vides intergranulaires. L'« indice des vides » représente le rapport du volume des vides au volume de constituants minéraux de la roche. Sa valeur s'échelonne de 0,40 à 0,70 selon la taille et la forme des grains.

Dans le cas des sables, l'absence d'eau interstitielle entraîne une perte de cohésion aisée. Une pente d'équilibre de 28 à 35° s'établit au niveau des affleurements si les grains sont très arrondis, de 36 à 45° si les grains sont anguleux. Si le sable est humide mais si la quantité d'eau interstitielle est inférieure à l'indice des vides, le sable garde une relative cohésion. Si en revanche, la quantité d'eau atteint l'indice des vides (saturation), une certaine pression d'eau interstitielle va s'exercer sur les grains, entraînant une perte de contact intergranulaire et le sable subit une perte rapide de cohésion, entraînant son étalement par fluage.

b) Rôle de la fracturation

Les roches présentant une forte cohésion ont un comportement rigide vis-à-vis des contraintes lithosphériques. Elles réagissent en se fracturant à des échelles variables, allant du km au nanomètre (10^{-9} m). Ces fractures constituent des discontinuités dans la roche, augmentant sa vulnérabilité vis-à-vis des processus de l'altération (Bland et Rolls, 1998), (Photo 1, planche couleur). En fonction des différentes échelles, on distingue :

• *Les failles*

Ce sont des discontinuités développées entre deux compartiments déplacés l'un par rapport à l'autre. L'ordre de grandeur du déplacement (ou rejet) varie du m à plusieurs dizaines de km. L'emplacement des failles est marqué par une zone broyée offrant une moindre résistance à l'érosion, par rapport aux compartiments latéraux non faillés. Il est souvent souligné par des dépressions dans le paysage. Dans les calcaires (*fig. 1.3*), la fracturation est responsable en grande partie de la densité et des directions du réseau souterrain, comme des formes de surface (lapiaz, doline...).

• *Les joints ou diaclases*

Ce sont des cassures sans rejet qui peuvent être ouvertes (couramment appelées fissures ou fentes). Les joints ne sont jamais isolés et, à proximité des failles, s'organisent en réseaux complexes dont les directions sont en rapport avec les contraintes responsables de la dislocation. Les réseaux de joints sont également souvent associés aux plis (*fig. 1.4*). Lors du plissement d'un ensemble mécaniquement homogène, la zone supérieure de la voûte anticlinale (extrados) est en extension. L'étirement provoque alors une fracturation en joints distensifs, tandis que la zone inférieure (intrados) subit une compression provoquant des joints obliques compressifs.

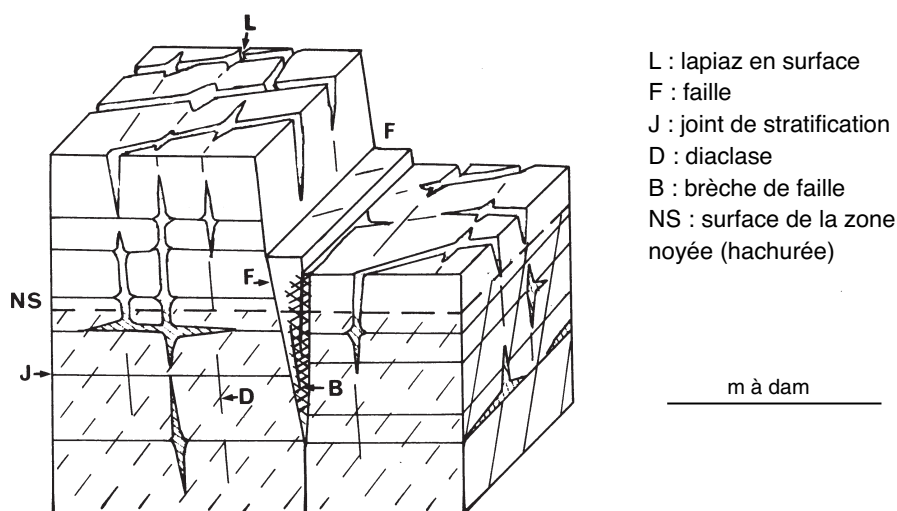


Figure 1.3 Représentation schématisée des ruptures et discontinuités dans une roche cohérente (roche calcaire).

La fracturation des voûtes anticlinales est à l'origine d'une accélération des processus d'érosion d'origine physique (déchaussement, cryoclastie...) et chimique (dissolution) et responsable du creusement des combes.

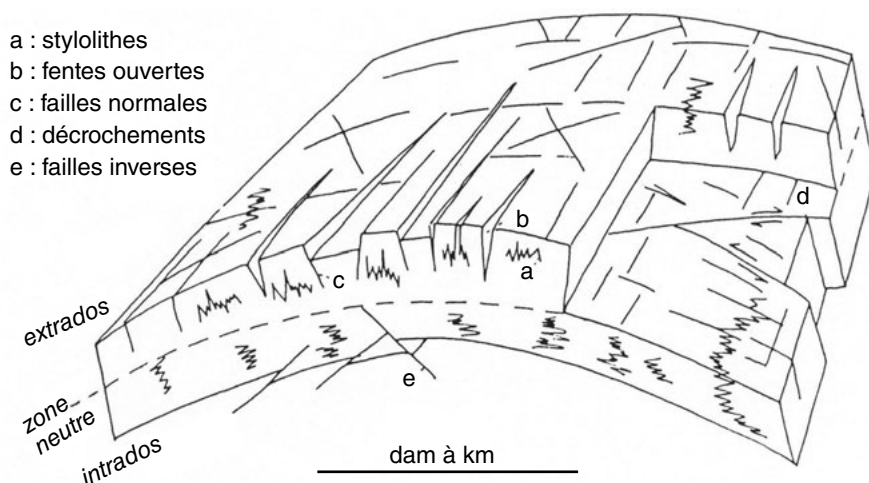


Figure 1.4 Structures tectoniques, ruptures et discontinuités lithologiques au niveau d'une voûte anticlinale.

• *Les clivages schisteux (foliation ou schistosité)*

Les roches métamorphiques (schistes, micaschistes, gneiss...), présentent un débit en feuillets parallèles, particulièrement évident dans les schistes ardoisiers.

À l’affleurement, ces plans de schistosité offrent à l’eau une possibilité de pénétration accrue et accélèrent les processus d’érosion chimique (hydrolyse, dissolution) ou physique (cryoclastie, dislocation).

• Les clivages des minéraux

La plupart des minéraux ont tendance à se cliver selon une ou plusieurs directions préférentielles. Ces directions coïncident avec les plans des structures atomiques, au niveau des zones où les liaisons atomiques sont faibles. Le mica, par exemple, se clive au niveau de plans parallèles où les cations exercent de faibles forces de cohésion entre les feuillets. L’olivine présente dans sa structure cristalline deux clivages peu nets. Les feldspaths, les pyroxènes et les amphiboles, présentent deux plans de clivage très nets. La calcite présente trois plans de clivage et a, de ce fait, tendance à produire des fragments microscopiques de type losangique. En revanche, le quartz ne présente pas de plan de clivage, ce qui explique sa résistance mécanique à l’érosion.

c) Réactivité des surfaces minérales à l’échelle atomique

Des discontinuités existent au niveau des structures atomiques et moléculaires des éléments chimiques ; discontinuités marquées par des micro-reliefs, en contact direct avec l’eau de percolation et de ce fait aux avant-postes des processus d’altération chimique. Les échelles se mesurent ici en nanomètre ($1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$), en angström ($1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$) ou même en picomètre ($1 \text{ pm} = 10^{-12} \text{ m}$). Les méthodes d’investigation de telles structures s’effectuent avec des instruments de haute précision : diffraction électronique à basse énergie et haute énergie en géométrie de réflexion (abréviation anglaise, *LEED* et *RHEED*) et spectroscopie électronique par effet tunnel (*ETS*) pour analyser les structures atomiques ou les microscopes électroniques à balayage et à transmission (*SEM* et *TEM*) pour fournir une image de ces structures. Les études montrent qu’à ces échelles, les surfaces sont très réactives au contact de solutions et évoluent rapidement du point de vue chimique et minéralogique. Des échanges d’éléments chimiques ont lieu en permanence entre la surface du minéral et les solutions environnantes ionisées.

Des surfaces (*fig. 1.5*) correspondent aux couches mono- ou pluri-atomiques des minéraux, séparées par des ruptures en marches d’escalier échantonnées. Les surfaces portent des micro-reliefs (bosses ou creux) de la taille d’un atome ou d’une molécule. La réactivité des surfaces semble être dépendante de l’importance et de la densité des micro-reliefs : les surfaces régulières planes correspondent à des zones de moindre réactivité chimique présentant peu d’échanges avec les solutions environnantes, au contraire des surfaces chaotiques très réactives. Cette échelle d’observation permet d’étudier au plus près, le lieu et les mécanismes de l’altération chimique et biologique. C’est à ce niveau qu’ont lieu les échanges atomiques entre minéral et solution.

1.1.3 Rôle des mouvements de la lithosphère sur l’érosion

La répartition et l’organisation des grandes structures géologiques présentes en surface de la lithosphère (répartition des océans et des continents, position des chaînes de montagnes et des bassins sédimentaires...) sont dues à l’activité

tectonique (tectonique des plaques). Cette activité se manifeste encore actuellement par les séismes et les volcans, mais aussi par des mouvements épirogéniques moins évidents de relèvement ou d'affaissement et influençant, là où ils s'expriment, les processus d'érosion.

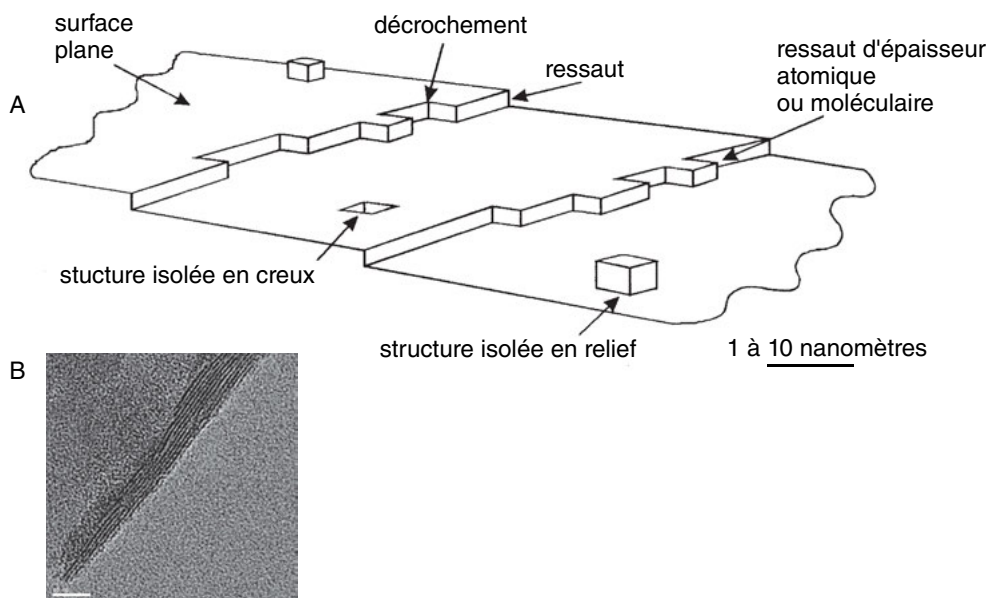


Figure 1.5 Discontinuités à la surface d'un minéral.

A. Bloc-diagramme schématisant les irrégularités microtopographiques de la surface ; chaque bloc représente un simple atome ou une molécule.
B. Défauts d'empilement des atomes suivant l'axe c^* sur une particule nanométrique de talc naturel pouvant produire des irrégularités microtopographiques (vu en MET HR, image ; échelle linéaire = 10 nm : F. Martin et O. Grauby, CINAM, Marseille).

a) Réalité des mouvements néotectoniques

Les mouvements néotectoniques de grande ampleur spatiale (hors cassure nette entraînant des abrupts de faille) ne sont jamais faciles à mettre en évidence et à estimer car l'amplitude des variations est limitée à l'échelle du temps humain (de l'ordre de quelques mm à cm par an) et parce que les répercussions sur la dynamique de surface (érosion, sédimentation, constitution des paysages...) sont difficiles à estimer quantitativement. Cependant les moyens modernes de géodésie spatiale, utilisant les méthodes de calcul à partir de mesures satellitaires (Cazenave et Feigl, 1994), permettent de proposer des valeurs de vitesse de mouvements (en particulier horizontaux) avec une précision inférieure à 1 mm/an. On est donc en mesure de proposer des vitesses de déformation en fonction des échelles de temps et d'espace (fig. 1.6). On peut constater que, exceptés les phénomènes instantanés à l'échelle géologique (séisme, fluage, volcan...), des déplacements peuvent affecter de vastes régions (jusqu'à 10 000 km ou plus) au cours de périodes variées, allant du jour

(relaxation postsismique) au million d'années (isostasie à la suite de collision, rebond postglaciaire...). Il convient de distinguer deux domaines, différents par le type de déformation et par la vitesse des mouvements mesurables.

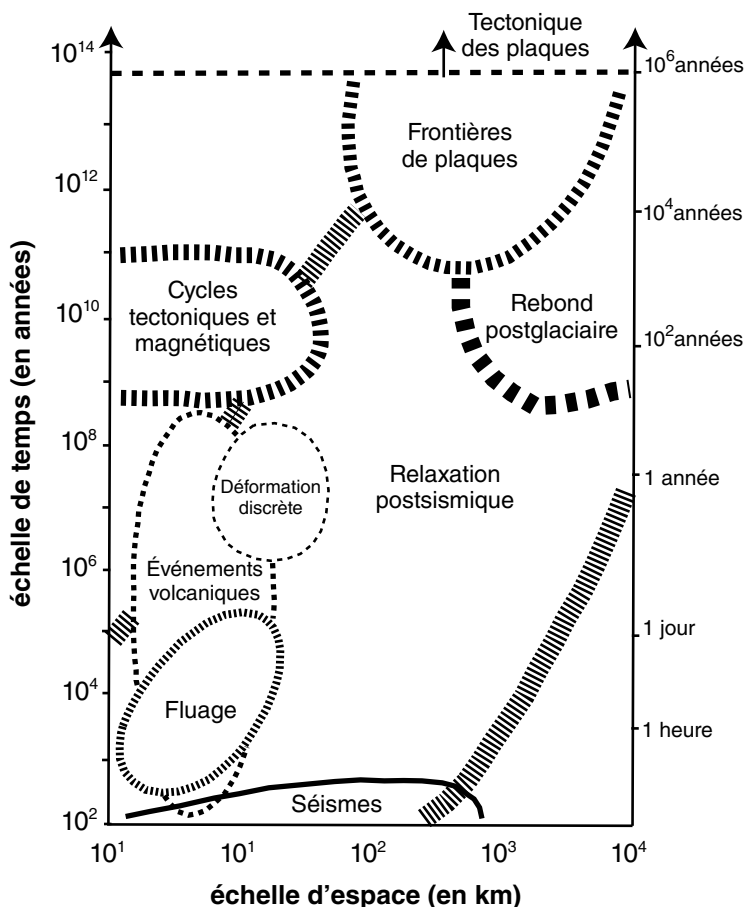


Figure 1.6 Position des mécanismes de déformation de la croûte terrestre sur les échelles de temps (durée des mécanismes) et d'espace (distance affectée) (d'après Minster *in* Cazenave et Feigl, 1994).

• À la frontière des plaques lithosphériques

Dans les zones de contact des plaques (marges dites actives), l'affrontement entre deux unités lithosphériques plus ou moins rigides provoque des contraintes horizontales et le chevauchement du bord d'une plaque sur l'autre (subduction), ou des grands coulissages décrochant (faille de San Andreas en Californie). Ces contraintes entraînent également des mouvements verticaux sur les bordures des compartiments au contact. Dans les zones de subduction (ceinture orogénique), la bordure des plaques subductées subit un épaississement dû aux phénomènes magmatiques

ou à la délamination crustale. Dans ces secteurs, les mouvements tectoniques, horizontaux et/ou verticaux, sont les plus importants. Les déplacements horizontaux atteignent fréquemment des vitesses de l'ordre de 10 cm par an, les mouvements verticaux sont en général moindres, de l'ordre du cm par an. Les mouvements verticaux peuvent être positifs (élévation) ou négatifs (affaissement) selon les zones, dans une même ceinture orogénique. Il y a donc création de compartiments surélevés en dômes, séparant des bassins affaissés. Un exemple peut être pris à la frontière des plaques caraïbe et nord-américaine (fig. 1.7). Les zones émergées entourant le golfe du Mexique sont animées de mouvements verticaux importants. Les îles de l'arc volcanique des Antilles (Haïti, Cuba, Porto Rico) sont globalement en surélévation de plusieurs dizaines de cm/an, alors que la Floride et la zone du delta du Mississippi sont en affaissement de quelques mm/an (Horsfield, 1975).

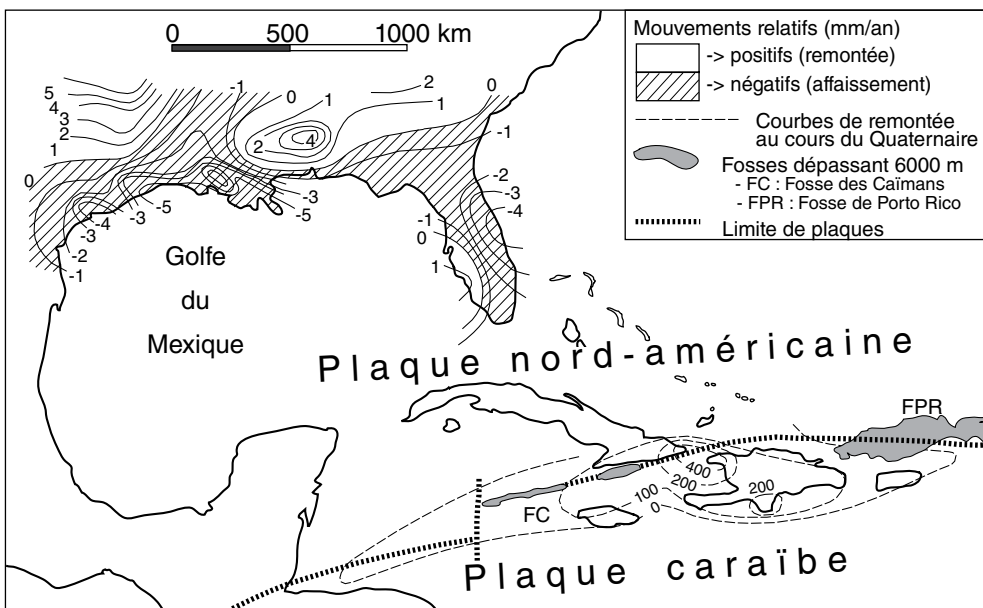


Figure 1.7 Importance des mouvements de remontée (en mètres) des dépôts Quaternaire dans les grandes Antilles et mouvements relatifs (en mm/an) dans le Sud des États-Unis.

Dans les chaînes de collision récentes (issues de l'orogénèse alpine), les contraintes horizontales ont été progressivement atténuées car l'énergie a été absorbée dans les cisaillements profonds contemporains de la collision frontale, à l'origine des écaïlles crustales empilées. Ces écaïlles ont provoqué l'épaississement de la croûte, créant ainsi la « racine » de la chaîne (fig. 1.8). Cette racine crustale, plus légère que le manteau sous-jacent, entraîne une anomalie de gravité, qui va progressivement provoquer sa remontée. Ce phénomène est l'isostasie et les mouvements liés sont appelés mouvements épirogéniques. Le mouvement vertical se poursuit jusqu'à l'équilibre gravimétrique, permettant à des roches formées en profondeur d'affleurer au centre des montagnes anciennes.

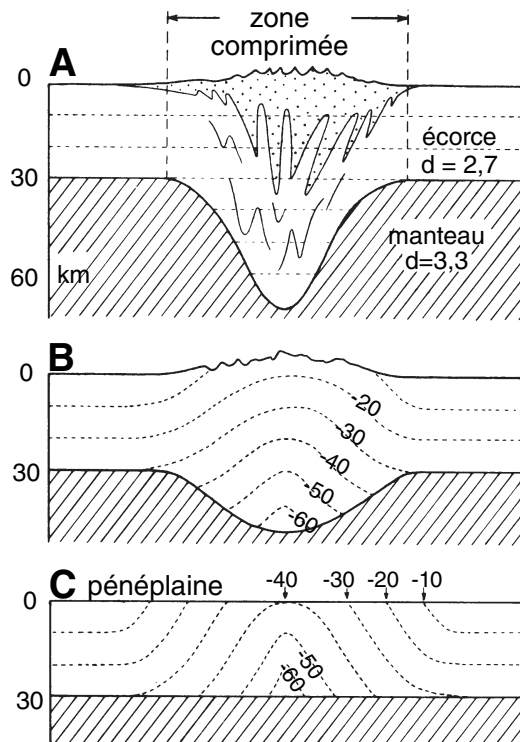


Figure 1.8 Schéma théorique montrant l'évolution d'une chaîne de montagne depuis le début de sa mise en place (A) jusqu'à sa pénéplation (C), par réajustement isostatique (Mattauer, 1973).

Les stades B et C montrent la déformation des isobathes, tracés sur le stade A, au cours de la remontée de la lithosphère. L'échelle des hauteurs est très exagérée par rapport aux longueurs.

- *Dans les zones centrales des plaques (dites indéformables)*

Les zones centrales des plaques lithosphériques et en particulier leur domaine continental (constitué de croûte continentale *ss*) ont été longtemps considérées comme stables. Seuls certains domaines très localisés de ces plaques, en particulier au niveau des fossés d'effondrement récents (rifts post-alpins) étaient reconnus affectés de mouvements épirogéniques d'une certaine ampleur. C'est le cas, par exemple, du fossé de la Rift Valley en Éthiopie, qui a subi un affaissement de 12 mm/an entre 1935 et 1960. Il a cependant été démontré au cours des dernières décennies que, même en dehors de ces zones particulières, dans des lieux de croûte tout à fait stabilisée et hors des grands accidents crustaux profonds, des mouvements verticaux pouvaient avoir lieu. Ces mouvements ont été détectés en particulier grâce à la technique de la comparaison des nivellements (Fourniguet, 1985) qui consiste en une comparaison des altitudes absolues de points cotés avec précision (repères géodésiques) lors de campagnes successives.

Les résultats de ces études, exprimés sous forme de courbes isocines (de mêmes mouvements relatifs), montrent que les zones internes des plaques présentent des mouvements verticaux d'ampleur appréciable (fig. 1.9).

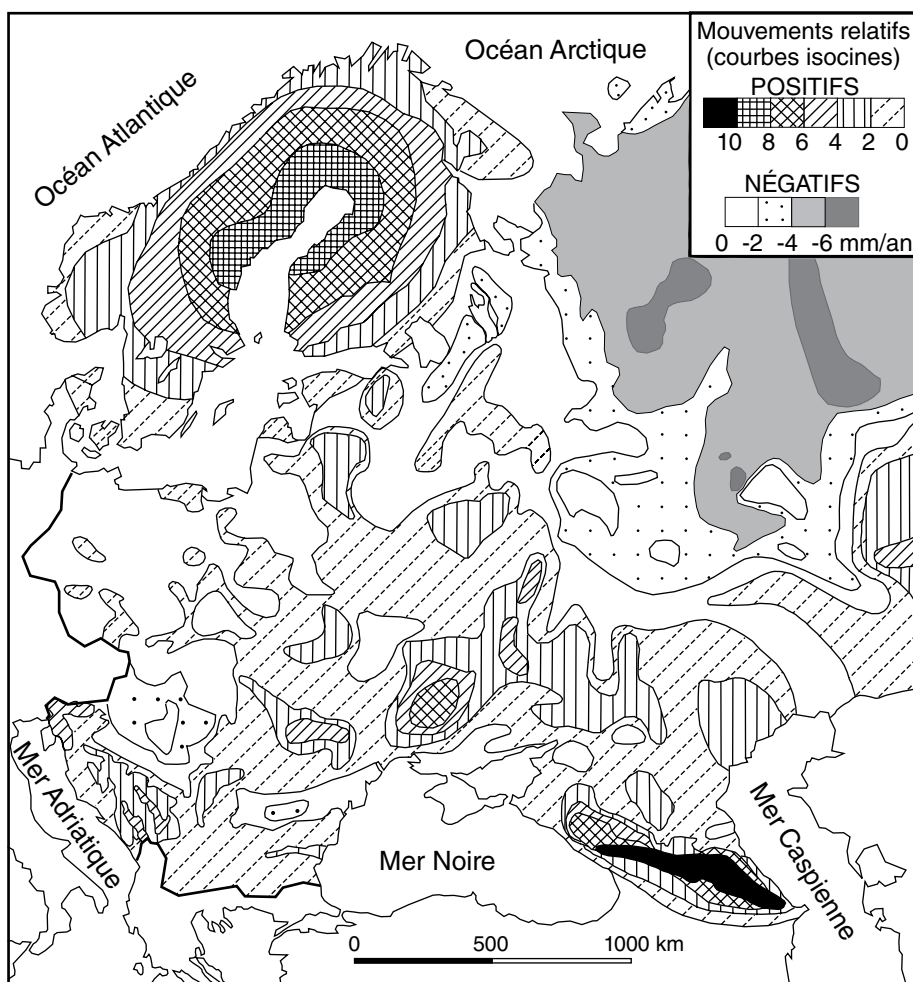


Figure 1.9 Carte de l'Europe de l'Est montrant les mouvements verticaux relatifs actuels de la croûte continentale en mm par an.

On peut remarquer :

- la vitesse des mouvements positifs du Caucase (de 6 à plus de 10 mm/an), du bouclier ukrainien (de 4 à 10 mm/an) et du bouclier scandinave (de 4 à 10 mm/an). La remontée isostatique de ce dernier est liée à l'allègement entraîné par la fonte de la calotte glaciaire nord-européenne entre moins 18 et moins 12 000 ans BP ;
- les mouvements d'affaissement de la région nord-orientale de l'Europe (de 2 à plus de 6 mm/an) et de la plaine centrale européenne (2 mm/an).

Ces données traduisent donc que des zones de socle, réputées « stables » (craton), hors de montagnes récentes et loin de fractures majeures reconnues actives de la croûte terrestre, sont animées de mouvements verticaux.

b) Influence de la néotectonique sur les processus de surface

• Principe général

La lecture et l'analyse des structures géologiques anciennes (bassins sédimentaires, chaînes de montagne...) s'interprètent toujours à partir des mouvements tectoniques ayant affecté ces régions au cours de leur mise en place. Schématiquement, les structures montagneuses ont été débarrassées d'une bonne partie de leur substance à cause de leur montée en altitude : elles constituent des domaines où l'érosion a été active. Au contraire, les bassins sédimentaires existent parce que, à un moment donné, une masse de sédiments a comblé l'espace ainsi créé, disponible à l'accumulation. Celle-ci a été rendue possible par l'enfoncement local de la croûte (subsidence).

Les mouvements liés à la néotectonique entraînent les mêmes processus en ce qui concerne les bilans érosion/sédimentation locaux. Mais ceux-ci sont plus difficilement perceptibles que dans les structures anciennes car ils ne sont pas cumulés, et l'échelle d'observation est plus courte. Ils peuvent cependant être perçus par l'importance de leur couverture de formations superficielles. Le principe général, établissant un rapport causal entre néotectonique et formations superficielles, peut être schématisé (fig. 1.10).

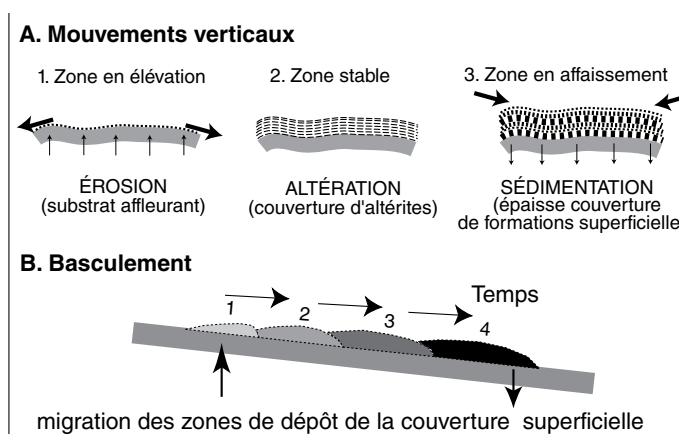


Figure 1.10 Influence des mouvements verticaux de la lithosphère sur l'importance, la répartition et la nature des formations superficielles. Principe général.

A. Mouvements verticaux :

- L'absence de couverture superficielle est souvent l'indication d'une zone en surélévation, car au fur et à mesure des processus d'érosion, les produits sont évacués latéralement à cause du relief créé. Le substrat géologique y affleure alors largement.
- La présence d'une épaisse couverture de formations superficielles de type allochtone (alluvion, épandage colluvial...) est souvent l'indication d'une zone en affaissement, car l'espace disponible en creux créé constitue un piège pour les produits d'érosion issus d'autres zones. Le substrat géologique n'affleure pas, car recouvert d'un cache récent.
- La présence d'une couverture de formations superficielles de type autochtone (altérites, latérites, argile de décalcification, croûte calcaire...) est souvent l'indication d'une zone globalement stable, où les produits d'érosion demeurent sans être exportés.

B. Basculement : la datation relative de plusieurs nappes de matériaux superficiels échelonnés chronologiquement dans l'espace permet de mettre en relation leur mise en place successive au cours du basculement.

● *Accélération de l'érosion par création de relief*

Les zones en limite de plaque lithosphérique sont le siège de mouvements horizontaux et verticaux de grande ampleur, entraînant la genèse d'un relief chaotique, faisant voisiner des blocs surélevés et des bassins affaissés. La très forte rugosité de ce relief permet des taux d'érosion très importants. La production de matière érodée, mesurée à l'embouchure des fleuves drainant ces régions est de l'ordre de 10 000 tonnes par km² et par an, soit 100 fois plus que la moyenne mondiale. Ces fortes valeurs sont certes liées également au climat souvent de type équatorial (Philippines, Java, Antilles) mais les régions de climat sec d'altitude (Kamchatka, Andes) présentent des taux d'érosion à peine inférieurs.

● *Incision des vallées*

Un domaine continental en surélévation régulière provoque une incision des rivières qui le drainent. C'est le cas des grands plateaux entaillés de canyons, dont le type est le plateau de l'Ouest américain entaillé par le canyon du Colorado. Des exemples plus modestes sont fréquents sur le territoire français : gorges de l'Ardèche, du Tarn, du Verdon... Les nappes de cailloutis fluviaux d'âge Pliocène fréquemment présents sur les plateaux ont été mises en place avant les grandes incisions du Quaternaire suite à l'élévation des domaines continentaux.

● *Migrations du tracé de cours d'eau*

Le tracé des cours d'eau n'a pas toujours été identique à ce qu'il est actuellement. De nombreux travaux ont démontré les variations de l'emplacement des rivières au cours des périodes quaternaires. Ces variations peuvent avoir des causes climatiques et correspondre à des réajustements de réseaux fluviaux suite aux bouleversements engendrés par la fonte des grands glaciers quaternaires. Mais elles peuvent également avoir des causes tectoniques (fig. 1.11).

L'identification des stocks de minéraux lourds dans les alluvions anciennes, en rapport avec leurs sources potentielles, a permis d'identifier la paléogéographie des écoulements fluviaux en France septentrionale et dans les pays voisins (fig. 1.12) en ce qui concerne la Loire, la Seine, le système Meuse/Moselle et le Haut-Rhin. On peut suivre l'évolution de leur parcours au cours des derniers 10 millions d'années du Miocène à la période actuelle. Les modifications intervenues sont pour la plupart dues à des causes tectoniques internes provoquant des élévations ou des affaissements localisés guidant les écoulements.

1.1.4 Relief des terres émergées et érosion

On peut regrouper les reliefs des terres émergées en 5 types, distincts par leur morphologie propre et par les processus d'érosion liés à chacun (fig. 1.13) :

Les montagnes jeunes (Photo 2, planche couleur). Ce sont les chaînes récentes du cycle alpin mises en place au cours de et depuis l'ère tertiaire, et encore en érection actuellement : chaînes péripacifiques (montagnes Rocheuses, cordillère des Andes, îles de l'Ouest-Pacifique) et chaînes téthysiennes qui s'échelonnent de