# LES STRUCTURES TECTONIQUES

15

Maurice GIDON

## MANUELS & METHODES

Éditions BRGM

Manuels et méthodes
n° 15

# LES STRUCTURES TECTONIQUES

par

Maurice GIDON

Professeur à l'Université de Grenoble

Éditions BRGM
AVENUE DE CONCYR
45060 ORLÉANS CEDEX 2
FRANCE

Directeur des publications du BRGM : Claude Cavelier
Rédacteur en chef : Claude Cavelier
Responsable d'édition : Jacqueline Goyallon
Secrétaire de rédaction-maquettiste : Annick Cinçon
Éditions du BRGM. B.P. 6009. 45060 ORLÉANS Cedex 2 - Tél. : 38.64.30.28

© BRGM, 1987. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce livre ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation écrite préalable de l'Éditeur.

# TABLE DES MATIÈRES

**Introduction** ..... 07

**Chapitre A : Objet et méthodes de la tectonique** ..... 09

A1 — Champ d'étude ..... 09
a) *La tectonique,* définitions fondamentales : sujet, but ..... 09
b) *Échelle des phénomènes et des objets :* échelle des dimensions, échelle des durées ..... 10

A2 — Méthodes ..... 12
a) *Méthodes analytiques :* observations à la surface du sol, par vues aériennes ou de satellites, sous la surface du sol ..... 12
b) *Méthodes descriptives :* représentations par blocs, par cartes, par coupes, par diagrammes stéréographiques ..... 15
c) *Méthodes interprétatives :* reconstitutions rétrotectoniques, tectonique expérimentale rétrotectoniques ..... 18

**Chapitre B : Notions générales sur la déformation des roches**

B1 — Aspects théoriques de la déformation ..... 21
a) *Caractéristiques de la déformation :* ellipsoïdes et axes de déformation ; types majeurs de déformation ..... 21
b) *Contraintes :* notion de contrainte ; divers états de contraintes ; relations entre axes de déformation et axes de contraintes ..... 23
c) *Contexte des déformations,* à l'échelle de la croûte terrestre : variations de l'état de contrainte dans l'écorce ; les régimes tectoniques ..... 26

B2 — Comportement des roches ..... 29
a) *Déformations expérimentales :* diagrammes déformation/contrainte ; relations entre déformation et durée des efforts ..... 29
b) *Compétence :* comportements selon la compétence ; causes des variations de compétence ..... 31

**Chapitre C : Failles** ..... 34

C1 — Analyse géométrique des failles ..... 34
a) *Éléments descriptifs :* surface de faille ; lèvres de failles ; rejet ..... 34
b) *Catégories de failles :* type du rejet ; attitude de la surface de faille ; rapports avec les structures avoisinantes ..... 37

C2 — Formation et évolution des failles ..... 39
a) *Mécanique de la fracturation :* conditions de rupture ; processus conduisant aux conditions de rupture ..... 39
b) *Disposition des surfaces de failles :* par rapport aux contraintes ; dans l'espace ..... 42
c) *Évolution et dimension des failles :* croissance des failles ; évolution posthume des failles (déformation, rejeux) ; formation de mégafractures (mégafractures subverticales, mégafractures plates) ..... 44

C3 — Systèmes de failles ..... 51
a) *Aspects généraux :* distinctions élémentaires ; agencement cartographique ..... 51
b) *Dispositifs homogènes :* dispositifs de failles d'importance comparable (régimes extensif, coulissant et compressif) ; dispositifs dus à la formation de failles secondaires ..... 52
c) *Dispositifs hétérogènes :* failles sécantes ; secondaires sur failles majeures convergentes ; secondaires des zones de cisaillement ; systèmes à failles transformantes ..... 57

**Chapitre D : Microstructures** ..... 65

D1 — Surfaces de discontinuité d'origine tectonique ..... 65
a) *Joints :* diaclases ; joints stylolitiques ..... 65
b) *Fentes :* fentes ouvertes par glissement ; fentes d'extension dans les roches homogènes ; fentes d'extension induites par des hétérogénéités (boudinage, tronçonnement, houppes de cristallisation) ..... 68
c) *Schistosités :* origine et formation de la schistosité ; variétés de schistosité ; rapports entre schistosité et litage stratigraphique ..... 72

D2 — Autres types de microstructuration ..... 77
a) *Microplis* ..... 77
b) *Linéations :* aspects généraux ; grandes catégories (linéations de mouvement, linéations d'intersection) ..... 78
c) *Roches affectées d'une intense microstructuration :* les textures dues à la déformation ; les variétés de roches très déformées (kakirites, cataclasites, mylonites, pseudotachylites) ..... 79

**Chapitre E : Plis** ..... 82

E1 — Analyse géométrique des plis ..... 82
a) *Éléments descriptifs :* lignes remarquables ; surfaces remarquables ; taille des plis ..... 82
b) *Forme des plis :* polarité des courbures ; degré de courbure des surfaces repères ; symétrie ; forme longitudinale ..... 83

E2 — Processus du plissement ..... 89
a) *Modes de plissement :* plissement par flexion ; plissement par glissement-aplatissement ; combinaisons de flexion et d'aplatissement ..... 89
b) *Formation et évolution des plis :* naissance ; accroissement de taille ; modifications en cours de croissance ..... 96
c) *Plis caricaturaux :* plis ptygmatiques ; plis en fourreaux ; plis en accordéon ; bandes froissées ..... 97

E3 — Systèmes de plis ..... 101
a) *Les dispositifs de plis congénères :* disposition cartographique ; disposition en coupe ..... 101
b) *Dispositifs de plis superposés :* conditions de formation ; dispositifs résultants ..... 105

**Chapitre F : Nappes de charriage** ..... 109

F1 — Analyse géométrique des nappes ..... 109
a) *Description des nappes :* éléments constitutifs ; catégories de nappes 109
b) *Caractérisation du charriage :* mise en évidence ; paramètres du déplacement ..... 112

F2 — Processus du charriage ..... 118
a) *Moteur du mouvement :* poussées tangentielles ; forces de pesanteur 118
b) *Mécanique du déplacement :* conditions permettant le mouvement ; déformations associées ..... 119
c) *Indices de l'ambiance du charriage :* présence d'un coussinet tectono-sédimentaire ; présence d'une semelle de tectonites intensément déformées ; métamorphisme dû au charriage ..... 121

F3 — Systèmes de nappes de charriages ..... 123
a) *Constitution des édifices de nappes :* éléments constitutifs ; dispositions géométriques ..... 124
b) *Analyse rétrotectonique en pays de nappes :* analyse des rapports géométriques ; analyse des données lithologiques et stratigraphiques ..... 133

**Chapitre G : Structures composites** ..... 137

G1 — Combinaisons entre structures de différents types ..... 137
a) *Plis et failles superposés :* failles antérieures au plissement ; plis antérieurs aux failles ..... 137
b) *Plis et failles congénères :* plis induits par le jeu des failles ; failles induites par le plissement ; plis et failles développés concurremment . 143
c) *Associations de plis, de failles et de nappes :* rapports chronologiques ; structures résultant de charriages déformés ..... 146

G2 — Dispositifs liés à des dispositions particulières ..... 148
a) *Dispositifs diapiriques :* processus du diapirisme ; dômes de sel ; autres structures halocinétiques ; diapirisme au sens large ..... 148
b) *Structures collapses et morphotectonique :* structures collapses ; morphotectonique ..... 153
c) *Tectonique synsédimentaire :* mise en évidence ; divers cas possibles 159

**Chapitre H : Assemblages tectoniques** ..... 166

H1 — Étude des relations entre les diverses structures ..... 166
a) *Établissement de relations chronologiques :* critères de cachetage ; critères de compatibilité et d'antinomie ; critères géométriques de superposition 166
b) *Relations entre structures congénères de tailles différentes* : déductions relatives à l'attitude et à la disposition des charnières des grands plis ; déductions relatives aux caractéristiques de la déformation associée au jeu des failles ..... 168
c) *Les relations entre structures superposées* de tailles diverses : mise en évidence microtectonique des superpositions de structures ; déroulement des déformations ..... 176

H2 — Style tectonique régional ..... 182
a) *Variations horizontales du style :* influence du régime tectonique ; orientation des structures ; déversement des structures ..... 183
b) *Variations verticales du style :* niveaux structuraux ; disharmonie ... 189

**Index alphabétique des matières** ..... 194

**Liste des figures** ..... 205

# REMERCIEMENTS

Ce livre n'aurait pas été réalisé sans l'appui des nombreux collègues qui ont su me persuader qu'il méritait d'être écrit et qui m'ont aidé à en définir le contenu. Je suis tout particulièrement redevable envers MM. P. Vialon et J.-L. Pairis qui m'ont apporté de pertinents et substantiels commentaires critiques, en plus de leurs encouragements, ainsi qu'envers MM. C. Cavelier et G. Mascle, qui m'ont incité à en entreprendre et à en poursuivre la rédaction. A tous j'exprime ici ma reconnaissance.

# INTRODUCTION

La tendance actuelle est de considérer, comme l'a écrit un auteur, que « la description des structures n'a plus d'intérêt en Tectonique ». Ce point de vue, sans doute justifié en recherche avancée, est l'opposé de celui adopté ici. En effet, le but de ce manuel est principalement de présenter une typologie raisonnée des géométries des structures et des ensembles structuraux. C'est de cet outil que le géologue généraliste d'exploration, ou encore le simple naturaliste ont avant tout besoin, pour se diriger dans l'analyse et la description des édifices créés par la déformation naturelle des roches : on sait bien que l'observation objective n'existe pas et qu'aucune observation ne se fait sans référence à un concept déjà acquis (ce qui permet de voir les choses différemment selon sa formation antérieure) : il importe donc de disposer d'un « bagage » aussi étoffé que possible de schémas, pour construire les hypothèses de travail que l'on confrontera aux données fournies par la nature.

Cet ouvrage se propose donc de décrire et de commenter la gamme de modèles structuraux classiques constituant ce bagage. Pour rester dans un esprit naturaliste il évite de rentrer dans des considérations trop techniques sur des méthodes de travail spécialisées ou dans des développements physico-chimiques ou mathématiques.

Par sa conception et son écriture ce manuel est plus destiné à être consulté qu'à être lu : un index alphabétique permet donc de retrouver les paragraphes relatifs aux termes usités ; on a cru utile en outre de fournir au fur et à mesure, dans le texte (entre parenthèses et précédés du signe =), les équivalents anglais des vocables tectoniques, dont la connaissance devient de plus en plus indispensable. D'autre part le texte a fait l'objet d'une structuration et d'une subdivision très poussées, quasi scolaires, des chapitres, dans le but de permettre une exploration particulièrement facile lors de la recherche de renseignements relatifs à un sujet donné.

Le découpage en chapitres se veut le plus simple possible : il se base donc, très classiquement, sur la distinction de quelques grandes catégories géométriques de structures et non sur des thèmes d'approche théoriques. L'ordre des chapitres est celui qui a paru le plus approprié à une bonne progression didactique ; il permet au lecteur de ne pas être obligé d'aller chercher plus loin l'explication des notions utilisées dans l'exposé (c'est pourquoi, notamment, les microstructures sont étudiées entre les failles et les plis).

Le chapitre A est une introduction générale où sont définis un certain nombre de termes et de concepts utilisés par la suite. Le chapitre B, bien que traitant de considérations assez peu naturalistes, suit immédiatement car il est destiné à fournir un cadre pour l'interprétation génétique des formes structurales qui est abordée dans les chapitres ultérieurs : sa lecture peut être délaissée provisoirement, en première lecture et réservée pour des retours en arrière, car les notions qu'il introduit sont inégalement utilisées selon les sujets développés. C'est ainsi que les chapitres C, E et F comportent une première et une dernière partie où il n'y est pratiquement pas fait appel. Les chapitres terminaux (G et H) sont réservés à l'examen de dispositifs composites et, à quelques considérations plus synthétiques dont l'examen ne peut guère être abordé qu'en conclusion.

Délibérément, afin de ne pas surcharger l'ouvrage, il n'a été fourni aucune liste de références bibliographiques et aucun auteur n'est nommément cité : ces indications ne sont en effet pas utiles au niveau d'exposé adopté. Dans le même souci de schématisation et de limitation du volume l'illustration ne comporte que des croquis et aucun cliché photographique. D'autre part, un certain nombre d'exemples cités dans le texte n'ont pas fait l'objet d'illustrations. C'est qu'il s'agit de structures régionales classiques qui sont représentées dans nombre d'ouvrages existants, où on les retrouvera aisément. On les a cependant cités pour les replacer dans le cadre d'exposé adopté. Enfin on s'apercevra que bien des exemples cités ou représentés sont tirés des Alpes occidentales françaises ; sans doute mettra-t-on ceci sur le compte d'une faiblesse compréhensible de l'auteur ; mais aussi n'a-t-on pas dit, après tout, que tout géologue a deux patries, la sienne et les Alpes...

Chapitre A

# OBJET ET MÉTHODES DE LA TECTONIQUE

Ce chapitre vise à donner, à titre d'introduction, une vue globale et synthétique succincte de la tectonique.

## A 1 — Champ d'étude de la tectonique

### a) La tectonique : définitions fondamentales

La tectonique se définit par son sujet et par les buts qu'elle se propose d'atteindre.

#### ■ Sujet d'étude

Le tectonicien est avant tout un géomètre de l'*architecture rocheuse :* à la différence du stratigraphe ou du pétrographe qui s'intéressent à la formation des roches et à leur disposition originelle, il s'occupe, quant à lui, de leur disposition actuelle, dans l'espace, et des modifications d'attitude qu'elles ont subies. Ces dernières consistent en transports et en déformations. Les roches déformées sont des ***tectonites*** * et les organisations dues à leur déformation sont qualifiées de ***structures*** ou de ***textures*** selon l'échelle d'observation. Le terme d'***accident tectonique*** est en général employé pour des structures relativement isolées ou exceptionnelles : ce ne sont pas nécessairement des fractures. Enfin les ***orogènes,*** champ d'étude de prédilection des tectoniciens, sont les chaînes de montagnes créées par des déformations tectoniques (et non, par exemple, volcaniques).

Les *objets tectoniques* sont plus ou moins complexes mais leur étude peut se réduire souvent à celle d'objets élémentaires qui sont d'une part des *surfaces* et d'autre part des *lignes.* Certaines sont créées par la déformation : d'autres, antérieures à la déformation, témoignent, par leur attitude, des caractères de cette déformation.

On distingue les lignes observables, inscrites sur la roche, ou ***linéations*** de celles, virtuelles, ou ***axes,*** tels qu'axes de mouvement, de déformation, d'enroulement ou d'intersection. Le terme de ***linéament*** s'applique à des lignes d'importance régionale à planétaire.

L'étude descriptive, plus ou moins détaillée, de ces objets, constitue la tectonique analytique, encore appelée ***analyse structurale,*** en particulier lorsqu'elle cherche à atteindre un degré avancé de finesse.

#### ■ But de l'étude tectonique

La recherche tectonique débouche sur deux aspects complémentaires :

* Les mots indiqués en *« **italique gras** »* ainsi que les termes anglais, indiqués en italiques, entre parenthèses et précédés du signe =, figurent dans l'index en p. 194.

— **La description** de l'architecture actuelle. Elle a des applications diverses, au niveau de la simple connaissance régionale et dans le cadre des autres disciplines : stratigraphie, géomorphologie (plus précisément structurale), géologie appliquée (surtout dans la recherche des substances utiles).

— **La reconstitution** de l'évolution tectonique. C'est le domaine de la ***tectogénèse,*** ou historique de la déformation, et de la ***tectonophysique,*** qui étudie les processus mis en œuvre, les mécanismes et les « chemins » suivis par la déformation. On cherche donc là des modalités et des causes, abordant ainsi un aspect interprétatif de la tectonique.

## b) Échelle des phénomènes et des objets

Les études tectoniques amènent à considérer les dimensions et les durées à des échelles très différentes.

### ■ Échelle des dimensions

En ce qui concerne les objets analysés on distingue trois niveaux :

— **L'analyse *microtectonique*** qui est celle pratiquée à l'échelle des échantillons et des affleurements, c'est-à-dire l'étude de structures *mésoscopiques* et, accessoirement mais de plus en plus souvent, de structures *microscopiques.*

Elle renseigne surtout sur les phénomènes intimes de la déformation et ne demande que peu de connaissances sur le reste du contexte géologique. En particulier l'apport des données stratigraphiques, en ce qui concerne les roches sédimentaires, est, à ce niveau, d'un intérêt très secondaire.

— **La tectonique classique,** étudie surtout les ***mégastructures,*** de taille hectométrique à pluri-kilométrique. Elle se base très largement sur le lever des cartes géologiques et met à contribution l'étude stratigraphique, tant pour la datation des déformations que pour une meilleure description des structures. C'est elle qui fait l'objet des plus larges développements dans cet ouvrage.

— **La *géotectonique,*** ou ***tectonique globale*** est l'étude, à l'échelle du globe, des grands ensembles structuraux et de leurs rapports. Elle utilise évidemment les résultats acquis aux autres échelles mais fait appel en outre à des documents d'origine différente : observations à partir des satellites, données géophysiques (notamment d'ordre sismique), données pétrographiques (notamment sur le volcanisme et le métamorphisme).

La plupart des aspects de la géotectonique ne sont qu'effleurés dans cet ouvrage. On y considère en particulier que le lecteur est familiarisé avec les données et les concepts fondamentaux de la *tectonique des plaques.* Celle-ci, à l'heure actuelle, y tient une place prédominante, à tel titre que, son ambition étant d'expliquer la totalité de la géotectonique, on l'identifie souvent à cette dernière en la qualifiant de ***tectonique globale.***

### ■ Échelle des durées

C'est un sujet délicat que celui de la vitesse, de la durée et du déroulement des phénomènes tectoniques, car, d'une part nous manquons d'observations directes actuelles et, d'autre part nous éprouvons de grandes difficultés à reconstituer la chronologie des phénomènes tectoniques du passé, à partir de leur résultat final. Ceci explique que, de tous temps, des opinions opposées aient pu se faire

jour en ce qui concerne les modalités chronologiques des déformations :

— **Le déroulement des déformations :** schématiquement trois conceptions s'affrontent :

1. *La conception « catastrophiste »* considère que les déformations tectoniques sont des phénomènes à la fois accidentels et brutaux, ceci expliquant pourquoi il est si rare que nous en voyions se produire sous nos yeux. Ce point de vue a prévalu dans le passé, d'une part sous l'influence du contexte culturel lié aux influences des dogmes religieux, d'autre part en raison de l'insuffisance des données chronologiques. Il n'est plus soutenable que pour des cas particuliers d'importance limitée.

2. *La conception « progressiviste »* admet que c'est justement la lenteur des déformations qui nous les rend imperceptibles : dans cette manière de voir nos pieds reposent sur une Terre tectoniquement « vivante ». C'est ce que confirment les découvertes de ces dernières décennies en géotectonique, avec le déplacement des plaques lithosphériques.

Ces considérations sont valables à toutes échelles de dimensions, et en particulier à celle de la microtectonique, où l'on perçoit souvent mieux le fait que la ***déformation finie*** n'est que le bilan de ***déformations incrémentales,*** voire infinitésimales, successives, additionnant ainsi les effets d'étapes qui ont pu se dérouler dans des conditions variables.

3. *La conception « saccadiste »,* qui se situe à mi-chemin, est le plus souvent ralliée par les tectoniciens actuels : en effet, il est indéniable qu'à toutes les échelles d'analyse on met le plus souvent en évidence un déroulement des événements tectoniques qui est marqué de pauses et de reprises ou, à tout le moins, de ralentissements et d'accélérations. Ceci s'observe, à l'échelle de la vie humaine, dans le fonctionnement des grandes cassures sismogènes, dont la faille de San Andréas, en Californie, est la plus célèbre et la mieux étudiée. A l'échelle des temps géologiques l'analyse stratigraphique a conduit de longue date à identifier de telles saccades, qualifiées de ***phases tectoniques*** dont le tectonicien retrouve les effets sous forme de ***structures superposées,*** cumulant des déformations de phases successives.

En définitive il faut considérer, dans beaucoup de cas, que les structures observées résultent d'une déformation progressive étalée sur une longue durée (depuis plusieurs dizaines de millions d'années pour la faille de San Andréas) mais obtenue par une succession d'à-coups (quelques dizaines de centimètres en une fraction de seconde à chaque séisme dans cet exemple).

Il est à souligner que l'examen de la seule structure finale ne saurait permettre d'en déduire les caractéristiques d'un cadre mécanique et cinématique unique censé lui correspondre, notamment en ce qui concerne la *direction des efforts* exercés pour sa réalisation : le croire, ou feindre de le croire, est une simplification du problème, qui est une erreur assez souvent commise. En fait cela consiste à admettre implicitement que la déformation a été instantanée, ce qui est une conception « hypercatastrophiste » et que la disposition des forces n'a pas varié au cours de la déformation, ce qui est mécaniquement irréaliste. C'est l'un des intérêts capitaux de l'analyse microtectonique fine que de permettre précisément de mieux retracer le *« chemin de la déformation »* (= Deformation path) des structures observées.

— **La vitesse de déformation :** elle est, comme on peut s'y attendre, variable d'un cas à l'autre. D'autre part il importe, comme on vient de le voir, de distinguer la vitesse instantanée, lors des saccades d'accélération ou de ralentissement, de la vitesse moyenne, sur une longue période.

Au demeurant la gamme des ordres de grandeur n'est pas très large et l'on peut considérer très grossièrement que ces vitesses se situent autour de 1 cm/an. Sans entrer dans les détails on peut préciser ce point en considérant deux groupes d'exemples :

1. *Déformations par distorsion* (dites « continues », c'est-à-dire sans discontinuités géométriques).

- Un premier cas est la torsion de strates en « plis ». Dans certains cas exceptionnels, tels que la formation de plis au cours même de la sédimentation, on peut calculer la vitesse moyenne de soulèvement de la voûte du pli : elle est en général comprise entre 0,01 et 0,1 cm/an.
- Un autre cas est celui des flexions de l'écorce terrestre par soulèvement ou affaissement de vastes panneaux (sous l'effet de l'isostasie ou par suite des mouvements de plaques) : le soulèvement actuel de la Scandinavie varie, selon les points, de 0,1 à 1 cm/an. Le soulèvement actuel des Alpes a pu être évalué par comparaison des nivellements précis effectués lors de la construction des voies ferrées qui traversent la chaîne avec ceux récemment refaits : elle croît particulièrement aux approches des massifs cristallins externes, pour atteindre des valeurs de 0,05 à 0,2 cm/an. Le soulèvement de l'Himalaya est, semble-t-il, dix fois plus rapide. Les vitesses d'affaissement, par subsidence, des bassins sédimentaires du passé sont comparables, pour autant que nous soyons capables de les évaluer avec quelque précision.

2. *Déplacements en bloc* (déformations dites « discontinues »).

- Un premier exemple est celui des déplacements actuels le long de fractures « sismiques ». La faille de San Andréas a eu un déplacement total d'environ 400 km en une centaine de millions d'années ; sa vitesse moyenne déduite de 100 - ans d'observations semble effectivement proche de 0,4 cm/an.
- Dans le cas de l'écartement de plaques lithosphériques, dont nous possédons l'enregistrement daté par le paléomagnétisme et la radiochronologie des fonds océaniques, les vitesses sont comprises entre 1 et 20 cm/an (vitesses moyennes cumulant des saccades sismiques).
- Les vitesses de déplacement des nappes de charriage, tranches de terrain traînées subhorizontalement, sont très difficiles à apprécier ; cela tient aux incertitudes sur la date du début et de la fin du déplacement (qui est d'ailleurs probablement saccadé dans beaucoup de cas). Les valeurs obtenues ne s'écartent guère toutefois de 1 à 5 cm/an de vitesse moyenne.

## A 2 — Méthodes de la tectonique

Trois étapes, en principe successives, caractérisent le travail du tectonicien ; elles correspondent aux trois aspects que sont l'analyse des faits, leur description et leur interprétation.

### a) Méthodes analytiques

Elles font intervenir des observations effectuées dans des conditions variables selon les cas.

Dans tous les cas l'observation comporte fondamentalement un relevé de localisation, des croquis ou photos des structures observées et des mesures portant sur les objets élémentaires.

## ■ Observations à la surface du sol

C'est ce qui se pratique dans l'énorme majorité des cas ; c'est dans ce cadre que se font le plus couramment les mesures, celles-ci portant sur des linéations ou sur des surfaces (fig. A-1).

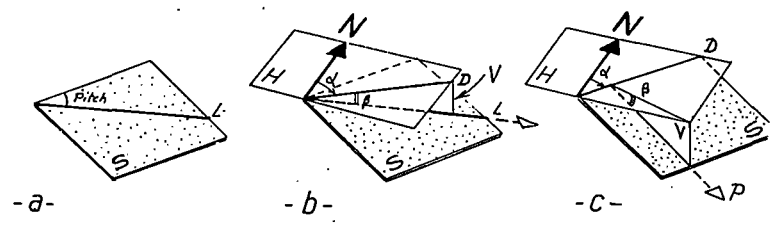



Fig. A-1. — *Mesures à la boussole clinométrique.*

*a)* Pitch d'une linéation L portée par une surface S.

*b)* Mesure de l'attitude d'une linéation L ; $\alpha$ est l'azimut de la projection D de L sur le plan horizontal H ; $\beta$ est le pendage de L dans le plan vertical V.

*c)* Attitude d'une surface S : D est l'intersection de la surface avec le plan horizontal et $\alpha$ son azimut ; $\beta$ est le pendage de la ligne de plus grande pente, perpendiculaire à D ; P est la direction de pendage.

— **Mode opératoire :** la boussole de géologue comporte dans ce but une boussole proprement dite, munie d'un niveau à bulle, pour la détermination des ***azimuts*** et un clinomètre pour la mesure des inclinaisons ou ***pendages*** *(= dips)*. Lorsqu'une ligne est mesurée sur une surface il est commode, parfois, de ne mesurer que son ***pitch*** (angle avec l'horizontale dans le plan de la surface porteuse).

Dans la pratique la mesure peut être directe, par placage de la boussole sur l'objet, ou indirecte, par visée à distance. Bien que plus délicate et plus incertaine cette deuxième méthode présente de grands avantages dans certains cas, notamment si l'on ne peut atteindre l'affleurement. Elle nécessite impérativement que la boussole possède un système assurant une visée horizontale et que l'observateur place son œil dans le plan de la surface mesurée (ce qui peut être difficile à contrôler).

— **Précision des mesures :** les azimuts étant mesurés par rapport au nord magnétique il peut être nécessaire de faire, après coup, une correction de déclinaison. Dans de nombreux cas l'écart est insuffisant pour entacher la mesure de façon significative (surtout si sa valeur reste constante, l'échelle du travail étant suffisamment locale). Dans le même ordre d'idées on remarquera qu'il est souvent inutile de faire des lectures très précises, au-delà de 5° près, en général, car une précision plus fine est en général illusoire, ceci pour deux groupes de raisons :

1. par suite des *erreurs d'observation :* il est bon de répéter les mesures en se déplaçant quelque peu et/ou de faire observer par une autre personne, se tenant un peu en retrait, la manière dont elle est effectuée.

2. à cause d'un éventuel *défaut de représentativité,* qui peut entacher toute mesure ponctuelle, en particulier du fait de la fréquente absence de rectilinéarité ou de planéité des objets naturels. Une faible modification de l'emplacement de mesure donne lieu à un écart d'autant plus important que le pendage est plus faible. On y pallie, dans les mesures directes, en plaquant une planchette sur la surface pour en « gommer » les irrégularités. Dans les mesures par visée, qui ne peuvent être réellement ponctuelles, ce défaut est pallié automatiquement.

## ■ Observations par vues aériennes ou de satellite

On utilise le plus souvent des vues zénitales, fournies par différents grands organismes de prise de vue et de diffusion (Institut géographique national, etc.). Elles sont très précieuses et leur emploi, qualifié de ***photo-interprétation,*** s'est, pour cette raison, largement généralisé.

Toutefois il ne faut pas croire, contrairement à une tentation qui a fait au début des ravages, qu'elles peuvent se substituer à l'observation directe du terrain et en épargner les aspects souvent pénibles... Leur interprétation, même aidée par une bonne expérience, nécessite toujours, sauf cas très simples ou objectifs très limités, des recherches complémentaires de terrain.

Il faut se méfier en particulier, en tectonique photo-interprétative, de ce que représentent les ***linéaments,*** qui correspondent à des alignements de nature variable et mal déterminable (notamment sur images de satellites) :

- En premier lieu un linéament n'est pas, a priori, nécessairement une cassure, malgré la connotation en ce sens qui s'attache maintenant à ce mot.
- Ce sont souvent même des lignes morphologiques d'origine non structurale. Par exemple, dans une chaîne de montagnes, des tronçons de vallées alignés peuvent, certes, traduire l'effet directeur de la structure sur le relief (c'est le principe de la ***géomorphologie structurale).*** Ils peuvent aussi correspondre simplement à l'orientation des lignes de plus grande pente, au moment où ces vallées ont commencé à se creuser sur les flancs de la chaîne.
- Ce peuvent être, enfin, des traces d'activité humaine (entailles variées, limites de végétation liées aux cultures, etc.).

Les traitements statistiques sont couramment pratiqués sur les relevés obtenus par cette voie ; ils permettent de réduire l'influence des erreurs dues à ces aspects de la méthode et, en outre, de caractériser et séparer des ***familles*** distinctes parmi ces objets tectoniques d'ordre supérieur.

## ■ Observations sous la surface du sol

Elles sont permises par les moyens d'exploration mécaniques et/ou géophysiques.

— **Les explorations mécaniques,** par sondages, forages, galeries, donnent des renseignements précis mais très ponctuels. La lecture des données d'intérêt tectonique y est souvent difficile car les entailles fraîches montrent moins bien les surfaces de discontinuité naturelles (qui ne s'ouvrent que sous l'effet des altérations).

Quoi qu'il en soit il y a là une source précieuse de données de contrôle pour tester la valeur des extrapolations construites par le tectonicien à partir des faits de surface.

— **Les données géophysiques** sont surtout fournies par les profils de sismique-réflexion, qui peuvent maintenant être réalisés le long de cheminements continus. Le passage à l'image tectonique demande une part d'interprétation considérable, bien que le dessin fourni directement par l'appareil présente un aspect de véritable radiographie, ce qui peut faire illusion (l'échelle verticale y est dite « en temps double » car elle correspond à l'aller-retour des ondes). En fait l'étalonnage de ces images et le contrôle de leur interprétation à l'aide de coupes réelles, telles que celles fournies par les sondages est tout-à-fait fondamental.

L'exploration des structures très profondes, d'ordre décakilométrique (à l'échelle de l'épaisseur de l'écorce terrestre) a donné lieu à l'élaboration de programmes d'exploration, par sismique et par forages, récemment engagés dans plusieurs pays du monde, notamment aux USA (programme « COCORPS ») et actuellement en France (programmes « ECORS » et « forages profonds »).

## b) Méthodes descriptives

L'importance que revêt la forme des objets étudiés en rend capitale la représentation. Ceci est nécessaire aussi bien au niveau de la recherche, pour visualiser et faire la synthèse des observations, qu'à celui de la transmission des données recueillies. Parmi la grande variété des modes de représentation possibles on peut en distinguer quatre principaux types, qui présentent chacun avantages et inconvénients :

### ■ Représentations par « blocs »

On désigne sous le nom de *« blocs » (= Blocks)* des représentations en trois dimensions, réalisées en matériaux divers ou, simplement par dessin perspectif. Dans ce dernier cas on distingue (fig. A-2) :

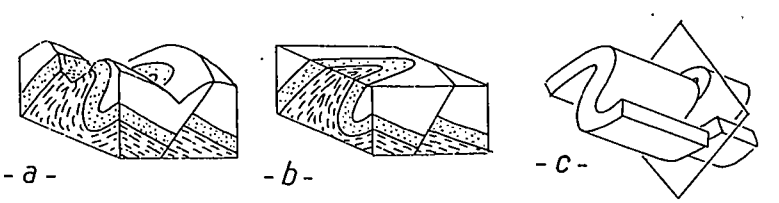



Fig. A-2. — *Représentations en perspective*

Dans les trois cas le dispositif structural représenté est identique :
*a)* Bloc stéréogramme ; *b)* Bloc diagramme ; *c)* Tectonogramme ;
On remarquera le dessin caricatural, mais expressif, que donne, dans le bloc diagramme, la section du pli par la surface horizontale.

— **Les blocs-stéréogrammes,** où la topographie est représentée ; ils sont longs et difficiles à réaliser, surtout si l'on souhaite leur conférer une certaine exactitude topographique.

— **Les blocs-diagrammes,** où la représentation de la surface topographique est ramenée à un plan horizontal. Cette absence de topographie est très tolérable pour peu que la région représentée soit faiblement accidentée ou suffisamment vaste pour que les reliefs n'aient plus qu'un rôle négligeable.

— **Les blocs-tectonogrammes,** où ne sont représentées que quelques surfaces repères particulièrement expressives et/ou significatives. Économiques à réaliser et très « parlants », leur emploi est vivement recommandable. Il est aisé, en outre, d'en réaliser en trois dimensions à l'aide de feuilles de mousse de plastique, voire, tout simplement, de papier. C'est un moyen très précieux pour visionner et analyser les images structurales.

## ■ Représentations cartographiques

On ne conserve, dans ce procédé, que le dessin de l'intersection de la structure avec une surface presque horizontale ; ceci introduit des effets parasites dus aux interférences avec la forme de la surface topographique (par exemple les célèbres « V topographiques »). Parmi les divers types de cartes celles qui intéressent plus spécialement le tectonicien sont :

— **Les cartes géologiques** classiques, car elles sont de plus en plus enrichies en notations conventionnelles concernant la tectonique. De plus, si elles sont précises et correctement dessinées, l'analyse fine de leurs « contours » permet de retrouver assez clairement les caractéristiques géométriques des structures. Elles constituent donc un outil fondamental et, à ce titre, la pratique de leur emploi et de leur analyse est un exercice classique de travaux pratiques.

— **Les cartes tectoniques,** qui ont pour principe de subdiviser les régions en zones caractérisées par l'*âge* ou par le *type* de la déformation. Sur certaines, comme la carte tectonique d'Europe, on a introduit la notion d'***étage structural :*** il s'agit d'ensembles lithologiques définis par le rôle qu'ils ont joué, au cours de l'évolution structurale des orogènes, en se référant à une gamme prédéfinie, et ce d'après une conception synthétique d'ailleurs assez théorique (il s'agit donc d'entités à la fois structurales et sédimentaires).

— **Les schémas structuraux** *(= Sketch-maps),* qui ne fournissent d'indications que sur quelques lignes et surfaces caractéristiques des structures à représenter : axes d'enroulement des plis, surfaces de cassures, etc. On peut aussi mieux visualiser les nuances de forme des surfaces par le dessin de ***cartes d'isohypses*** d'une surface repère, supposée vue par transparence (c'est l'équivalent cartographique d'un tectonogramme).

## ■ Représentations par coupes

On ne conserve ici que l'aspect bidimensionnel, donné par des sections pratiquées selon des plans verticaux. Les ***coupes*** *(= Cross sections)* constituent le mode de représentation le plus utilisé, en raison de leur facilité de construction et de leur valeur expressive. Il faut souligner à leur sujet les points suivants :

— **fidélité de la représentation :** la coupe ne représente correctement la géométrie, ce qui est son but en général, qu'au prix du respect de deux principes :

1. *L'échelle* doit être identique dans le sens vertical et dans le sens horizontal, sous peine de modifier les pentes et d'introduire des modifications, d'un point à un autre (en fonction du pendage), dans les épaisseurs entre deux niveaux repères équidistants.

2. *Son orientation* doit être perpendiculaire à l'azimut de la surface à représenter, sous peine d'en atténuer la pente. Une représentation correcte de plusieurs surfaces sur une même coupe ne peut donc pas être obtenue en dehors du cas, heureusement assez fréquent, où les surfaces à représenter ont toutes le même azimut. Dans les autres cas on obtiendra des images géométriquement exactes mais illustrant fort mal la réalité.

3. *Les raisonnements* que l'on est tenté de faire sur les coupes risquent d'être faussés par l'incitation qu'elles exercent à adopter, souvent à tort, une *« vision bidimensionnelle »* de la cinématique, c'est-à-dire à croire que les mouvements se sont tous effectués dans le plan de coupe. Si les coupes sont faites dans une telle optique de reconstitution cinématique il faut alors les orienter, lors de leur dessin, dans la direction des mouvements, ce qui nécessite d'avoir déterminé sur le terrain cette dernière.

## ■ Représentations par *diagrammes stéréographiques*

L'emploi de cette méthode correspond à une tendance moderne de l'analyse structurale, développée depuis quelques décennies et devenue parfaitement classique. La description du processus opératoire et des multiples cas d'application fait, en soi, l'objet d'ouvrages spécialisés auxquels le lecteur se reportera.

— **Principe de la méthode :** les divers relevés, effectués en plusieurs points, sont reportés sur un graphe unique, comme si tous les objets mesurés passaient par un même point.

Pour représenter avec précision les valeurs d'azimut et de pendage on utilise la représentation plane d'un rapporteur tridimensionnel tracé sur une demi-sphère : c'est le ***canevas stéréographique*** *(= stereographic net)*, dont il existe plusieurs variétés, selon le système de projection plane adopté. Les lignes sont représentées, là où elles percent la demi-sphère, par un point muni d'une « queue » dirigée vers le centre. Les plans le sont par leurs intersections, hémicirculaires, avec la demi-sphère : ce sont des « grands cercles » coupant le bord du canevas en deux points diamétralement opposés (fig. A-3a).

— **Utilisation :** ce mode de représentation est d'un intérêt décisif dans tous les cas où un traitement quantitatif des données est utile, notamment pour comparer de nombreuses mesures, ce qui est surtout praticable dans le cadre de l'analyse microstructurale. Il autorise des opérations diverses parmi lesquelles les plus courantes sont :

1. *Des constructions géométriques* telles que celle de l'intersection de deux plans (fig. A-3b), la détermination de l'axe d'enroulement d'une surface (fig. A-3c), la reconstitution de l'attitude initiale de lignes contenues dans une surface dont on connaît la valeur et l'orientation du basculement, etc.

2. *Le traitement statistique des mesures,* dans lequel on s'aide de plus en plus de l'ordinateur. On peut ainsi définir des familles d'objets caractérisés par des attitudes voisines, déterminer les proportions relatives des objets rapportables à ces diverses familles, calculer leur densité par secteurs de l'espace ou l'attitude moyenne dans chaque famille d'objets, etc.

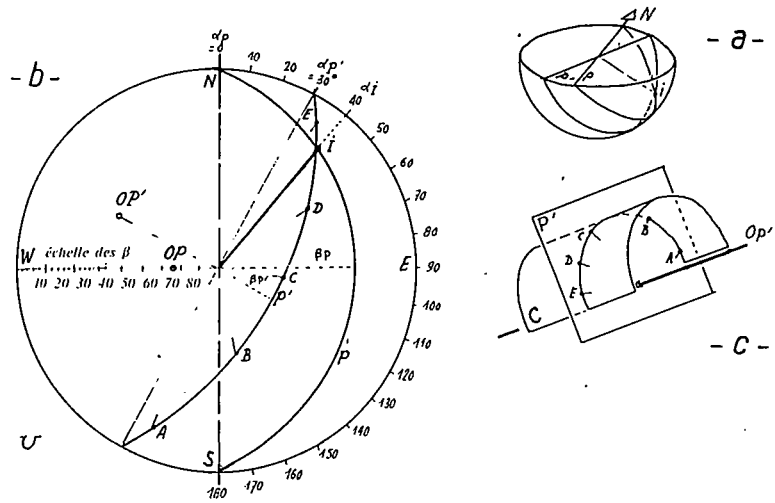



Fig. A-3. — *Principe des diagrammes stéréographiques.*

*a) Vue perspective* de deux plans P et P' et de leur intersection I, les uns et les autres étant supposés passer par le centre d'une demi-sphère inférieure à l'horizontale du lieu.

*b) Dessin stéréographique* obtenu sur un calque à partir du canevas de Wulff. On procède en pivotant le calque d'une valeur correspondant à l'azimut de façon à calquer un grand cercle de diamètre N-S du canevas ; le pendage du cercle à choisir se mesure sur la graduation E-W et croît de la périphérie vers l'intérieur. OP et OP' sont les « pôles » des plans, c'est-à-dire des lignes qui leur sont perpendiculaires. Les éléments géométriques représentés sur ce diagramme ont leur attitude définie comme suit :

P = Plan N-S plongeant à 24° vers l'est ; son pôle OP = axe N 90 plongeant à 66 °W

P' = Plan N 30 plongeant à 57° SE ; OP', son pôle = axe N 120 plongeant à 33° NW.

I, intersection de P et P' = axe N 40 plongeant à 16° NE.

(le signe U indique l'utilisation d'une projection sur demi-sphère inférieure).

*c) Vue perspective* d'une surface cylindrique C (pli), d'axe d'enroulement correspondant à OP' : le plan P est perpendiculaire à cette surface et les pôles des pendages, mesurés tangentiellement à cette surface C en divers points (A, B, C, D, E), sont tous contenus dans le plan P'.

Ceci est à la base du principe de recherche de l'axe d'un pli sur canevas : on porte tous les pôles des mesures de pendage et on cherche, par pivotement, le grand cercle qui leur correspond ; son pôle est OP', axe recherché.

## c) Méthodes interprétatives

Leur but est de rechercher les causes, les processus et le déroulement des déformations qui ont abouti à la structure finale observée. Diverses manières de faire sont mises en œuvre :

### ■ Reconstitutions *« rétrotectoniques »*

On se propose de redessiner, étape par étape et en remontant le cours des

événements, les dispositions structurales par lesquelles sont passés successivement la région ou le secteur étudiés. Cela suppose que l'on ait reconnu et caractérisé, au préalable, la part et le mode de structuration revenant à chaque étape (ce qui laisse une marge d'incertitude plus ou moins grande suivant les cas).

Ce travail a été longtemps effectué d'une façon approximative, en ne recherchant pas à tout prix une précision et une évaluation quantitative, que l'on savait ne pas pouvoir améliorer grandement de toute façon.

Depuis un peu plus d'une décennie se sont développées des méthodes qui visent à accroître la rigueur des reconstructions en réalisant ce que l'on appelle des ***coupes équilibrées*** *(= Balanced sections).* Pour cela on cherche d'abord à évaluer les volumes enlevés par l'érosion et, surtout ceux masqués en profondeur (notamment en ayant recours aux données disponibles de forages ou de géophysique). Ensuite on construit les coupes actuelles, puis les reconstitutions pour chaque étape, en veillant à ce qu'il y ait conservation (« équilibre ») des volumes, d'une part, et les longueurs des surfaces repères d'autre part, lors des transports de masses rocheuses (on oriente donc les coupes selon la direction du mouvement).

On peut souligner que cette méthode ne débouche pas, malgré la rigueur qu'elle introduit, sur des certitudes mais sur les conclusions les plus plausibles, compte tenu des faits connus pris en compte ; d'autre part les valeurs de déplacements calculables ne sont que des minimas. Quoi qu'il en soit de telles constructions permettent de tester les diverses interprétations envisageables pour les déformations masquées et, souvent d'en proposer d'autres que celles suggérées par l'étude de surface.

## ■ Tectonique expérimentale

Deux types de processus expérimentaux sont communément mis en œuvre :

— **Les essais de mécanique des roches :** ils s'effectuent sur des échantillons rocheux, en général taillés en cylindres décimétriques, les *éprouvettes.* On détermine, en soumettant ces éprouvettes à des efforts variés, les propriétés mécaniques des roches (leur « déformabilité » et leurs modes de déformation). La prise en compte des résultats de ces études de mécanique des roches est fondamentale dans la compréhension de la formation, des caractéristiques et des agencements des structures.

— **Les essais sur modèles réduits :** on cherche à reconstituer les processus et dispositifs hypothétiques dont on envisage l'intervention, dans la formation d'un ensemble structural, puis à les mettre en œuvre pour examiner le résultat et le comparer à celui observé. On peut donc tester plusieurs hypothèses et suivre pas à pas l'évolution des déformations.

1. ***Modèles analogiques :*** on construit avec des matériaux divers un modèle réduit du dispositif envisagé puis on le fait fonctionner.

Parmi les expériences de ce type, une des premières pratiquées consistait à réaliser des plis par le serrage, à la presse, d'une pile de feuilles de papier. On peut varier les natures des matériaux et utiliser des sables plus ou moins fins, des argiles plus ou moins mouillées, etc. Toutefois on ne peut pratiquement jamais procéder sur roches réelles.

Ces expériences sont suggestives mais ne sont pas véritablement démonstratives ; en effet, elles ne peuvent pas respecter les conditions naturelles en ce qui concerne les propriétés mécaniques des matériaux, ni surtout en ce qui concerne

la durée des déformations, toujours beaucoup trop brève en regard des temps géologiques.

Une amélioration importante consiste à respecter des ***règles de similitude*** dans le choix des paramètres, c'est-à-dire à leur conserver les mêmes rapports entre eux que ceux qu'ils ont dû avoir dans la nature : on devra donc ajuster entre eux la densité du matériau (qui détermine les efforts de pesanteur), ses caractéristiques mécaniques diverses, les efforts dus à la pesanteur (qui peuvent être remplacés par des forces plus importantes, exercées de façon centripète, à la centrifugeuse), les efforts horizontaux ou obliques, causes ordinaires de déformations tectoniques, ainsi que la vitesse et l'amplitude des déplacements obtenus. Ceci aboutit le plus souvent à faire utiliser, compte tenu de la réduction des dimensions et des durées, des matériaux très déformables, comme des pâtes à modeler (« Plasticine »).

2. ***Modèles numériques :*** le développement des ordinateurs permet désormais, dans nombre de cas, de compléter, ou même de remplacer l'étude des modèles sur matériaux réels par une analyse sur matériaux fictifs, définis par l'inventaire de leurs caractéristiques : l'ordinateur calcule et représente les étapes successives de la déformation ainsi que les paramètres dynamiques et cinématiques correspondants.

Chapitre B

# NOTIONS GÉNÉRALES SUR LA DÉFORMATION DES ROCHES

L'objet de ce chapitre est d'introduire quelques notions fondamentales qui constitueront un cadre conceptuel pour l'étude ultérieure des objets tectoniques et de leurs interrelations. Elles concernent les concepts théoriques relatifs à la physique des déformations et les données fournies par l'expérimentation en mécanique des roches.

## B 1 — Aspects théoriques de la déformation

Les déformations peuvent être considérées d'une part sous l'angle des modifications de géométrie qu'elles introduisent et, d'autre part, sous celui de leurs relations avec les forces qui les induisent.

### a) Caractéristiques de la déformation

#### ■ Ellipsoïdes et axes de déformation

Bien que dans certaines circonstances les changements de volume puissent être non négligeables lors de la déformation (à l'occasion d'un métamorphisme par exemple) on négligera systématiquement leur influence, pour simplifier, dans tout ce qui suit. Dans ces conditions le bilan de toute ***déformation finie*** (= Finite strain) est un allongement compensé par un raccourcissement.

On peut exprimer ce bilan en dessinant le résultat de la déformation d'un objet initialement sphérique : c'est l'***ellipsoïde de déformation*** (= Strain ellipsoid), dont la forme est définie par la longueur de ses trois ***axes*** principaux, ***X, Y,*** et ***Z.*** Pour de simples raisons de symétrie il y a orthogonalité entre la direction d'allongement maximal, ou axe X, et celle du raccourcissement maximal, ou axe Z ; dans le cas général, l'ellipsoïde n'étant pas de révolution, la valeur de l'axe Y, de déformation intermédiaire, n'est ni égale au diamètre initial ni de valeur moyenne ; cet axe est seulement orthogonal aux deux autres.

#### ■ Types majeurs de déformation

— **Les deux régimes fondamentaux :** on distingue en premier lieu deux « régimes » fondamentaux de réaction des roches aux efforts qui leur sont appliqués (fig. B-1) :

1. L'***aplatissement pur*** *(= Pure shear) :* les axes de déformation gardent la même direction pendant que la déformation et les lignes qui leur sont parallèles

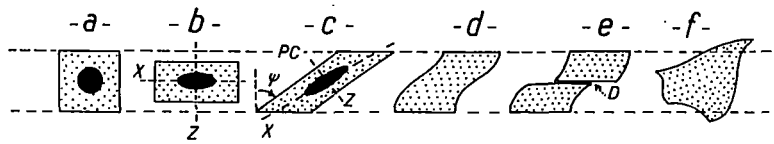



Fig. B-1. — *Principales catégories de déformations.*

*a)* État initial (cube et petite sphère intérieure, vus en coupe).

*b)* Aplatissement pur, X, Y et Z étant orientés selon les arêtes du cube initial ; en noir, l'ellipsoïde de déformation.

*c)* Cisaillement simple, le plan de cisaillement (P.C.) correspondant à la face supérieure du cube ; $\psi$ est l'angle de cisaillement. Noter que si le cisaillement s'accentue l'angle entre X et PC diminue : il y a tendance à l'étirement selon la direction de cisaillement.

*d)* Cisaillement simple inhomogène : l'angle de cisaillement est plus important à mi-hauteur du cube. La déformation reste continue.

*e)* Cisaillement inhomogène discontinu : D est la surface de discontinuité.

*f)* Déformation continue mais inhomogène associant cisaillement et aplatissement de façon variable selon les points.

changent de longueur, mais non d'orientation par conséquent. Cette ***déformation*** est dite « **coaxiale** » ; son instauration requiert deux conditions :

- que la masse rocheuse soit soumise à des forces antagonistes créant un simple serrage, sans effet de couple.
- que l'anisotropie interne de la roche soit suffisamment faible pour ne pas guider le raccourcissement selon des directions obliques aux forces de serrage.

2. *Le **cisaillement simple** (= Simple shear) :* ici il y a basculement progressif des axes de déformation, au fur et à mesure de l'aggravation de cette dernière, et, corrélativement, de presque toutes les autres lignes. Par contre, parallèlement à une surface appelée *« **plan de cisaillement** »* il n'y a pas de changement de dimensions mais simple translation. L'angle de basculement des axes X et Z, qui mesure l'ampleur du cisaillement est l'*angle de cisaillement »*, Y. Ce régime de ***déformation*** est dit *« **non coaxial** »*. Contrairement à une acception fréquente chez les géologues le cisaillement correspond souvent à une simple torsion et n'implique pas qu'il y ait rupture : lorsque c'est le cas le terme approprié serait alors « sectionnement ».

Ce régime s'instaure chaque fois qu'intervient un couple de forces, que ce soit du fait de l'obliquité des forces par rapport aux limites de la zone déformée ou par suite de l'anisotropie interne de la roche (qui lui impose des glissements en jeu de cartes).

— **Autres variétés de déformation :** outre ces deux différences fondamentales les déformations se diversifient par le jeu de toute une gamme de variante (fig. B-1) :

1. L'aplatissement et le cisaillement peuvent tout d'abord se combiner dans des proportions variables ; ils ne sont plus alors ni « pur » ni « simple ».

2. L'ellipsoïde de déformation peut prendre une forme en fuseau, avec symétrie de révolution autour de l'axe X : c'est l'***étirement** (= Stretching) ;* au contraire il peut être en lentille, par symétrie de révolution autour de Z, et il s'agit alors d'un ***aplatissement équidirectionnel** (= Flattening).*

3. La déformation peut être dite ***homogène*** lorsque tous les points subissent un déplacement égal et de même direction par rapport à leur voisin ; les lignes droites sont alors seulement basculées. Elle est ***hétérogène*** (= inhomogeneous) si le déplacement relatif varie ; les lignes droites sont alors incurvées, ce qui donne des plis.

4. La déformation est ***discontinue*** lorsque les déplacements varient brutalement d'ampleur le long de ***surfaces de discontinuité.*** Au contraire elle est *continue* lorsque la variation des déplacements est progressive, tous les points initialement voisins le restant.

La déformation par cisaillement simple continu est appelée ***écoulement*** par les mécaniciens, mais ce mot possède d'autres connotations qui justifient d'éviter son emploi. Le cisaillement discontinu est, quant à lui, le ***glissement ;*** ce mot est communément employé pour les cisaillements qui se répartissent sur un grand nombre de petites discontinuités, mais guère pour ceux qui se concentrent sur de grandes surfaces comme celles des véritables failles.

En fait une même déformation peut paraître continue ou discontinue selon que l'échelle d'observation permet, ou non, de voir les discontinuités. La déformation est donc dite ***pénétrative*** pour l'échelle où elle paraît continue. A l'échelle des massifs montagneux une déformation pénétrative est souvent qualifiée de ***tectonique souple,*** par opposition à la ***tectonique cassante,*** discontinue. A l'échelle des échantillons, et notamment dans les expérimentations, on emploie respectivement les qualificatifs de ***ductile*** et de ***fragile*** selon que la part de déformation continue acceptée par la roche est importante ou faible.

5. Enfin on appelle ***amortissement*** *(= attenuation),* le passage progressif d'une discontinuité à une déformation continue, ou d'une déformation continue à un état non déformé.

## b) Contraintes

Toute déformation est évidemment l'effet de forces dont l'analyse est la *dynamique de la déformation.*

### ■ Notion de contrainte

L'analyse dynamique considère les forces sous l'angle de la ***contrainte*** *(= Stress)* qu'elles exercent, en chaque point, à l'intérieur du massif rocheux.

— **Définition :** la contrainte varie selon chacune des multiples directions de l'espace ; elle correspond à la force par unité de surface, selon la direction considérée en un point donné.

Si l'on trace autour de ce point les vecteurs représentant les contraintes dans les différentes directions de l'espace on obtient une représentation de l'état de contrainte qui est ***l'ellipsoïde des contraintes*** *(= Stress Ellipsoid).* Il suffit pour caractériser ce dernier de connaître la valeur des contraintes selon trois directions orthogonales, dites principales, qui sont désignées comme suit :

- $\sigma 1$ = Contrainte principale majeure, ou maximale
- $\sigma 2$ = Contrainte principale intermédiaire ; cette dernière n'est ni nulle ni moyenne mais seulement orthogonale aux deux autres.
- $\sigma 3$ = Contrainte principale mineure, ou minimale

— **Usage :** il est important de noter que l'emploi de la notion de contrainte n'est correct que pour décrire l'état dynamique en un point *à un moment donné.* Il devient vicieux si l'on cherche, par là, à désigner des forces responsables de la structure finie observée, ce qui est trop souvent pratiqué par les géologues. En effet l'organisation de ces forces varie selon les étapes de déformation et le régime de déformation. Il n'y a que dans les essais mécaniques, où l'on reste au niveau de petites déformations incrémentales instantanées, que l'on puisse admettre une relation directe entre déformation et efforts correspondants. En dehors de ce cas, et notamment en tectonique régionale, l'invocation d'une certaine disposition des contraintes revient souvent, dans l'esprit de nombre d'auteurs, à décrire l'orientation des axes de déformation finie (supposant implicitement que la déformation a été un aplatissement pur et qu'aucune modification des efforts n'est intervenue durant son déroulement).

## ■ Divers types *d'états de contrainte*

Trois cas sont à considérer, chacun étant caractérisé par une géométrie différente de l'ellipsoïde de contraintes (fig. B-2) :

1. *Contraintes égales dans toutes les directions :* l'ellipsoïde est alors une sphère : les conditions correspondantes sont celles existant dans les liquides, ce qui conduit à parler d'un *état hydrostatique* des contraintes. Les déformations correspondantes peuvent seulement être des changements de volume ;

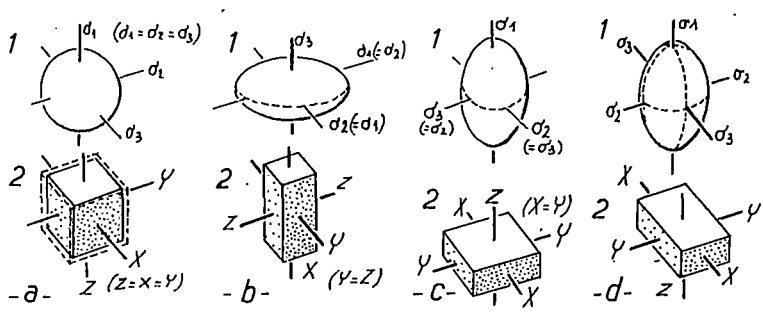



Fig. B-2. — *Différents ellipsoïdes de contrainte et déformations correspondantes en régime d'aplatissement.*

*a) Contraintes hydrostatiques :* 1 = ellipsoïde des contraintes sphérique ; 2 = déformation par changement de volume sans distorsion.

*b) Contraintes « uniaxiales » :* 1 = ellipsoïde en lentille (symétrie de révolution autour de $\sigma 3$) ; 2 = étirement vertical.

*c) Contraintes « uniaxiales » :* 1 = ellipsoïde en fuseau (symétrie de révolution autour de $\sigma 1$) ; 2 = aplatissement équidirectionnel horizontal.

*d) Contraintes « triaxiales » :* 1 = ellipsoïde sans symétrie de révolution ; 2 = aplatissement avec allongement préférentiel.

2. *Contraintes réparties selon une symétrie de révolution :* l'ellipsoïde est en fuseau si l'axe de révolution est $\sigma 1$, en lentille si c'est $\sigma 3$. C'est ce qui est réalisé dans les essais de laboratoire (dits « triaxiaux »), qui sont effectués sur des cylindres de roche, les éprouvettes, que l'on enferme dans une chemise sous pression hydraulique avant de les soumettre soit à compression soit à traction.

3. *Contraintes principales toutes inégales :* l'ellipsoïde n'est plus de révolution ; ceci est le cas général dans la nature.

## ■ Relations entre axes de déformation et axes de contraintes

Elles sont différentes selon le régime de déformation :

— **Dans l'aplatissement** (fig. B-2) il y a coïncidence à tout moment entre les deux groupes d'axes, X correspondant à $\sigma 3$, Y à $\sigma 2$ et Z à $\sigma 1$ ; c'est pourquoi la déformation est alors dite coaxiale. A un ellipsoïde de contrainte en fuseau correspond un ellipsoïde de déformation en lentille et inversement.

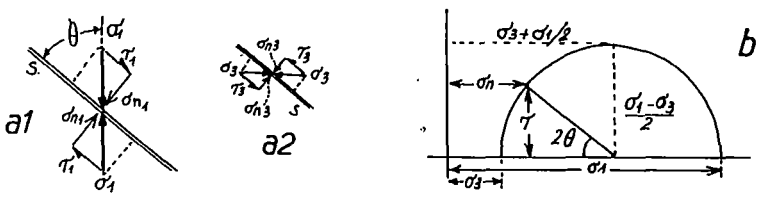



Fig. B-3. — *Le cercle de Mohr.*

*a) Calcul trigonométrique des contraintes* $\sigma n$ et $\tau$, dans le plan de $\sigma 1$ et de $\sigma 3$, en fonction de l'angle $\theta$ de la surface S considérée :

Les valeurs des forces correspondantes de la surface S est proportionnelle au Sinus de l'angle que fait la surface avec la contrainte considérée, soit Sin $\theta$ pour $\sigma 1$ et Sin $90 - \theta$ pour $\sigma 3$. Chacune est décomposée en une composante normale, respectivement $\sigma n1$ et $\sigma n3$ et une composante tangentielle, de cisaillement, respectivement $\tau 1$ et $\tau 3$. Leurs valeurs sont données par les relations suivantes :

$$\sigma n1 = \sigma 1 \,.\, \sin^2 \theta \,; \quad \tau 1 = \sigma 1 \,.\, \cos \theta \,.\, \sin \theta \,;$$

$$\sigma n3 = \sigma 3 \,.\, \sin^2 90\text{-}\theta \,; \quad \tau 3 = \sigma 3 \,.\, \cos 90\text{-}\theta \,.\, \sin 90\text{-}\theta .$$

alors que les effets de $\sigma n1$ et $\sigma n3$ s'additionnent au contraire $\tau 1$ et $\tau 3$ ont des effets antagonistes (couples inverses).

*b) Caractéristiques du cercle de Mohr :* c'est le lieu géométrique des points ayant pour abscisse $\sigma n$ et pour ordonnée $\tau$ lorsque l'angle $\theta$ varie. Il est en effet construit en prenant $\sigma 3$ et $\sigma 1$ comme abscisses de son diamètre et en plaçant le point considéré à un angle $2\theta$ dans le sens horaire, ce qui satisfait alors aux relations trigonométriques obtenues ci-dessus ; on obtient en effet :

$$\sigma n = \frac{\sigma 1 + \sigma 3}{2} - \frac{(\sigma 1 - \sigma 3)\cos \theta}{2} \quad \text{et} \quad \tau = \frac{(\sigma 1 - \sigma 3)\sin 2\theta}{2}$$

On voit en particulier que $\tau$ atteint sa valeur maximale pour $2\theta = 90°$, soit pour $\theta = 45°$.

— **Dans le cisaillement** le plan de cisaillement s'oriente de telle façon qu'il corresponde au maximum d'effet de couple induit par les contraintes. Or on peut calculer trigonométriquement (fig. B-3a) la relation existant entre les contraintes

principales et leurs composantes sur le plan de cisaillement. Ces dernières sont dénommées respectivement ***contrainte normale,*** $\sigma$n, pour celle qui tend à plaquer les deux compartiments et, par conséquent, à gêner la déformation en cisaillement, et ***contrainte tangentielle,*** ou de cisaillement, $\tau$, pour celle qui tend à faire glisser les deux compartiments. On obtient graphiquement les valeurs de ces contraintes $\sigma$n et $\tau$, en fonction de l'angle $\theta$ que fait $\sigma$1 par rapport au plan de cisaillement, par la construction du ***Cercle de Mohr*** (fig. B-3b). On voit que la contrainte de cisaillement atteint sa valeur maximale *lorsque* $\theta$ *est de 45°*. Cette relation est importante car elle détermine la disposition de $\sigma$1 dans le secteur soumis au cisaillement.

## c) Contexte des déformations à l'échelle de la croûte terrestre

Il est évident que les dispositifs structuraux dus à la déformation des roches sont étroitement contrôlés, à l'échelle de l'écorce terrestre, par la disposition et la répartition des efforts qui les génèrent.

### ■ Variations de l'état de contrainte dans l'écorce

Les contraintes résultent de la transmission plus ou moins totale, d'un point à son voisin, d'efforts d'origine variable.

— **Champs de contrainte :** sur une surface donnée (par exemple horizontale) on peut tracer, en chaque point, les directions des contraintes contenues dans ce plan (par exemple $\sigma$1 et $\sigma$3) ; en les joignant on obtiendra des courbes, dites *trajectoires de contraintes* montrant la variation éventuelle de leur direction de place en place. Dans tous les cas de figure les trajectoires de $\sigma$1 et $\sigma$3 (par exemple) restent en tout point perpendiculaires entre elles. Le dessin de ces trajectoires définit le champ de contraintes dans l'espace considéré : il peut être comparé dans une certaine mesure à celui des lignes de forces du champ magnétique d'un aimant.

1. *Un champ de contrainte* à ***trajectoires rectilignes*** correspond à des contraintes toujours identiques en direction et en valeur, ce qui ne s'observe que dans des espaces limités ; un tel champ peut être qualifié d'homogène.

2. Dans la majorité des cas les trajectoires sont courbes, ce qui conduit à parler de ***déviations de contraintes.*** Les *causes* de déviations des contraintes sont multiples et l'on se limitera à quelques exemples.

• *Déviation par effet de surface libre* (fig. B-4a) : souvent les efforts tectoniques sont dus à un déplacement parallèle à la surface libre de la tranche de roches concernée (cas des déplacements « tangentiels » des plaques lithosphériques) ; on montre que, dans ces conditions, $\sigma$1, d'abord dirigée selon le mouvement, infléchit sa trajectoire (qui s'écarte de la surface) si l'on s'éloigne du secteur d'application des efforts.

• *Déviation par effet de* ***poinçon*** *(= indenter) :* un effort de compression relativement localisé sur une surface, libre par ailleurs, se traduit, comme on le sait, par la formation d'un bourrelet autour de la tête du poinçon. Ceci est dû à des déformations cisaillantes disposées en chaque point de façon variable en fonction de la disposition en gerbe divergente des trajectoires de $\sigma$1 (fig. B-4*b*). L'allure de ces trajectoires est visible sur les cassures conchoïdales obtenues soit par le choc du marteau, soit par une pression locale, comme avaient appris à les exercer nos ancêtres de l'âge de la pierre taillée.

• *Déviation par le jeu d'un accident tectonique :* le mouvement des compartiments séparés par une cassure (faille) induit pour chacun, à l'une de ses extrémités une compression et à l'autre une extension : ces deux efforts se combinent localement avec ceux qui déterminent l'orientation des contraintes dans le reste du secteur considéré ; ceci conduit à une déviation courbe, localisée, de l'orientation des axes de contrainte (fig. B.4*c*).

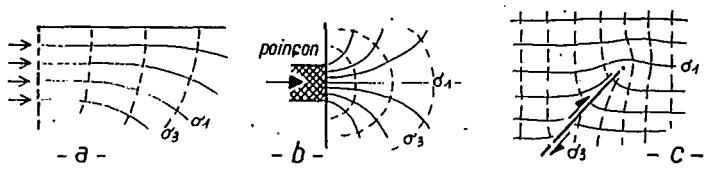



Fig. B-4. — *Déviations de contraintes.*
Les traits fins continus sont les trajectoires de $\sigma 1$ et ceux discontinus les trajectoires de $\sigma 3$.
*a)* Poussée parallèle à une surface libre ;
*b)* Poinçonnement perpendiculaire à une surface libre ;
*c)* Extrémité d'une faille active (les demi-flèches indiquent les mouvements relatifs des deux compartiments).

— **Variations verticales dans la croûte terrestre :** en chaque point les caractères de l'état de contraintes résultent de l'addition des forces de pesanteur à celles induites par les déplacements (« efforts tectoniques »).

1. *La pesanteur* fournit la composante hydrostatique de la contrainte. En effet, sauf au voisinage de la surface, elle s'exprime par des pressions égales en toutes directions, un équilibrage des pressions selon les diverses directions se créant progressivement, par suite des diverses déformations intervenues, au cours du temps. Cet équilibrage se réalise d'autant plus vite que l'on est à plus grande profondeur (car les roches deviennent plus déformables). Il est en général complètement atteint vers 3 000 à 5 000 m.

Ces pressions correspondent d'une part à la « pression solide », Ps, correspondant au poids des roches et le plus souvent qualifiée de ***« charge lithostatique »*** et d'autre part à la ***pression de fluides,*** Pf, correspondant au poids de la colonne de fluides d'imbibition contenus dans les pores de la roche. L'ensemble constitue la ***pression de confinement.***

Il faut noter que lorsqu'un tel équilibre de contraintes s'est établi aucune déformation autre qu'une réduction de volume ne saurait intervenir.

D'autre part, ces deux pressions ont des effets en quelque sorte antagonistes puisque la pression de fluides tend à maintenir ouverts les pores qui tendent à se refermer (c'est la compaction) sous l'effet du poids des roches.

2. *Les efforts tectoniques* fournissent à eux seuls, dans la grande généralité des cas, la partie de la contrainte dite « déviatorique » parce qu'elle s'ajoute à la partie précédente pour « dévier » l'état de contrainte d'un état hydrostatique vers un état plus déséquilibré apte au déclenchement des déformations.

Le ***déviateur de contraintes*** s'obtient donc en déduisant à $\sigma 1$, à $\sigma 2$ et à $\sigma 3$ totales la valeur de la pression de confinement : l'orientation du $\sigma 1$ du déviateur est celle du déplacement qui tend, par la création de cette contrainte déviatorique, à provoquer une déformation. Cette dernière ne se produira cependant que si l'écart entre le $\sigma 1$ et le $\sigma 3$ du déviateur est suffisant.

Aux approches de la surface du sol le poids des roches devient insuffisant pour déclencher une déformation, de sorte que la contrainte peut être anisotrope, avec un $\sigma 1$ vertical, si aucun effort tectonique (dont la valeur serait vite très supérieure) ne se manifeste.

## ■ Régimes tectoniques dans l'écorce

La façon dont se disposent, par rapport aux trois directions de l'espace, les déplacements des masses rocheuses et les contraintes qui leur sont liées constitue ce que l'on appelle le ***régime tectonique*** du secteur considéré.

Les possibilités d'orientation moyenne des contraintes dans une région sont en fait limitées à un nombre réduit parce qu'*il y a seulement deux grands moteurs de déplacements*, savoir la pesanteur, qui tend à induire des déplacements majeurs verticaux, et les déplacements de plaques, qui causent, quant à eux, des mouvements essentiellement horizontaux. De ce fait les forces tectoniques tendent à induire des ellipsoïdes de contraintes dont les axes principaux se placent l'un verticalement, les autres dans le plan horizontal, dit « tangentiel » (par rapport à la surface terrestre).

En définitive on est donc conduit à définir trois régimes principaux, dont se rapprochent plus ou moins les configurations locales ; ils se distinguent par la nature de la contrainte verticale et par le type de déplacement et de déformation de la croûte correspondants (fig. B-5) :

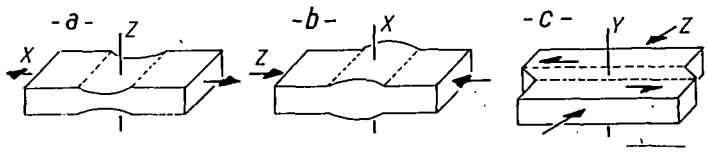



Fig. B-5. — *Régimes tectoniques régionaux.*
*a)* Régime extensif (amincissement de la croûte) ;
*b)* Régime compressif (épaississement de la croûte) ;
*c)* Régime coulissant (décalage latéral de deux blocs de croûte).

• *Le régime extensif* correspond à des mouvements tangentiels d'écartement, induisant donc globalement un allongement (X) horizontal accompagné d'amincissement de la croûte. Il correspond au cas où $\sigma 1$ est verticale, en moyenne, à l'échelle de la région considérée.

Les mouvements verticaux relativement locaux, d'extrusion ou d'affaissement, se traduisent également par un allongement horizontal et rentrent donc dans ce régime lorsqu'ils induisent des déformations tectoniques.

• *Le régime compressif* correspond à des mouvements tangentiels de rapprochement, donc accompagnés globalement d'un raccourcissement (Z) horizontal et d'un épaississement de la croûte. Ici c'est $\sigma 3$ qui est verticale, en moyenne, dans le secteur concerné.

• *Le régime coulissant* correspond à des mouvements tangentiels « latéraux » ; ni allongement ni raccourcissement ne sont prépondérants dans le secteur considéré, dont les limites sont l'objet d'un déplacement horizontal coulissant. En ce cas c'est $\sigma 2$ qui est verticale, en moyenne, dans la région.

## B 2 — Comportement des roches

Le comportement mécanique des roches est leur ***rhéologie,*** qui est étudiée par la ***mécanique des roches,*** science qui se base avant tout sur les résultats des essais de ***déformation expérimentale.***

### a) Déformations expérimentales

La principale façon d'expérimenter sur la mécanique des roches consiste à placer des cylindres de taille décimétrique, appelés ***éprouvettes*** dans une enceinte cylindrique fermée et à leur faire subir des compressions ou des tractions selon leur axe. On exerce par voie hydraulique une ***pression de confinement,*** uniforme mais modifiable, sur la paroi de l'enceinte. Le changement de longueur (raccourcissement ou allongement) de l'éprouvette mesure la déformation.

La représentation graphique des résultats peut porter sur les relations entre la déformation et la valeur des forces exercées (c'est-à-dire les contraintes subies) ou sur celles entre la déformation et la durée d'application des efforts ; bien que ce dernier aspect intéresse tout particulièrement le géologue on conçoit bien que les durées expérimentales restent très insuffisantes à ses yeux.

#### ■ Diagrammes déformation/Contrainte

— **Seuil de plasticité :** les diagrammes montrent fondamentalement deux parties (fig. B-6*a*) :

1. Dans la première la déformation reste faible en regard des accroissements de contrainte déviatorique et le relâchement des efforts annule cette déformation : le comportement est donc ***élastique ;*** cela suppose que les relations entre grains de la roche s'étaient distendues sans subir de réelles altérations.

2. Dans la partie suivante, au-delà du franchissement d'une valeur de contrainte variable selon la nature de la roche et appelée ***seuil de plasticité*** la déformation devient permanente ; son accroissement, en regard de celui de la contrainte, est plus rapide, ce qui se traduit par une inflexion de la courbe (= Yield point) : le comportement est devenu ***plastique,*** ce qui traduit des modifications irréversibles des relations entre particules élémentaires de la roche.

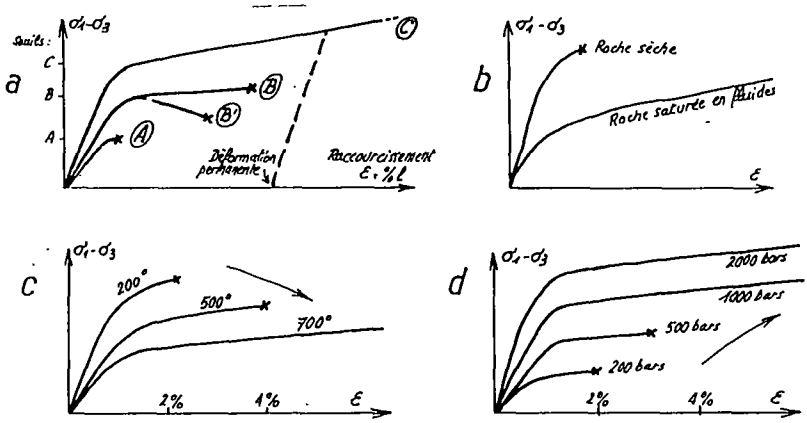



Fig. B-6. — *Courbes expérimentales de relations contraintes/déformation.*

*a)* La croix, X, indique le point de rupture. Différentes courbes en fonction de la nature de la roche (en tiretés, sur la courbe C : déformation inverse, élastique, par relâchement des contraintes) :

Courbe A = rupture fragile ; courbe B = déformation ductile avec « écrouissage » avant rupture ; courbe B' = déformation ductile avec « adoucissement » avant rupture ; courbe C = déformation ductile sans rupture. Les lettres A, B, et C, en ordonnée, indiquent les seuils de plasticité respectifs.

*b)* Influence des fluides d'imprégnation.

*c)* Influence de la température (la flèche indique le sens de variation pour un accroissement de température).

*d)* Influence de la valeur de la pression de confinement.

— **Apparition de la rupture :** après une déformation sans rupture, dite ***ductile,*** d'ampleur variable, apparaît souvent une ***rupture*** c'est-à-dire une discontinuité visible à l'échelle des éprouvettes. Deux comportements extrêmes peuvent se produire, la roche restant ductile pour les plus fortes contraintes ou, au contraire, se brisant avant toute déformation ductile (c'est-à-dire pour de très faibles valeurs de contraintes), ce qui est qualifié de comportement ***fragile*** *(= Brittle failure).*

## ■ Relations entre déformation et durée des efforts

Il se produit en général, sous contraintes constantes, un accroissement progressif de la déformation au cours du temps : c'est le ***fluage,*** phénomène qui correspond au fait que les transformations internes de la roche (recristallisation, etc.) nécessitent des processus qui demandent un certain temps pour se réaliser.

Lors du fluage il existe une relation entre la vitesse de déformation et la contrainte ; elle définit la ***viscosité*** de la roche (ou de tout autre matériau) ; cette dernière est d'autant plus faible que la déformation est plus rapide. Un corps visqueux idéal se déforme, si on lui en donne le temps pour des contraintes infimes : de tels matériaux sont capables d'***écoulement*** au sens strict du mot, parce que les particules qui les constituent ne sont pas solidaires entre elles. Parmi les roches seuls les magmas et certaines roches gorgées d'eau (sédiments aquatiques meubles) peuvent se comporter ainsi. Dans la plupart des autres la déformation ne

peut intervenir qu'au prix d'efforts suffisants pour vaincre au préalable la ***cohésion*** entre les particules : cette valeur minimale de contrainte correspond au seuil de plasticité.

### b) Compétence

La ***compétence*** d'un massif rocheux est étymologiquement son aptitude à résister à la déformation. Elle correspond au concept, flou, de « degré de déformabilité » et s'applique à des volumes rocheux de taille déjà importante (supérieure à celle d'un échantillon). Elle est d'un emploi plutôt comparatif (une roche est plus ou moins compétente qu'une autre) et intègre des aspects divers de la déformation puisqu'elle est fonction de la plasticité et de la viscosité mais aussi de l'agencement textural du volume rocheux considéré. En fait c'est surtout la possibilité plus ou moins grande de fluages au sein d'un volume rocheux qui détermine sa compétence.

#### ■ Comportements selon la compétence

Les différences de compétence se déterminent par comparaison avec deux comportements extrêmes :

— ***Roches très compétentes*** : on pourrait dire qu'elles « font bien face aux efforts » car elles ne subissent que d'imperceptibles modifications intimes et que les dimensions d'un objet, une plaque de roche par exemple, ne sont pas — ou à peine — modifiées. La déformation se fait de deux façons :

- Par le jeu de discontinuités d'échelle métrique ou supérieur, les ***failles***
- Par la flexion (torsion, ***« flambage »*** des mécaniciens) des plaques de roche, qui est à l'origine de certains plis. La déformation, très limitée, se concentre dans certains secteurs, et surtout au voisinage des deux surfaces limites de la plaque rocheuse.

— ***Roches très incompétentes*** : ce sont celles qui « ne font pas face aux efforts » car elles sont affectées d'importantes modifications intimes, traduisant une déformation pénétrative en dessous de l'échelle de l'échantillon. Il y a donc de fortes modifications de forme des corps rocheux (changements d'épaisseur et de longueur des strates notamment) et une structuration fine. Cette dernière introduit dans la roche une *anisotropie d'origine tectonique* par le jeu de discontinuités pénétratives ; telle est l'origine des « clivages » (surfaces de fragmentation potentielle) qui sont communs dans ces roches et dont la plupart sont regroupés sous le nom de ***schistosités*** (voir chap. D).

#### ■ Causes des variations de compétence

Le degré de compétence des roches est sous la dépendance de plusieurs facteurs dont les influences se conjuguent :

— **Nature et texture de la roche** : on conçoit bien que le degré de déformation intime de la roche est influencé par les caractères de leur texture et de la nature des grains :

• Une disposition engrenée accroît la cohésion alors qu'une disposition en feuillets parallèles (cas des roches à minéraux « phylliteux » : micas, etc.) facilite les glissements ;

• Des minéraux solubles, ou recristallisables dans les conditions régnantes, permettent un remodelage intime de la trame de la roche.

On peut grossièrement caractériser les grandes catégories de roches communes, sous l'angle de la compétence dans des conditions proches de celles de la surface, de la façon suivante :

• Les roches cristallines, plutoniques et métamorphiques, sont en général très compétentes, de même que les roches détritiques siliceuses, et ce d'autant plus que leurs grains sont plus gros et mieux soudés (un quartzite est plus compétent qu'un grès).

• Les carbonates sont d'autant plus compétents qu'ils sont en bancs plus massifs. Les plus compétents sont les dolomies, puis viennent les calcarénites et enfin les micrites.

• Les marnes, et surtout les évaporites (gypse, etc.) sont des roches fondamentalement peu compétentes.

Cette « hiérarchie » des compétences peut néanmoins se modifier en fonction des conditions ambiantes.

— **Vitesse de sollicitation** : un effort brutal, tel le choc du marteau, ne laisse pas au fluage le temps d'intervenir et la roche aura un comportement compétent (brisure) ; un effort moindre appliqué plus longtemps pourra au contraire laisser apparaître un comportement compétent (aplatissement ou cisaillements continus). A cet égard la glace et l'asphalte ont un comportement caricatural par la relative facilité de leur déformation ductile. Les carriers ont appris de longue date que les plaques de marbre pouvaient aussi se cintrer sous leur propre poids si on les pose par exemple en porte-à-faux et si on les abandonne assez longtemps.

— **Fluides d'imprégnation** : les divers fluides contenus par les pores de la roche, voire inclus dans leur trame cristalline, et en tout premier lieu l'eau, influent beaucoup sur la compétence car ils conditionnent certains phénomènes physiques tels que la dissolution ou la recristallisation.

D'une façon générale une roche « sèche » est plus compétente qu'une roche humide (fig. B-6*b*), toutes autres conditions restant égales. De plus si l'importance volumétrique du fluide est telle que les particules solides soient, en quelque sorte, en suspension, le comportement peut devenir idéalement visqueux (« écoulement ») : c'est le cas des argiles mouillées ou des anatexites.

— **Température ambiante** : l'élévation de température abaisse le seuil de plasticité et recule l'apparition de la rupture (fig. B-6*c*) : d'une façon générale les roches voient donc leur compétence diminuer. Cette diminution est toutefois plus ou moins rapide suivant la nature de la roche : de ce fait les contrastes de comportement sont susceptibles de s'accuser, voire s'inverser ; c'est ainsi que la compétence des grès et dolomies s'abaisse bien moins vite que celle des calcaires, surtout micritiques ou que, vers 300°, la déformation des cristaux de quartz devenant particulièrement facile, des roches comme les gneiss (réputées « cassantes ») sont alors plus ductiles que les dolomies.

— **Pressions de confinement** : l'accroissement, avec la profondeur, de la charge lithostatique et de la pression fluide recule l'apparition de la rupture mais élève le seuil de plasticité (fig. B-6*d*). Il rend donc aussi les roches moins compétentes. Cela s'additionne aux effets de l'accroissement thermique dû à la profondeur pour rendre les roches encore plus incompétentes lorsqu'on s'éloigne de la surface.

Ces modifications progressives des modes de déformation, en fonction de la profondeur, servent de base à la définition de ***niveaux structuraux*** que l'on peut prendre à la fois comme des repères de profondeur et d'« intensité » de déformation (voir chap. H 2).

# Chapitre C

# FAILLES

Les failles (= Faults) sont des discontinuités dues à une déformation cisaillante. Leur caractère fondamental est d'introduire un décalage brutal des repères inclus dans la masse rocheuse.

## C 1 — Analyse géométrique des failles

### a) Éléments descriptifs

Une faille comporte deux ***compartiments,*** décalés, de part et d'autre d'une ***surface de faille.*** La valeur du décalage est le ***rejet.*** L'activité d'une faille est son ***jeu*** qui peut se faire en plusieurs étapes de ***rejeux*** successifs.

#### ■ Surface de faille

La discontinuité où se concentre le décalage est en fait souvent dotée d'une épaisseur non négligeable, qui varie de quelques millimètres à plusieurs mètres, voire plus : elle devrait donc plutôt être appelée « zone de cisaillement ». Il est impropre aussi de l'appeler « plan de faille » (= Fault plane), comme on le fait pourtant souvent. En effet elle est rarement plane, mais plus souvent gauche ou formée de tronçons presque plans qui se raccordent en ligne brisée. Un cas particulier notable est celui des ***failles listriques,*** caractérisées par une surface concave vers le haut, en cuillère.

#### ■ Lèvres de faille

Ce sont les véritables surfaces limites des deux compartiments, appelées respectivement ***lèvre supérieure*** *(= Hanging-wall)* ou ***lèvre inférieure*** *(= Foot-wall),* selon qu'elles appartiennent au compartiment situé respectivement au-dessus ou au-dessous de la zone de discontinuité (fig. C-2). Le ***regard*** *de faille* est l'orthogonale à l'azimut des lèvres qui va du compartiment soulevé vers le compartiment abaissé.

— Lorsque les lèvres sont lisses, polies ou enduites de cristallisations, on les qualifie de ***miroirs de failles.*** Ces derniers sont souvent porteurs d'inscriptions, dites ***tectoglyphes,*** qui sont dues au mouvement de la faille et permettent assez souvent d'en déterminer la direction et/ou le sens (fig. C-1) ; ce peuvent être :

1. *Des* ***écailles de cristallisations****,* imbriquées, développées dans les excavations à l'aval des aspérités du miroir.

2. *Des* ***stries*** *(= Striae, = grooves = slickensides),* gravées dans la roche même ou dessinées par l'enduit de cristallisation. Leur direction indique celle du mouvement ; la façon dont elles se terminent peut donner son sens. Dans certains cas on

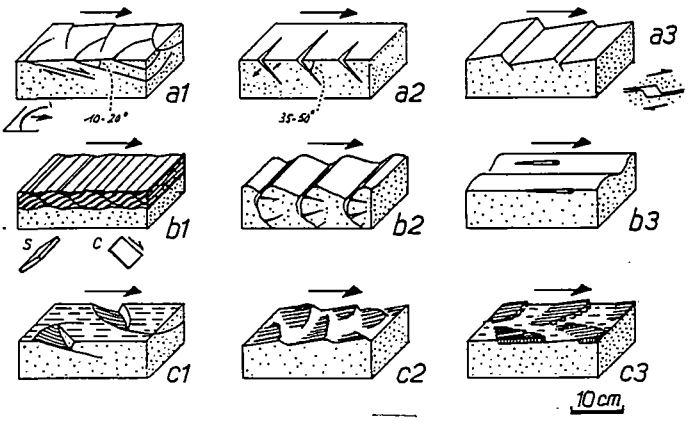



Fig. C-1. — *Aspects des surfaces de failles.*

*a) Tectoglyphes de microfracturation :*

a1 = *Microfractures* secondaires : noter leur faible inclinaison vers l'aval du mouvement ; leur intersection sur la surface principale est souvent en forme de croissant, toujours ouvert vers l'aval (voir croquis annexe).

a2 = *Microfentes* de traction : leur intersection avec la surface de faille est perpendiculaire au mouvement ; leur inclinaison est également vers l'aval du mouvement.

a3 = *Gradins d'arrachement :* ils correspondent souvent à des petites fentes « en relai » ; le rebord le plus oblique à la surface de faille est vers l'aval. Le croquis annexe montre le déplacement des deux compartiments (ouverture d'un espace vide).

*b) Autres aspects divers :*

b1 = *Feuilletage schisteux :* les surfaces (S) des feuillets divergent du plan de faille vers l'amont. Le feuilletage est en outre souvent recoupé et tordu par des microfractures de cisaillement (C) qui divergent, par contre, vers l'aval. Cette disposition est dite « texture S/C ».

b2 = *Crochons :* le sens de rebroussement des strates indique celui du mouvement. Le crochonnement est parfois à l'origine de gradins et de fentes par écartement des bancs : leur orientation précise n'est pas significative de la direction du mouvement mais dépend de l'azimut des couches avant le jeu de la faille.

b3 = *Cannelures* et traces de trainage d'objets (tailles variables).

*c) Stries de friction :*

c1 = *Stries sur microfailles :* la striation existe en général aussi sur le miroir principal. Noter la présence de *« gradins d'ablation »* dus à l'effritement de la roche après mise à nu du miroir : L'enfoncement du miroir strié sous le gradin permet de les distinguer des autres (comparer avec la figure c2).

c2 = *Stries à l'amont de reliefs :* l'aval est dépourvu de stries. Les aspérités peuvent être d'origines très diverses (et en particulier correspondre à des gradins d'arrachement).

c3 = *Enduits cristallisés striés ou formés de fibres cristallines :* ils se forment à l'aval des aspérités, notamment des gradins d'arrachement, et se disposent de façon plus ou moins imbriquée avec un rebord abrupt du côté aval.

Le sens du mouvement, indiqué par la flèche, est celui du compartiment manquant. Les critères majeurs de détermination de ce sens sont donc variés ; mais ils ne peuvent être utilisés sans erreur que si l'on a bien identifié l'objet observé (éviter en particulier la confusion d'une part entre microfailles et schistosité et d'autre part entre gradins d'arrachement et d'ablation).

trouve plusieurs familles de stries superposées ou entrecroisées qui permettent de distinguer les caractères de plusieurs rejeux successifs. Souvent toutefois les stries observables correspondent au dernier mouvement, qui a effacé celles précédemment inscrites.

3. *Des traces d'arrachement,* variées : ***fentes*** et *fractures secondaires ;* ***gradins*** dus à l'ablation de fragments détachés par ces dernières ; ***« crochons »*** dus à la torsion de feuillets rocheux coupés par la faille.

## ■ Rejet

Il est essentiel de faire la distinction entre le ***rejet réel*** *(= Slip),* qui est le vecteur du déplacement relatif des compartiments et le ***rejet apparent*** *(= Throw,* = Separation), qui n'est que l'expression, mesurable de diverses manières, du décalage final d'une surface repère telle qu'une surface de strate.

— **Le rejet apparent** *(= Separation)* est celui qui est directement appréhendable par mesures, soit sur le terrain s'il est assez modeste pour être visible dans le champ de l'affleurement, soit sur cartes et/ou sur coupes. Selon la manière choisie pour le mesurer on en apprécie seulement certains aspects qui peuvent être :

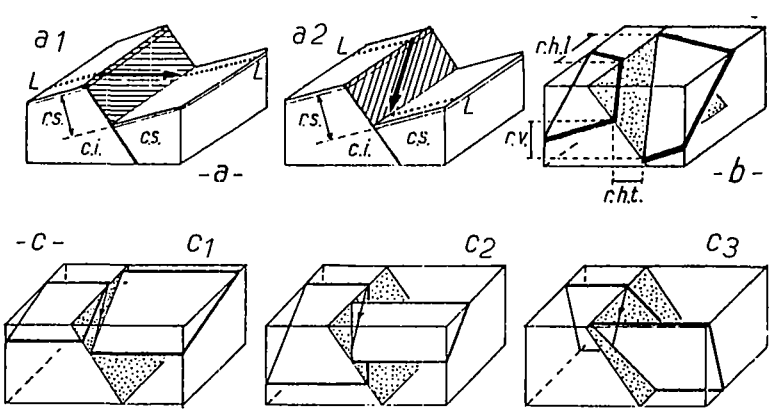



Fig. C-2. — *Rejet apparent et rejet réel.*

*a)* Un même *rejet stratigraphique* (r.s.) peut correspondre à des rejets réels (déplacements = slip) très différents. Ces derniers peuvent être déduits du décalage de lignes (L) ou de la direction des stries de friction (ils sont indiqués par une flèche grasse).

c.i. = compartiment inférieur (ici soulevé) ; c.s. = compartiment supérieur.

*b) Composantes du rejet apparent,* mesurées parallèlement et perpendiculairement à la surface de faille : r.h.l. = rejet horizontal longitudinal (= strike separation) ; le rejet transversal le long de la surface de faille (= dip separation) est mesuré par ses deux composantes r.v. = rejet vertical et r.h.t. = rejet horizontal transverse (la surface repère décalée est dessinée en gras).

*c) Rejet apparent en fonction du pendage de la surface repère.* Sur les trois schémas le rejet réel est identique (et indiqué par une petite flèche). En 1 le rejet longitudinal est senestre et le rejet transversal est normal ; en 2 le rejet longitudinal est dextre et le rejet transversal est inverse ; en 3 le rejet longitudinal dextre est important et s'associe à un rejet transversal normal également important (comparer avec la fig. C-3 pour la définition des types de rejets).

1. *Le **rejet stratigraphique,*** ou distance entre deux surfaces repères, en général de strates, mesurée perpendiculairement à ces surfaces (fig. C-2*a*).

2. *Le **rejet horizontal longitudinal** (= Strike separation),* mesurable sur carte par la distance entre deux intersections de la même surface repère d'un compartiment à l'autre. On l'appelle aussi *rejet cartographique* (fig. C-2*b*).

3. *Le **rejet transversal,*** dans le plan perpendiculaire à la surface de faille. La distance entre deux surfaces repères décalées peut être, ici, mesurée de trois façons (fig. C-2*b*) : sur le plan de faille *(**rejet selon le pendage** = Dip separation)*, verticalement *(**rejet vertical** = Vertical separation)* ou encore horizontalement *(**rejet horizontal transverse** = Offset).*

Il faut souligner que *des déplacements différents,* en direction et en valeur, *peuvent aboutir au même rejet apparent* (fig. C-2*a*).

— **Le rejet réel** (Déplacement = Slip) ne peut être déterminé que si deux conditions sont l'une ou l'autre remplies (fig. C-2*a*) :

1. Avoir déterminé la trajectoire du déplacement grâce à des tectoglyphes. Toutefois il faut se rappeler que ceux-ci ne donnent pas nécessairement une indication valable pour le jeu total de la faille mais souvent seulement pour certains de ses jeux partiels (souvent le dernier seulement).

2. Disposer d'un repère linéaire, par exemple une charnière de pli ou la trace d'une autre faille antérieure, sur la surface repère décalée.

Le rejet réel comporte trois composantes, verticale, horizontale transverse, et horizontale longitudinale : ces dernières n'ont rien à voir avec les trois expressions du rejet apparent. D'ailleurs un même rejet réel peut se traduire par des *rejets apparents très différents* selon les diverses attitudes possibles de la surface repère décalée par rapport à la direction de déplacement (fig. C-2*c*).

## b) Catégories de failles

Plusieurs critères sont utilisés pour classer les failles suivant leurs caractères géométriques ; aussi une faille ne peut-elle être complètement caractérisée qu'en lui attribuant plusieurs qualificatifs.

### ■ Type du rejet

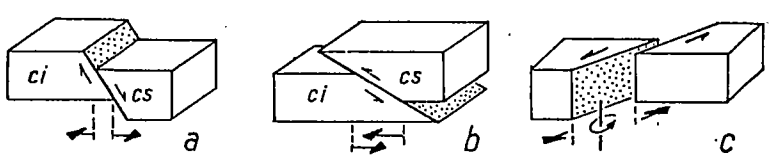



Fig. C-3. — *Types de rejets.*

Les flèches indiquent les mouvements relatifs des compartiments (c.i. = compartiment inférieur ; c.s. = compartiment supérieur).

*a) faille normale* (rejet distensif avec ouverture d'un hiatus)

*b) faille inverse* (rejet compressif, avec chevauchement)

*c) faille coulissante* (« décrochement ») senestre et sens de rotation d'un objet pris dans le jeu de la faille.

C'est le critère majeur car il est significatif du régime tectonique régnant lorsque la faille s'est formée. Sur cette base on doit distinguer, d'après l'importance relative des trois composantes du rejet réel (fig. C-3) :

— **Les failles à faible composante de rejet horizontal longitudinal,** où prédomine le rejet transversal ; selon le sens de ce dernier on distingue :

1. *Les **failles normales** (= Normal Faults)*, dites parfois « directes ». Leur compartiment supérieur est abaissé et la composante horizontale transverse se traduit par un écartement entre les bords de la surface repère : ce sont les failles du *régime extensif.*

2. *Les **failles inverses** (= Reverse faults)*, dites aussi « chevauchements » lorsque leur rejet est fort (d'ordre kilométrique). Leur compartiment supérieur est soulevé et la composante horizontale transverse se traduit par un ***« redoublement »*** vertical de la surface repère. Ce sont les failles du *régime compressif.*

Une même faille peut se transformer longitudinalement, de faille inverse en faille normale ou inversement, par pivotement autour d'un point de sa surface : on parle alors de *faille rotationnelle.*

— **Les failles à composante longitudinale prédominante,** avec rejet transverse faible ou nul. Ce sont les ***failles coulissantes*** *(= Transcurrent Faults, = Strike-slip Faults, = Wrench-faults)*, souvent appelées un peu abusivement ***décrochements*** (voir chapitre G 1). Selon le sens du rejet on oppose :

1. *Les décrochements **dextres** (= Right-lateral Faults)*, à décalage cartographique « horaire », c'est-à-dire dans le sens des aiguilles d'une montre.

2. *Les décrochements **sénestres** (= Left-lateral Faults)*, à rejet cartographique antihoraire.

On notera que les termes de dextre et sénestre doivent être réservés à la désignation des rejets cartographiques et proscrits pour les rejets dans un plan vertical : dans ce dernier cas, en effet, le sens apparent, dextre ou sénestre, du cisaillement s'inverse selon le côté où se trouve l'observateur par rapport à la coupe.

## ■ Attitude de la surface de faille

On peut la comparer avec celles de divers référentiels :

— **Par rapport à l'horizontale :** on distingue des failles *verticales,* des failles *obliques* fortement pentées (plus de 45° = *High-angle Faults)*, faiblement pentées *(= Low-angle Faults)* et enfin *plates,* subhorizontales.

— **Par rapport à l'azimut** des strates ou d'autres lignes structurales, comme les axes de plis : elles sont dites plus ou moins *longitudinales* (ou « directionnelles ») ou au contraire *transverses.*

— **Par rapport au pendage** des surfaces qu'elles décalent (strates notamment) : elles sont dites *conformes* ou *contraires* (fig. C-4*a,b*).

## ■ Rapports avec les structures avoisinantes

Les failles sont dites ***synthétiques*** ou ***antithétiques,*** par rapport à une autre structure selon que leur rejet a un effet cumulatif ou au contraire soustractif vis-à-vis du déplacement dû à cette autre structure. Celle-ci peut être une autre faille, une torsion locale ou un basculement d'ensemble du secteur faillé (fig. C-4*d*).

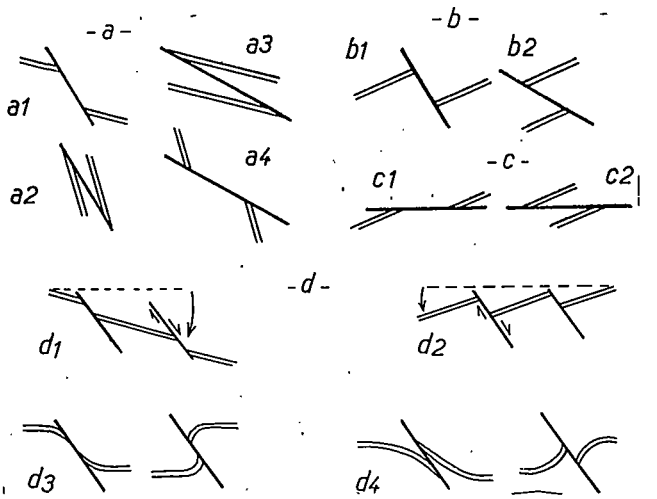



Fig. C-4. — *Attitude des failles par rapport aux surfaces repères.*
Tous les croquis sont des coupes ; failles en traits gras ; strates (ou autres surfaces repères) en double trait.

*a) Failles conformes :* a1 et a2 = normales ; a3 et a4 = inverses. Noter, en a2 le rejet de raccourcissement apparent (redoublement) et en a4 le rejet apparemment distensif (hiatus) dus à la forte valeur relative du pendage des strates.

*b) Failles contraires :* b1 = normale ; b2 = inverse.

*c) Failles plates :* c1 = extensive ; c2 = compressive.

*d) Basculement corrélatif des surfaces repères :* d1 = failles synthétiques du basculement ; d2 = failles antithétiques du basculement ; d3 = crochons synthétiques (sans doute causés par le jeu de la faille) ; d4 = faux crochons, antithétiques (certainement pas causés par le jeu de la faille).

Les crochons véritables, dus au jeu de la faille, sont des structures synthétiques. Les crochons antithétiques, tordus en sens inverse de celui indiqué par le rejet stratigraphique, doivent être tenus pour de « faux crochons » formés autrement que par le jeu de la cassure dont ils affectent les lèvres (voir chap. G 1).

## C 2 — Formation et évolution des failles

### a) Mécanique de la fracturation

L'étude de la fracturation des éprouvettes de roches permet de mieux cerner les relations existant entre les contraintes, la façon dont apparaissent les failles et la manière dont elles se disposent dans la masse rocheuse.

#### ■ Conditions de rupture

On a vu (chap. B) que la facilité d'apparition d'une cassure dépend de la compétence de la roche. Quoi qu'il en soit, en l'absence d'un écart suffisant (variable

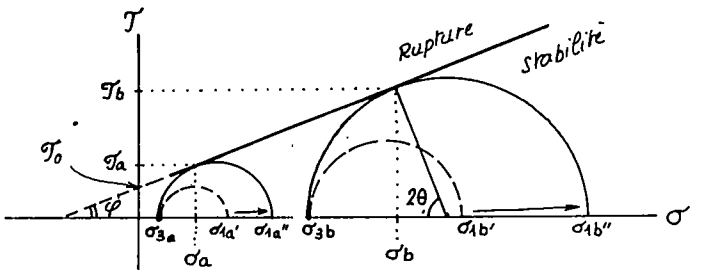



Fig. C-5. — *Construction de la courbe intrinsèque.*

La courbe intrinsèque est la tangente aux divers cercles correspondant aux conditions de rupture, dans les essais successifs effectués avec des valeurs de $\sigma 3$ différentes.

En tireté les cercles de Mohr avant rupture, en trait continu les cercles de rupture.

On a figuré deux essais seulement, l'un (*a*) correspondant à la valeur $\sigma 3a$, l'autre (*b*) à $\sigma 3b$ ; dans les deux cas on a procédé en augmentant $\sigma 1$ (comme indiqué par la flèche), $\sigma 3$ restant constant.

$\gamma$ = angle de *friction interne* ; $\tau_o$ = valeur de *cohésion* (pour $\sigma = 0$) ;

$\tau_a$, $\tau_b$ = contrainte cisaillante ; $\sigma_a$, $\sigma_b$ = contrainte normale, à la rupture, dans chacun des essais *a* et *b*.

donc d'une roche à l'autre) entre les valeurs du $\sigma 1$ et du $\sigma 3$ du déviateur aucune rupture ne se produit. Les valeurs nécessaires peuvent être repérées et exprimées graphiquement par le ***diagramme de Mohr*** (fig. C-5), sur lequel se délimitent deux domaines de valeurs des contraintes, l'un dit « de stabilité », l'autre « de rupture ». Ces deux domaines sont séparés par la ***courbe intrinsèque*** de la roche considérée, dans les conditions de l'expérience. On définit également par cette courbe les paramètres caractéristiques respectivement de la ***cohésion*** et de la ***friction interne*** de la roche. Selon les valeurs de ces paramètres, propres à chaque roche dans les conditions de l'expérience, trois cas extrêmes sont possibles (fig. C-6) :

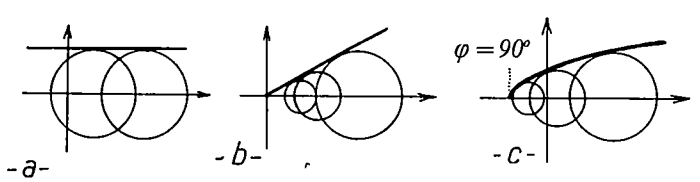



Fig. C-6. — *Types de courbes intrinsèques.*

*a)* Friction interne nulle (argile mouillée) ;

*b)* Cohésion nulle (sable) ;

*c)* Cas général : noter l'intersection à 90° de l'axe des abscisses dans le domaine de traction ($\sigma 3$ = négatif).

— **Dans des roches comme l'argile mouillée** la friction interne est nulle, les particules élémentaires glissant sans difficulté : la courbe intrinsèque est parallèle à l'axe des $\sigma$.

— **Dans des roches comme les sables secs** il n'y a pas de cohésion mais friction entre les grains ; cette friction interne s'accroît proportionnellement à $\sigma 3$ et la courbe est une droite passant par l'origine.

— **Dans la majorité des roches** l'accroissement de $\sigma 3$ augmente, à la fois mais de façon inégale, la cohésion et la friction : la courbe intrinsèque est alors d'allure parabolique ; elle coupe l'axe des $\sigma$ suivant un angle droit dans le domaine des valeurs négatives, ce qui traduit un état de traction. Ceci correspond au domaine de la fracturation sous un déviateur à faible $\sigma 1$, c'est-à-dire à la ***rupture fragile*** *(= Brittle failure).* On notera que les contraintes de déviateurs à exercer pour la rupture en traction sont beaucoup plus faibles (de 10 à 20 fois par exemple) qu'en compression.

## ■ Processus conduisant aux conditions de rupture

La fracturation se déclenche lorsque la différence entre les valeurs de $\sigma 1$ et $\sigma 3$ du déviateur atteint un niveau suffisant ; dès lors le diamètre du cercle de Mohr est tel que ce dernier vienne intersecter la courbe intrinsèque. Cette condition peut être obtenue par trois chemins différents (fig. C-7) :

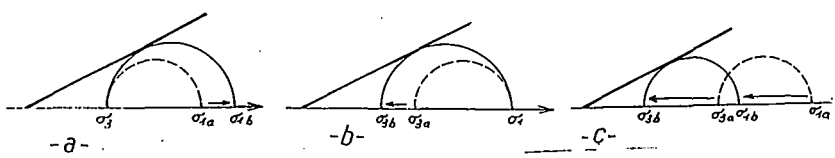



Fig. C-7. — *Obtention des contraintes de rupture.*
Modification du cercle de Mohr relatif aux contraintes déviatoriques dans les trois cas possibles (le cercle de Mohr à la rupture est représenté en trait continu) :
*a)* Accroissement des efforts selon $\sigma 1$ ;
*b)* Allègement des efforts selon $\sigma 3$ ;
*c)* Réduction égale de $\sigma 1$ et $\sigma 3$ par augmentation de la pression de fluides (d'une valeur égale à $\sigma 1a - \sigma 1b$).

— **Accentuation du serrage tectonique,** accroissant la valeur de $\sigma 1$ : c'est principalement ainsi que l'on procède dans les essais sur éprouvettes.

— **Diminution de $\sigma 3$.** On peut l'obtenir de deux façons distinctes :

1. *Par traction,* ce qui est le cas des zones de régime extensif.

2. *Par diminution de la contrainte de confinement,* notamment en supprimant la compression latérale exercée par la partie externe des massifs rocheux sur leur intérieur (effet de soutènement). Les entailles d'érosion ou celles réalisées par l'homme sont ainsi susceptibles de déclencher l'éclatement, par fracturation, des roches de la paroi des tranchées et tunnels ; il faut alors rétablir une pression artificielle sur ces parois par l'emploi d'« épingles », ancrées à l'intérieur du massif rocheux, pour maintenir les parois de l'ouvrage.

— **Accroissement de la pression de fluides :** la part de cette pression est communément inférieure à celle de la pression lithostatique, et ce dans le rapport des densités. En effet une augmentation de pression, par rapport à la normale pour la profondeur considérée, est compensée, en général, par une fuite du fluide vers les régions non surpressées. Toutefois, si cette fuite est impossible, la pression de

fluide peut s'élever jusqu'à une valeur telle que la part hydrostatique des contraintes approche de la valeur du $\sigma 3$ total. En ce cas les contraintes déviatoriques voient leur part s'abaisser de la valeur correspondante, et ce de façon égale pour $\sigma 3$ et $\sigma 1$.

La fracturation obtenue par cette voie est dite ***fracturation hydraulique.*** L'augmentation de la part de la pression de fluides peut être le résultat de circonstances très variées, mais qui toutes supposent l'impossibilité d'un échappement des fluides surpressés ; ce peuvent être notamment :

1. *Une diminution de la charge lithostatique,* par érosion, dans des massifs rocheux profonds isolés par des voiles imperméables ;

2. *Un apport de fluides par migration* à partir de secteurs soumis à une augmentation de charge ; c'est ce qui a lieu, par exemple à l'avant d'un empilement de chevauchements ;

3. *Une augmentation du volume de fluides,* grâce à des émissions *in situ.* Ceci se produit notamment par transformation de minéraux hydratés en minéraux anhydres, à des températures modestes pour le gypse et aux environs de 600° pour les serpentinites. C'est sans doute pourquoi ces deux roches forment souvent des coussins plus ou moins continus, à la base des nappes de charriage : la surpression fluide occasionnée par leur présence permet un cisaillement sous de faibles efforts et par conséquent un glissement aisé, un peu comme on l'obtient avec le « coussin d'air » des hydroglisseurs.

## b) Disposition des surfaces de failles

### ■ Par rapport aux contraintes

Le diagramme de Mohr donne la valeur de l'angle $\theta$ que fait, pour les conditions de rupture, la surface de faille par rapport à $\sigma 1$ : il ne peut dépasser 45° (fig. C-5). En fait cette valeur, variable avec la roche et les conditions ambiantes, s'établit en moyenne autour de 30° à 35°. Partant de là on voit que l'orientation dans l'espace de la surface de faille peut répondre à trois cas :

— **Si l'ellipsoïde des contraintes a une symétrie de révolution** (cas des essais sur éprouvettes) une multitude de failles tangentes à un cône d'axe $\sigma 1$ (ou $\sigma 3$) pourront se créer avec des chances à peu près égales.

— **Dans le cas d'un ellipsoïde sans axe de révolution** seuls deux plans symétriques par rapport à $\sigma 1$ et sécants selon $\sigma 2$ peuvent (pour des raisons de symétrie) correspondre aux conditions de fracture : ce sont ceux des ***failles conjuguées,*** qui ont, a priori, autant de chances l'une que l'autre de se former. Ils découpent l'espace en quatre dièdres affrontés, $\sigma 1$ correspondant alors à la bissectrice de leur angle aigu, d'ouverture égale à $2\theta$, et $\sigma 3$ à celle de leur angle obtus.

— **En cas de traction** ($\sigma 3$ négatif) les fractures se forment par rupture fragile (donc pour de faibles efforts) ; elles sont pratiquement dirigées selon $\sigma 1$, puisque l'angle $\theta$, complémentaire de $\theta$, tend à se rapprocher de 90° (fig. C-5). Les fractures ainsi formées ont donc une orientation telle que $\sigma 1$ n'induit pas de cisaillement selon leur surface : ce sont des fentes de traction (ou « d'extension »), différentes en cela des « fractures cisaillantes » que sont les vraies failles.

### ■ Dans l'espace

La disposition des fractures est gouvernée par l'orientation locale des

contraintes ; or ces dernières ont leur disposition grossièrement gérée par le régime tectonique du secteur considéré, l'un des trois axes principaux tendant, dans tous les cas, à être vertical (voir chap. B-1 et fig. B-5)).

— **Pendage idéal des divers types de failles** : dans ces conditions le pendage des failles devrait s'écarter systématiquement de 30° à 35° de l'attitude de $\sigma 1$, et donc prendre seulement trois valeurs distinctes, selon le type de rejet (fig. C-8*a*) : proche de 30° pour les failles inverses, proche de 60° pour les failles normales et voisin de la verticale pour les failles coulissantes. C'est en général ce que l'on observe effectivement mais des écarts plus ou moins marqués, par rapport à ces valeurs sont également souvent observés.

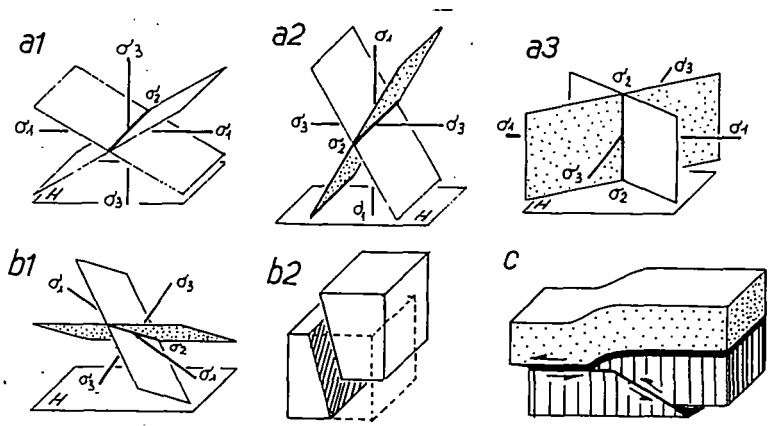



Fig. C-8. — *Pendage des failles.*

*a)* Disposition idéale des trois types de failles par rapport à des contraintes principales dont l'une est verticale (voir aussi fig. C-3) :

a1 = failles inverses conjuguées ; a2 = failles normales conjuguées ; a3 = coulissements conjugués.

*b)* Disposition dans le cas d'une faille inverse à composante de coulissement senestre (faille inverse à fort pendage).

b1 = inclinaison des contraintes et des surfaces de failles inverses conjuguées, par rapport à l'horizontale. b2 = bloc montrant, pour la faille représentée en blanc en b1, le pendage et le rejet réel oblique (stries).

*c)* Transformation d'une faille inverse en faille plate par engagement dans un niveau particulièrement déformable.

— **Causes de pendages « anormaux »** : de nombreuses raisons font que le pendage d'une faille a de notables chances de s'écarter de la valeur idéale correspondant à son type de rejet. Parmi les plus fréquentes on relèvera :

1. *Le basculement posthume,* c'est-à-dire postérieur à l'activité de la faille : il a d'autant plus de chances de se produire que la faille est plus ancienne.

2. *L'obliquité des contraintes* par rapport à la verticale et à l'horizontale (fig. C-8, *b*1 et *b*2), lors du jeu de la faille : de multiples causes de déviation des contraintes sont envisageables, singulièrement lorsque des déformations sont en

cours. On notera en outre que les surfaces de faille tendent à s'infléchir, par atténuation de leur pendage, en profondeur dans l'écorce terrestre. Ce fait, démontré par maints forages et par l'exploration sismique, s'explique d'ailleurs théoriquement par la configuration du champ de contrainte (voir chap. B et fig. B-4*a*).

3. *L'utilisation de surfaces de faiblesse* préexistantes : en effet la propagation de la fracture conduit assez souvent cette dernière à rencontrer des surfaces selon lesquelles le cisaillement est plus facile que dans les roches encaissantes. Ce sont souvent d'anciennes fractures, des niveaux lithologiquement plus faibles ou des niveaux de surpression de fluides. Si la surface considérée n'est pas exagérément oblique à l'orientation idéale de la faille (un écart de l'ordre de 30° reste encore acceptable) la faille l'empruntera : on dit alors qu'elle « s'y engage ».

En définitive l'écart entre le pendage observé et le pendage idéal correspondant au type de rejet d'une faille doit être considéré comme une indication intéressante, susceptible d'aider à une meilleure compréhension de l'histoire tectonique dans laquelle s'inscrit la fracturation.

## c) Évolution et dimension des failles

### ■ Croissance des failles

— **Apparition et propagation :** l'apparition d'une fracture, en un point, se fait très souvent en même temps que celle d'une multitude d'autres, en d'autres points. Ces premières fractures sont parallèles entre elles si le champ de contraintes est homogène (chap. B1*c*). La propagation des failles tend alors à se faire par interconnections entre les fractures les plus proches (fig. C-18*c*). Ceci explique que le tracé final ne soit que rarement rectiligne, même si ces irrégularités tendent à être rabotées par la friction des deux lèvres.

— **Hiérarchisation :** les chances d'extension des multiples fractures sont, par la suite, plus ou moins égales selon le degré d'homogénéité de la roche aux diverses échelles (fig. C-9).

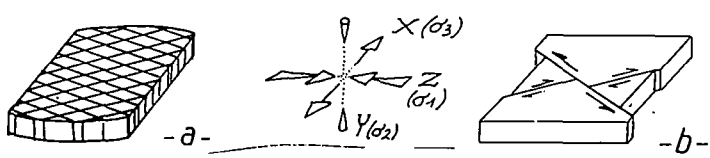



Fig. C-9. — *Densité de la fracturation.*

*a)* Multiples failles se partageant le rejet total : les deux familles conjuguées sont représentées équitablement.

*b)* Prédominance d'une famille sur l'autre par concentration du rejet sur des failles majeures.

La disposition des tectonogrammes correspond à des failles de coulissement mais le schéma reste valable pour d'autres régimes tectoniques.

1. Si la roche présente des hétérogénéités sous forme de zones résistant particulièrement à la fracturation (zone à plus forte cohésion), certaines failles accaparent la plus grande partie du rejet global : c'est ainsi que se forment les grandes failles locales, régionales, voire linéamentaires, prises seules en considération sur les cartes géologiques. Il y a donc « hiérarchisation » du réseau de fractures.

2. Si la roche est homogène à l'échelle considérée, aucune fracture ne prend le pas sur les autres et le rejet global se partage entre toutes, chacune ne s'attribuant qu'un rejet relativement faible. Ces multiples « microfailles » hachent alors le massif rocheux en un réseau à maille plus ou moins serrée, par exemple souvent métrique, qui constitue, pour une part, ce que l'on appelle sa ***fracturation.*** Cette fracturation « diffuse » conditionne souvent, plus que les grandes failles, la solidité et la perméabilité des massifs rocheux. C'est pourquoi les géotechniciens lui accordent une grande attention.

— **Blocage et failles secondaires :** lorsqu'une faille rencontre un obstacle à sa propagation, ou lorsque les compressions et extensions à ses extrémités tendent à être absorbées par des déformations continues, la faille « se bloque ». Néanmoins les secteurs de blocage des grandes failles montrent souvent des dispositifs, dits d'amortissement, par le jeu de failles plus petites et plus nombreuses. Le jeu d'une faille induit aussi des cisaillements aux abords de ses lèvres : ces derniers sont cause de la formation de failles secondaires (voir chap. C 3). Aussi est-il courant que des failles d'importances diverses cohabitent dans un volume rocheux fracturé.

## ■ Évolution posthume des failles

Les événements qui se produisent après le jeu de la faille peuvent être qualifiés de « posthumes ». Ils peuvent consister en un changement d'attitude, au cours duquel elle reste passive ou, au contraire, en un rejeu.

— **Déformation passive des surfaces de failles** : les changements d'attitude infligés à la surface de faille par les déformations posthumes peuvent être de deux sortes :

1. *Basculement* : la géométrie résultante sera variable selon l'ampleur et selon le sens de ce basculement vis-à-vis du regard de faille (fig. C-10). On obtiendra notamment des failles inverses ou normales à partir de failles qui avaient initialement un rejet opposé. Rien dans leur seule géométrie ne permet de distinguer ces « fausses » failles inverses et normales, formées dans un régime différent de celui suggéré par leur géométrie, des vraies.

Le basculement peut intervenir de différentes manières :

- Par pli posthume incorporant la faille à l'un des flancs du pli : les failles d'une même famille seront donc basculées en sens inverse selon leur position par rapport à la voûte du pli (ce qui est un critère de reconnaissance)
- Par le jeu de failles inverses listriques, nouvellement apparues sous la faille concernée (fig. C-10*c*)
- Par le jeu de cisaillements obliques à la surface de faille.

2. *Torsion* : la torsion posthume de la surface de faille peut être causée par un pli qui « enroule » la faille (voir chap. G 1). Elle peut aussi résulter de cisaillements continus hétérogènes, obliques à la surface de faille, par exemple dans les cas suivants :

- *Cisaillement parallèle aux couches,* aux dépens de la pile de strates affectée par la faille (fig. C-11*a*) : la faille est alors tordue en escalier au passage des limites

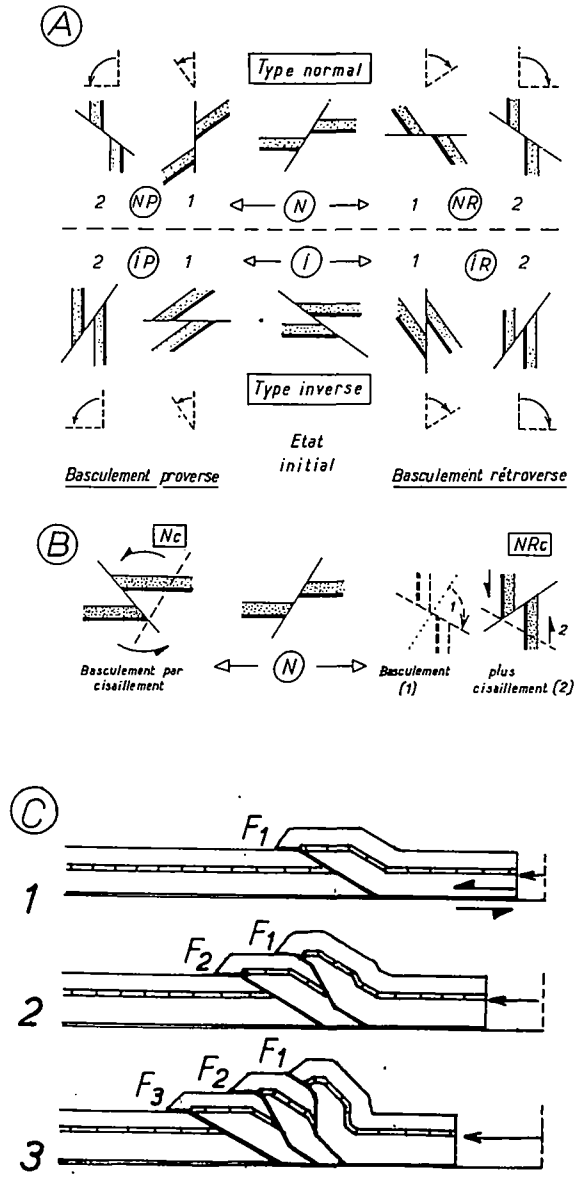



Fig. C-10. — *Géométries résultant du basculement d'un plan de faille.*

*A - Basculement d'ensemble* des couches avec le plan de faille. Pour chaque type de faille (N = normale, I = inverse), on a figuré le résultat de deux basculements plus ou moins accentués dans chaque sens (P = proverse, R = rétroverse). Les cadrans en tiretés indiquent, dans chaque cas, la valeur et le sens du basculement.

*B - Basculement du seul plan de faille* (avec cisaillement des deux compartiments ; à gauche cisaillement tangentiel seul ; à droite cisaillement subvertical surajouté ou associé à un basculement). Dans les deux cas la faille normale initiale est transformée en faille inverse.

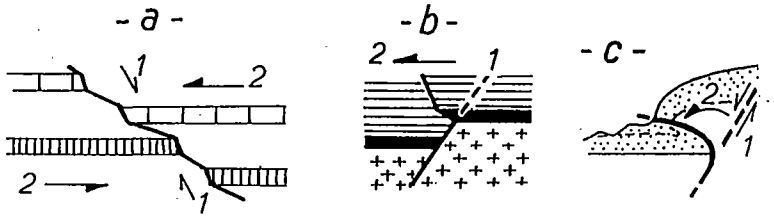



Fig. C-11. — *Surfaces de failles distordues.*

1 = rejet initial (en faille normale dans chacun des cas) ; 2 = efforts exercés postérieurement.
*a) Déformation en escaliers* par cisaillement parallèle aux couches : les bancs compétents sont moins déformés et déterminent les marches d'escalier. Ce processus peut être difficile à distinguer, au seul examen de la geométrie finale, de celui des rampes et plats créés lors du jeu même de la faille (voir fig. F-2*d* et G-5*c*).
*b) Transformation en faille inverse* par « rabattement » des parties hautes cisaillées, par le mouvement d'une couverture par rapport au socle.
*c) Rabattement morphotectonique* par collapse des portions superficielles de la masse rocheuse ; c'est plus précisément à ce type de structure que l'on a appliqué le nom de *« faille-pli »*.

entre les niveaux à fort cisaillement (les plus incompétents) et ceux à faible cisaillement (les plus compétents).

• *Cisaillement s'accroissant vers le haut* (fig. C-11*b* et 11*c*) : la faille est « rabattue », le pendage de sa partie haute subissant une réduction. Une faille de type normal en profondeur passe ainsi vers le haut à une faille apparemment inverse. Ces structures ont parfois été dénommées ***« failles-plis »***.

— **Rejeux de failles** : la remise en activité d'une cassure est souvent chose aisée car le rejeu intervient même pour des dispositions de contraintes s'écartant notablement de celle ayant créé la faille : l'angle entre la surface de la faille ancienne et la direction de $\sigma 1$ qui permet un tel rejeu peut atteindre jusqu'à 45°. Des consolidations posthumes, par dépôt de matières solubles, à la faveur de circulations le long de la surface de faille interviennent toutefois souvent : elles rendent souvent le rejeu plus difficile que la formation d'une nouvelle faille à un autre endroit. Ceci explique en outre que certaines failles se traduisent dans la morphologie par des crêtes.

Le rejeu peut s'accompagner de modalités particulières, qui sont variables selon les cas :

1. *Dans les failles coulissantes* l'espace compris entre les deux lèvres peut être l'objet de déformations extensives ou compressives, compensées par un amincissement ou un épaississement de la zone cisaillée, en fonction de la direc-

---

*C - Gerbes de failles inverses (= Wedging)*
1, 2, 3 = étapes successives correspondant aux jeux respectifs des failles F1, F2, F3.
L'apparition des failles sous le secteur précédemment chevauché soulève ce dernier en le basculant : il en résulte un redressement des surfaces des failles antérieures, les plus anciennes pouvant même être complètement renversées, par effet cumulatif, si les failles sont assez peu distantes.

tion du nouveau serrage exercé sur la faille : si la nouvelle compression est plutôt orthogonale à la faille on dit qu'il y a ***transpression ;*** au contraire, si la nouvelle compression est plutôt directionnelle, on est en situation de ***transtension.*** Les déformations secondaires induites dans chacun de ces deux cas seront examinées à propos des systèmes de failles (chap. C 3)

2. *Dans le cas des failles dont le rejet prédominant est transverse* l'effet du rejeu peut, selon son sens relatif vis-à-vis du premier jeu, être cumulatif ou soustractif. Les rejets soustractifs correspondent à ce que l'on appelle une ***inversion,*** qui peut être partielle ou totale (fig. C-12).

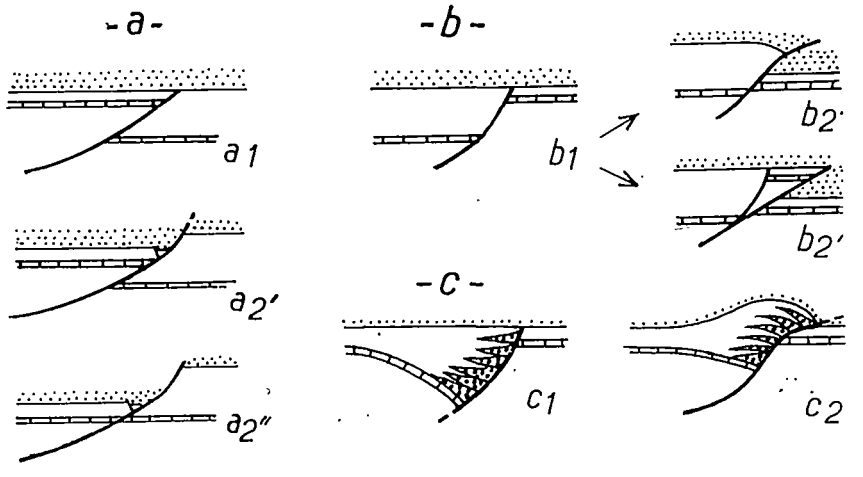



Fig. C-12. — *Divers cas d'inversion, dans le rejeu des failles.*
*a) Rejeu d'une faille inverse,* en faille normale : 1 = jeu initial et cachetage ; 2' = inversion partielle ; 2" = inversion totale (les niveaux repères, décalés en 1, se retrouvent bout à bout).
*b) Rejeu d'une faille normale, en faille inverse :* b2' = inversion presque totale par rejeu simple ; b2" = rejeu compliqué de sectionnement des parties les plus hautes du compartiment inférieur, en raison du pendage de la faille initiale, excessif pour une faille inverse.
*c) Inversion d'une faille normale dont le jeu initial était synsédimentaire :* 1 = demi-graben initial avec prismes détritiques s'appuyant sur l'abrupt de faille (voir chap. G, fig. G-17) ; 2 = état après inversion, avec création d'un bombement antiforme.

Les inversions sont particulièrement susceptibles de se produire lors du rejeu de failles importantes, du fait que les pendages de telles failles diminuent vers la profondeur (failles listriques). C'est ainsi qu'en profondeur les ***failles normales listriques,*** ayant alors un pendage faible, rejouent très facilement en faille inverse. Toutefois le redressement de la surface de faille, dans sa partie haute, fait que l'ancien tracé, ne peut ici rejouer : l'ancienne faille normale est alors recoupée par une faille inverse nouvelle « branchée » sur son tracé profond (fig. C-12*b*). Un tel schéma paraît particulièrement susceptible de s'appliquer au comportement, lors des compressions alpines, des failles normales majeures nées de la distension des marges continentales de la Téthys.

## ■ Formation de mégafractures

Les failles d'importance majeure, à l'échelle de toute une région relèvent d'origines souvent spécifiques. Il faut y distinguer deux groupes :

— **Mégafractures subverticales** : elles correspondent le plus souvent à des ***linéaments,*** connus de longue date pour l'importance de leur rôle tectonique régional. Le plus souvent ce sont des accidents complexes, correspondant en fait à des bandes disloquées de largeur au moins hectométrique, voire plurikilométrique. On peut citer comme exemples, à l'échelle des grands ensembles régionaux français, le « Sillon houiller » et la « faille d'Argentat », tous deux dans le Massif central, l'« Accident sud-armoricain » (ligne Quimper-Nantes) et l'« Accident nord-pyrénéen ». Dans les Alpes plusieurs linéaments ayant un fort rôle morphologique, comme la « ligne insubrique » (fig. C-13), sont à rattacher à ce type de structures.

1 — *Les caractères communs* suivants peuvent être dégagés de l'analyse de ces différents exemples (et de bien d'autres) :

• Le plus souvent ce sont des *accidents complexes*, correspondant en fait à des bandes disloquées de largeur au moins hectométrique, voire plurikilométrique.

• *Le nom d'« **accidents rhegmatiques** »,* qui leur a aussi été attribué, exprime le fait qu'ils semblent correspondre à des « déchirures » (sens étymologique) de toute l'épaisseur de la croûte ; c'est ce que l'on exprime aussi par le terme de *failles crustales.*

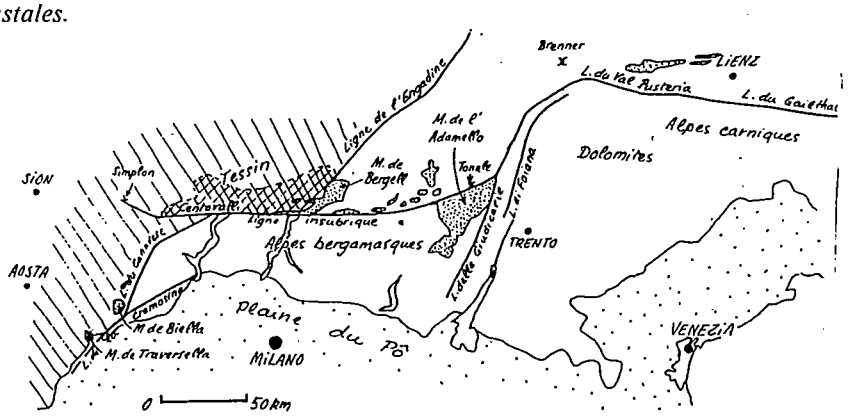



Fig. C-13. — *Mégafractures du versant Sud des Alpes.*

Ces « lignes » de mégafractures ont un rôle morphologique considérable et leur nom correspond souvent aux vallées qui les empruntent.

— Elles ont peut être déjà joué le rôle de frontières paléogéographiques dès le Paléozoïque supérieur.

— Elles séparent des domaines très disloqués (au nord) de secteurs beaucoup plus calmes (au sud).

— Elles limitent les zones de métamorphisme alpin et notamment le « dôme thermique » du Tessin.

— Elles sont jalonnées par les rares plutons de granitoïdes mis en place à l'occasion de l'orogenèse alpine (à l'Oligocène). Ceux de Bergell et de l'Adamello sont précisément situés au point de rencontre de deux lignes.

— Elles ont fonctionné, après la mise en place de ces plutons, en décrochements dextres décalant notamment les cours d'eaux et les cônes de déjections issus des massifs granitiques. La forme en virgule du massif de Bergell témoigne de ce mouvement.

• Ce dernier caractère est attesté tant par l'importance de leurs rejets que par le fait que ces cassures sont souvent le lieu de remontées de matériels profonds ou d'ascendances thermiques à effets métamorphiques. Ainsi s'interprète la localisation des affleurements de lherzolites des Pyrénées, par remontée depuis les péridotites du manteau, celle des massifs de granites hercyniens armoricains et des granitoïdes alpins du revers italien des Alpes, celles enfin de la bande métamorphique du Mésozoïque nord-pyrénéen (marbres de Saint-Béat) et du « dôme thermique du Tessin » à la frontière italo-suisse.

• Il s'agit pour la plupart de *traits structuraux presque permanents,* en tout cas individualisés de longue date, qui ont rejoué à de nombreuses reprises (par exemple au Calédonien puis à l'Hercynien et à l'Alpin), souvent d'ailleurs de façons différentes d'une époque à l'autre.

2. L'origine des mégafractures rhegmatiques peut être recherchée dans deux directions :

• Dans certains cas on peut les assimiler à des surfaces de rupture de la croûte continentale, brisée sous l'effet d'efforts appliqués à son échelle, (c'est-à-dire dans le cadre de la tectonique d'extension ou de collision de plaques) ; c'est ainsi que la collision de l'Inde avec l'Asie est tenue pour responsable du réseau de fractures qui découpe cette dernière en blocs de plusieurs milliers de kilomètres de côté (fig. H-14).

• Dans d'autres cas ces lignes de faiblesse représenteraient les cicatrices d'anciens ***« collages »*** de blocs crustaux relativement étrangers les uns aux autres, les ***« microcontinents »*** qualifiés par les américains de *« Suspected terranes »*, qui auraient été agglutinés successivement par collision sous l'effet de la migration des plaques (fig. H-6). Une telle interprétation prévaut en particulier, actuellement, pour le faisceau d'accidents rhegmatiques qui s'allonge, parallèlement à la bordure ouest d'Amérique du Nord, de la Californie (fig. C-23*c*) à l'Alaska.

— **Mégafractures plates** : il s'agit là, au contraire, d'accidents insoupçonnés jusqu'à une date récente. Ils ont été révélés de deux façons :

1. *Par l'analyse géométrique* de certaines régions comme les Rocheuses américaines, où des forages nombreux ont montré la présence, en profondeur, de chevauchements par failles inverses multiples : la construction de coupes « équilibrées » conduit à y supposer la présence profonde de failles inverses majeures s'enfonçant dans la profondeur de l'écorce.

2. *Par les sondages sismiques profonds,* atteignant 10 km, pratiqués à une date récente. Les images sismiques fournies s'interprètent en effet en admettant que les réflecteurs profonds, presque plats qu'elles révèlent, correspondent aux grands chevauchements supposés par ailleurs.

Ces grandes surfaces, dites ***« surfaces de délamination »*** de l'écorce ou ***« niveaux de détachement »,*** se disposeraient ainsi, parallèlement à la surface du globe, parce qu'elles correspondraient à des niveaux de ductilité particulière de l'écorce profonde. De telles surfaces semblent localement observables, soulevées par les mouvements isostatiques et mises à nu par l'érosion, dans certaines régions du globe : tel est principalement le cas (fig. C-15*c*) pour le domaine de l'Ouest des USA (province des Basins and Ranges : Utah, Arizona, Nevada) : on y observe effectivement des roches métamorphiques à intense étirement ductile sous les surfaces de gisement attribuables à ces mégafractures plates.

# C 3 — Systèmes de failles

On en rencontre à toutes les échelles mais c'est surtout la tectonique des régions exclusivement faillées, ou ***champs de fractures,*** qui fera l'objet de cette partie de chapitre.

## a) Caractères généraux

### ■ Distinctions élémentaires

— **Familles** : les différentes failles présentes dans une aire donnée peuvent être regroupées en ***familles,*** chacune caractérisée par un azimut et un sens de rejet propre. Souvent on rencontre deux *familles conjuguées*, de type de rejet identique mais de sens de rejet opposé.

— **Hiérarchie** : on distingue des ***failles majeures*** et des ***failles mineures.*** Dans une famille donnée les failles mineures sont dites ***satellites*** des majeures ; celles dont la formation résulte du jeu des majeures sont des ***secondaires.*** Deux remarques sont à faire à ce propos :

1. La notion de faille majeure et mineure est relative à l'échelle d'observation choisie : à l'échelle des dimensions supérieures une faille se révèle souvent être une secondaire par rapport à une fracture d'ordre encore supérieur.

2. La distinction entre failles majeures et mineures n'est pas toujours aisée. Elle se base normalement sur l'ampleur du rejet et la longueur du tracé de la cassure. Lors de l'observation de tronçons de failles dépourvus de repères décalés, par exemple dans des massifs plutoniques ou par examen photo-aérien on sera tenté de juger de l'importance de la faille d'après sa « visibilité », c'est-à-dire son rôle morphologique. Ce critère est très trompeur et indique plus souvent le degré de fraîcheur de la cassure que son importance.

— **Diverses catégories d'assemblages** : les systèmes de fracture diffèrent entre eux de bien des manières ; les différences les plus fondamentales sont celles découlant du régime tectonique du secteur considéré, extensif, coulissant ou compressif. Ce ne sont guère que les deux premiers qui créent des champs de fractures au sens strict du mot : en effet le régime compressif développe également des plis et des charriages.

Dans ce qui suit, et pour de simples raisons de commodité d'exposé, on séparera en premier lieu les systèmes que l'on peut dire *homogènes* car associant des failles de même type de rejet (normal, inverse ou coulissant), appartenant à une même famille ou à des familles conjuguées, des dispositifs *hétérogènes,* comportant des familles diverses, de type de rejet différent.

### ■ Agencement cartographique

Trois types principaux d'agencements se rencontrent (fig. C-14) :

1. *Faisceaux parallèles :* ils concernent les failles normales ou inverses d'une même famille ou de deux familles conjuguées : en effet les plans de faille y sont tous orientés selon la direction de $\sigma 2$. En régime coulissant cette disposition est

également fréquente, une seule des deux familles potentielles se développant aux dépens de l'autre dans la majorité des cas (voir ci-après).

2. *Réseaux losangiques :* ils peuvent résulter d'un développement à peu près équitable de deux familles coulissantes conjuguées (fig. C-4*b*) mais ils sont plus fréquemment le fait de superpositions de faisceaux de failles formés successivement.

3. ***Réseaux à failles*** courbes : ils se caractérisent par la disposition en gerbe de l'une des familles et la courbure régulière de la seconde. Ils correspondent aux effets d'un poinçonnement :

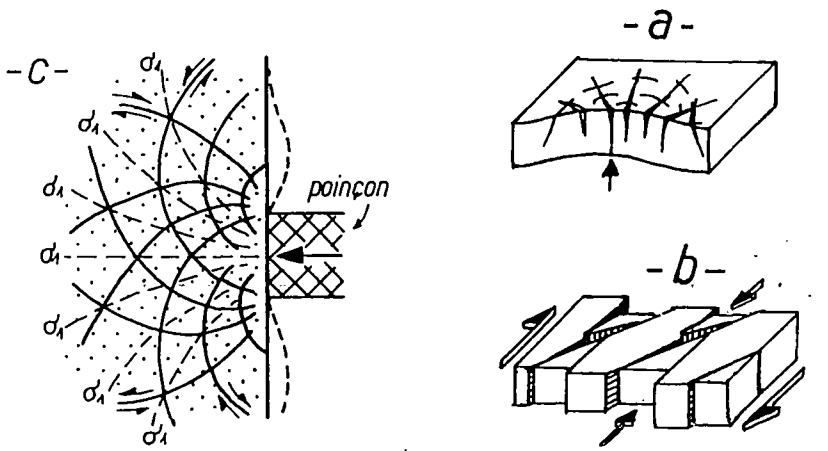



Fig. C-14. — *Réseaux de fractures.*

*a) Réseau rayonnant-concentrique :* cette disposition est induite par une tendance à l'extension plus ou moins ponctuelle, par soulèvement local (cas d'une « intrusion » verticale, par exemple plutonique). Une disposition symétrique serait donnée par un affaissement (effondrement du toit d'un réservoir magmatique par exemple).

*b) Réseau losangique :* c'est ici celui dessiné par deux familles de failles coulissantes conjuguées. Noter le soulèvement des blocs losangiques à leur proue et leur affaissement à la poupe. Des réseaux losangiques peuvent aussi être créés par la superposition de deux familles de failles non congénères. Dans certains cas, comme représenté ici, un cisaillement global affecte la zone fracturée.

*c) Réseau de failles courbes :* on a représenté ici le réseau idéal des fractures induites par un poinçonnement. Les trajectoires de failles s'infléchissent comme celles des contraintes (voir fig. B-4), avec lesquelles elles gardent un angle constant.

- Si le mouvement du poinçon est vertical on observe un système de failles *concentriques et rayonnantes,* toutes normales (fig. C-14*a*) ;
- Si le mouvement du poinçon est horizontal on observe une double ***gerbe de failles*** coulissantes incurvées (fig. C-14*c*) ; un tel système est notamment bien illustré par le réseau du Jura.

## b) Dispositifs homogènes

On examinera d'abord les associations de failles d'ordres de grandeur analogues puis les dispositifs résultant de la formation de failles secondaires.

## ■ Dispositifs de failles d'importance comparable

Chaque régime tectonique possède ses dispositifs caractéristiques :

— **Régime extensif** : il donne des dispositifs de failles normales, parallèles entre elles et en faisceaux s'il intéresse une région assez vaste. Lorsque ce régime ne s'instaure que localement, sur une zone de soulèvement ou d'affaissement, il donne au contraire un système de failles rayonnantes et concentriques associées (fig. C-14*a*).

Deux types de motifs tectoniques sont possibles selon que l'extension en profondeur s'effectue par un dispositif symétrique ou dissymétrique :

1. *Systèmes de horsts et grabens :* l'extension est symétrique ; les deux familles de failles conjuguées se développent concurremment et de façon équitable. Leur entrecroisement dessine des alternances de zones surélevées, ou ***horsts,*** et de zones abaissées, les *fossés d'effondrement,* ou ***grabens,*** plus volontiers appelés maintenant ***rifts*** (fig. C-15*a*).

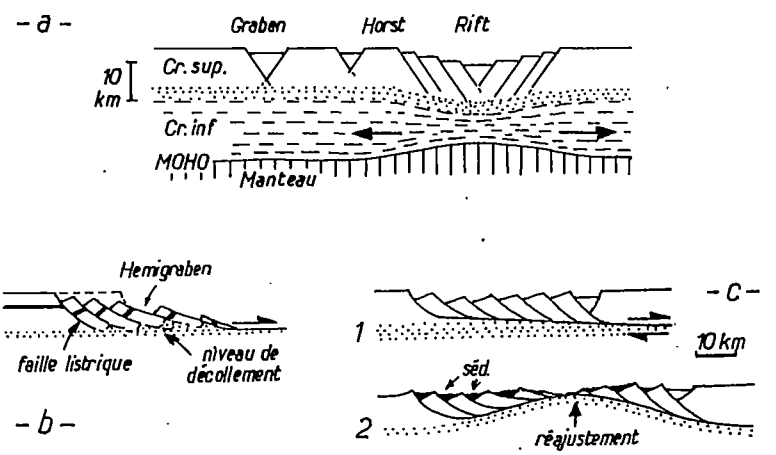



Fig. C-15. — *Systèmes distensifs à l'échelle de l'écorce terrestre.*

Les 3 figures sont des coupes au travers de faisceaux de failles subparallèles. Les pointillés soulignent la zone de passage entre la déformation cassante de la croûte supérieure et la déformation ductile de la croûte inférieure (en tiretés).

*a)* Rift, horsts et grabens : Ces dispositifs symétriques traduisent une extension affectant aussi la croûte inférieure. Les rifts correspondent aux secteurs où se concentre cet étirement.

*b)* Organisation en blocs basculés du type de celle des marges continentales passives. Le mouvement de bascule des blocs n'est pas seulement lié à une extension en profondeur mais aussi à un glissement, par tassement gravitaire, le long d'un niveau de décollement, à la suite de l'ouverture océanique.

*c)* Blocs basculés intracontinentaux du type du domaine du Basin and Ranges des USA. L'extension dans la croûte supérieure est induite par le jeu d'une mégafracture plate correspondant au découplement entre croûte supérieure et inférieure. En 2 sont figurés les effets du soulèvement par réajustement isostatique dans le secteur à croûte supérieure ainsi amincie : la surface de glissement peut ensuite être mise à nu par places sous l'effet de l'érosion.

Les rifts sont particulièrement bien illustrés par les *dorsales médio-océaniques*. L'étirement horizontal qu'ils traduisent correspond à l'écartement symétrique des deux plaques lithosphériques, à la faveur d'un cisaillement ductile dans l'asthénosphère ; il est compensé par une remontée isostatique des fonds océaniques (qui crée la surélévation de la dorsale).

Les systèmes horsts-grabens sont illustrés par les dispositifs des grands lacs africains ou, en France, par ceux de la Limagne et du Velay ainsi que de l'Alsace ; le réajustement isostatique lié à l'amincissement de la croûte surélève aussi bien les bordures des grabens que leur fond, du fait qu'il s'exerce à l'échelle de toute la région concernée : il se forme ainsi de forts reliefs bordiers.

2. *Systèmes de blocs basculés :* l'extension est ici dissymétrique : elle résulte d'un cisaillement tangentiel, profond. Il détache, d'un côté seulement, la partie supérieure de la tranche rocheuse considérée, de son soubassement plus profond (fig. C-15*b* et 15*c*) ; ce cisaillement est souvent qualifié de ***découplage***. Il favorise l'une des deux familles de failles possibles, plus précisément celle dont le regard est dirigé du côté où la surface de cisaillement clive dans son épaisseur le massif rocheux.

Ce phénomène a une importance toute particulière à l'échelle de la croûte, où le découplage est permis, vers une dizaine de kilomètres de profondeur, par le passage à un domaine de déformation relativement très ductile. Comme les failles qui se poursuivent jusqu'à ces profondeurs sont listriques, elles se raccordent par incurvation à la zone de déformation ductile : il en résulte que leur jeu induit un pivotement des panneaux effondrés et que ceux-ci constituent des ***blocs basculés*** *(= Tilted blocks)*, dont les crêtes sont séparées par des dépressions dissymétriques, les ***hémigrabens.***

C'est ce dispositif qui est réalisé sur les marges continentales passives (fig. C-15*b*), ainsi qu'on l'observe remarquablement sur les coupes sismiques ; il semble y correspondre, en fait, à un tassement gravitaire des blocs découpés lors de l'ouverture initiale du rift, à son stade intracontinental.

Cette disposition affecte également le domaine continental dans certaines régions particulières, dont la plus célèbre est celle du *« Basin and range »* des USA et du Mexique (fig. C-15*c*) : ici les surfaces de découplage sont parfois observables, à la faveur du soulèvement isostatique qui compense l'amincissement de la croûte.

Enfin le jeu de surfaces de découplage au sein de la croûte océanique est parfois invoqué pour expliquer la dénudation, par places, des parties profondes (constituées de péridotites), de cette dernière.

— **Régime coulissant** : la formation du réseau losangique idéalement attendu dans ce régime se trouve contrariée, en général, par le développement privilégié de l'une des familles de failles conjuguées (voir plus haut). Néanmoins quelques témoins de l'autre famille, avortée, se rencontrent alors souvent sous forme de failles mineures.

Dans certains cas cependant, les deux familles sont représentées équitablement ; cela se produit plutôt à l'échelle des accidents mineurs, où les rejets individuels des failles restent modestes. Le mouvement des blocs losangiques, affrontés par leurs extrémités aiguës, n'est alors possible qu'à la faveur de leur écrasement ou de leur expulsion vers le haut, par chevauchement à la manière de l'étrave d'un brise-glace (fig. C-14*b*).

— **Régime compressif :**

1. *Familles de failles conjuguées :* en régime compressif il est rare également que les deux familles conjuguées soient équitablement représentées : cela ne se produit que lorsque le volume rocheux considéré se déforme globalement en aplatissement, sans cisaillement d'ensemble.

2. *Prédominance d'une seule famille :* dans la plupart des cas la déformation d'ensemble du volume rocheux considéré induit un régime de cisaillement qui privilégie le développement des seules fractures qui sont synthétiques du mouvement cisaillant global.

Les diverses failles qui se forment successivement, apparaissent chacune en avant de la précédente dans le sens du cisaillement (fig. C-16), chaque cassure nouvelle se formant sous celle apparue précédemment.

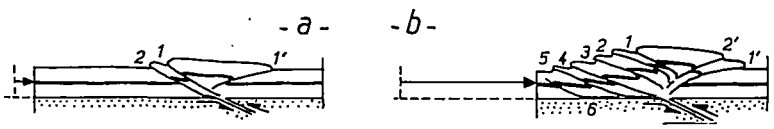



Fig. C-16. — *Réalisation expérimentale d'un faisceau de failles inverses.*
Le soubassement, marqué de pointillés, s'enfonce le long d'une discontinuité profonde (doubles demi-flèches) créant une compression horizontale dans la partie plus superficielle. Les failles sont numérotées dans l'ordre de leur formation.
*a)* Raccourcissement faible : la vergence vers la gauche est favorisée par le sens d'enfoncement du soubassement.
*b)* Raccourcissement plus accentué : la famille de failles jouant dans le même sens que l'enfoncement du soubassement est nettement prédominante ; les failles conjuguées antithétiques 1' et 2' peuvent être qualifiées de rétroverses par rapport au reste du système. Noter que les fractures proverses se succèdent chronologiquement de haut en bas et dans le sens de vergence générale ; les fractures rétroverses, secondaires, se succèdent dans ce même sens, mais de bas en haut.

## ■ Dispositifs dus à la formation de failles secondaires

Parmi les nombreux cas possibles de formation de failles secondaires les plus fréquemment rencontrés sont les suivants :

— **Secondaires compensatoires** : l'apparition de failles secondaires résulte souvent d'un processus dit *« **compensatoire** »* parce qu'il a pour effet de rattraper des dispositions instables créées par le jeu de la faille principale. Les failles compensatoires appartiennent fréquemment à une famille antithétique de la principale. Deux exemples sont couramment rencontrés :

1. *Secondaires compensatoires sur failles inverses :* le surépaississement créé par des chevauchements empilés est souvent à l'origine de failles inverses, antithétiques des principales (fig. C-16). Dans d'autres cas c'est la courbure de la surface de faille (fig. C-19*b*).

2. *Secondaires compensatoires sur failles normales :* le jeu des failles normales listriques tend à ouvrir un espace entre les deux compartiments dans leur partie supérieure. Cet espace peut être comblé par une flexion de la lèvre supérieure, ou, ce qui est équivalent, par la formation de failles normales antithétiques et à regard opposé de la principale (fig. C-17*a*).

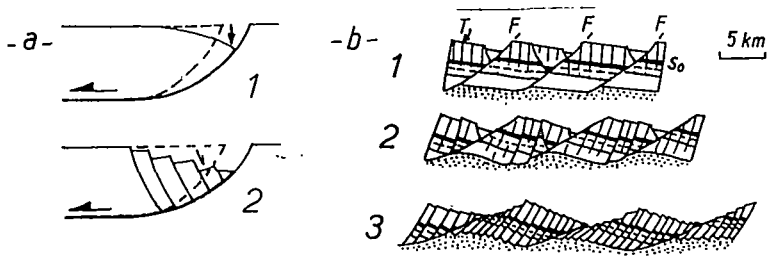



Fig. C-17. — *Failles secondaires des systèmes distensifs.*

*a)* Failles « compensatoires » des failles listriques : 1 = torsion susceptible de compenser le vide ouvert par le jeu de la faille ; 2 = formation de failles secondaires aboutissant au même résultat. Voir aussi fig. C-19*b* pour le cas des failles inverses.

*b)* Failles secondaires débitant des blocs basculés : la poursuite de l'étirement global et le basculement progressifs des blocs induisent leur fragmentation. Les failles majeures initiales (F), basculées par l'étirement, deviennent des failles plates découpées en escaliers dans leur partie supérieure. Des failles secondaires se forment aux dépens de fentes de tension, initialement verticales, lorsque le pendage de ces dernières devient favorable à un jeu en faille normale.

— **Secondaires des blocs basculés** : l'évolution d'un système de blocs basculés, par accroissement de l'extension, a pour effet de faire reposer la tranche des blocs sur des surfaces de failles de plus en plus plates. Ceci est dû à la forme listrique des failles principales et à leur basculement progressif, en profondeur, sous l'effet de l'extension dans la zone ductile à laquelle elles se connectent. Lorsque le basculement du bloc devient important de nouvelles failles normales, à pendage proche de 65°, apparaissent alors et débitent le bloc en tronçons plus petits ; elles utilisent souvent d'anciennes fentes de tension, initialement verticales (fig. C-17*b*).

— **Secondaires d'amortissement et de connexion** : lorsqu'une faille se propage elle rencontre de place en place des obstacles qui bloquent passagèrement sa propagation. Il y a alors déviation du champ de contraintes à l'extrémité de la surface de faille (voir fig. B-4). Ces points de blocage sont le plus souvent contournés par la formation de failles secondaires, dont l'orientation est gouvernée par celle des contraintes locales induites (fig. C-18*a*).

1. *Amortissement* par failles secondaires : ce même processus de blocage peut aussi agir sur les failles secondaires ainsi créées et donner naissance à des secondaires d'ordre inférieur : on aboutit ainsi à la formation de gerbes asymétriques, formées de failles d'importance décroissante : de cette façon le rejet de la faille principale s'amortit en se partageant entre les secondaires. Ceci peut se produire aux dépens de coulissements aussi bien que de chevauchements (fig. C-18*b*) sans que le dessin obtenu soit fondamentalement différent (seule change l'orientation dans l'espace des surfaces de connection entre principales et secondaires d'ordres successifs).

2. *Connections par failles secondaires :* le développement de telles failles secondaires, disposées obliquement selon un angle aigu ouvert dans le sens d'avancée du compartiment considéré, se manifeste de proche en proche tout au long de la propagation de la faille en créant des failles secondaires en général vite bloquées et abandonnées. Entre deux failles voisines d'une même famille les

secondaires qu'elles induisent chacune peuvent se rencontrer. Ainsi se forment des ***connections*** qui sont à l'origine du tracé en baïonnette qui caractérise si fréquemment les surfaces de failles. Ce processus de connection peut aussi isoler des éléments losangiques intercalaires ou ***navettes*** (fig. C-18*c*).

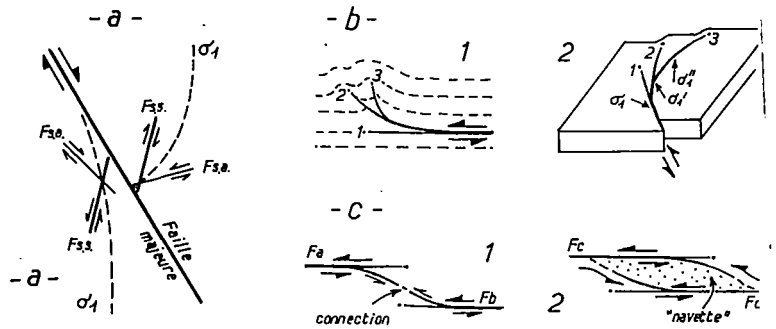



Fig. C-18. — *Failles secondaires d'amortissement et de connection.*
Les points isolés en bout du tracé de faille indiquent les emplacements de blocage du mouvement.
*a)* Rapports angulaires entre failles majeures et failles secondaires, en fonction de la déviation de contrainte induite (voir fig. B-4*c*) : F.s.s. = Faille secondaire synthétique ; F.s.a. = Faille secondaire antithétique (à développement moins probable).
*b)* Gerbes dissymétriques d'amortissement : 1 = en coupe : failles inverses branchées sur une faille majeure utilisant des limites de strates (en tiretés), avec amortissement ultime sous forme de plis ; 2 = en perspective : amortissement d'une faille coulissante ($\sigma 1$ = contrainte majeure régionale, $\sigma 1'$ et $\sigma 1''$ = contraintes majeures locales induites par le jeu des failles d'ordre successif).
*c)* Connections entre failles d'une même famille : 1 = connection simple donnant un tracé en baïonnette ; 2 = connection double isolant une navette.

### c) Dispositifs hétérogènes

En de nombreuses circonstances les dispositifs de failles juxtaposent et connectent des cassures dont le type de rejet est différent.

#### ■ Systèmes de failles sécantes

Lorsque des failles de type différent s'entrecroisent en se recoupant c'est qu'il s'agit de fractures superposées. La distinction de ces systèmes par rapport à ceux de failles congénères n'est pas toujours évidente : le meilleur critère est celui du crochonnement des tracés de l'une des familles par l'autre.

Une grande diversité de dispositifs est susceptible de résulter des superpositions de failles ; deux seulement seront examinés (fig. C-19) :

• *Recoupement d'une faille inverse par une faille normale :* après action de l'érosion des lambeaux isolés de terrains relativement anciens peuvent reposer en chapeau sur des terrains plus récents. C'est une disposition comparable aux « klippes » des nappes (voir chap. F 1).

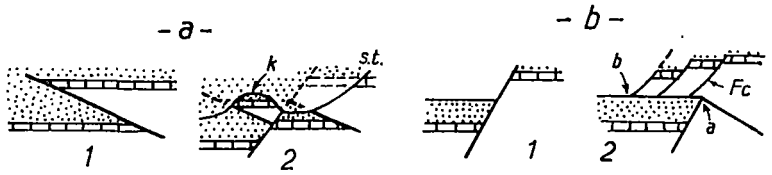



Fig. C-19. — *Failles sécantes.*

1 et 2 = Étapes successives.

*a)* Faille inverse sectionnée par une faille normale : s.t. = surface topographique après érosion ; dans le dessin choisi elle isole une butte témoin qui pourrait être confondue avec une klippe (k) (*cf.* fig. F-1 et F-4).

*b)* Faille normale recoupée par une faille inverse. Le cas envisagé correspond à une faille inverse induite morphotectoniquement et passant à une faille plate par chevauchement épiglyptique (voir chap. G et fig. G-17) ; *a* et *b* sont les points d'intersection de la première faille par la seconde ; Fc désigne les failles compensatoires secondaires induites par cette géométrie particulière.

Une telle disposition affecte souvent les bordures des bassins d'effondrement ; elle correspond notamment aux rapports du Jura avec la Bresse.

• *Recoupement d'une faille normale par une faille inverse :* ce type de dispositif se forme notamment sur les marges des bassins d'effondrement, car ceux-ci sont souvent l'objet de compressions, postérieurement à leur colmatage. Ici la surface de faille se tord pour se mouler sur la surface de colmatage : il en résulte la formation de failles secondaires compensatoires.

## ■ Secondaires sur failles majeures convergentes

Lorsque les tracés de deux failles conjuguées se rapprochent par convergence cela délimite deux secteurs, respectivement en compression et en extension, ou peuvent se former des failles secondaires (fig. C-20). Par exemple les failles appar-

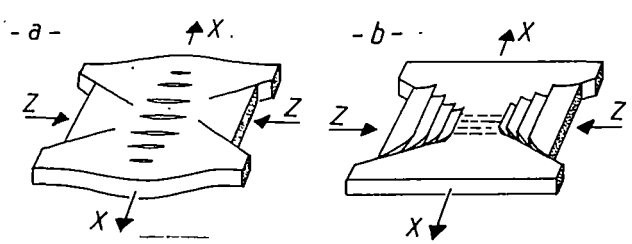



Fig. C-20. — *Systèmes dus à la convergence de failles majeures.*

Ces blocs tectonogrammes représentent des dispositifs qui peuvent se former à toutes échelles, notamment à celle de la croûte terrestre ; en ce cas les fentes de distension représentées en *a* sont remplacées par des grabens.

*a)* failles secondaires d'extension ;

*b)* failles inverses secondaires.

tenant à deux familles de décrochements sont susceptibles de ménager des secteurs où leur jeu induit soit des dispositifs de fentes d'extension ou de grabens parallèles (selon l'échelle), soit des failles inverses.

## ■ Secondaires des zones de cisaillement

Les zones soumises à un cisaillement, quelle que soit leur disposition dans l'espace, développent toute une gamme de fractures, secondaires vis-à-vis de l'accident d'ordre supérieur que représente la zone cisaillée. Cette dernière peut correspondre à un compartiment compris entre deux surfaces de discontinuité subparallèles, tel que ceux qui séparent souvent les deux lèvres d'une faille (et dont l'épaisseur est éminemment variable selon la faille considérée). Ce peut être aussi une bande de cisaillement non délimitée par des discontinuités.

— **Constitution du dispositif :** elle est décrite par le *schéma de Riedel* (fig. C-21*a*), établi par des expériences sur modèles réduits et que l'on retrouve à diverses échelles dans la nature.

1. On y rencontre *diverses familles* de failles, qui n'apparaissent d'ailleurs pas toutes en même temps et ne sont pas nécessairement toutes représentées. Leurs orientations respectives découlent simplement de ce que l'orientation de $\sigma 1$ est à 45° de la direction du cisaillement dans la zone cisaillée (voir chap. B 1,*b*). Ce sont les suivantes (fig. C-21*a*) :

• Des ***failles T,*** d'extension (fentes ou failles normales, selon l'échelle), dirigées à 45° des limites de la zone, dans le sens de leur mouvement relatif.

• Des ***failles R,*** « de Riedel », cisaillantes et donc disposées en moyenne à 30° de $\sigma 1$, appartenant à deux familles conjuguées, R et R', les premières synthétiques du mouvement, les secondes antithétiques, donc apparaissant plus difficilement.

• Des ***failles P,*** « de Tchalenko-Skempton », cisaillantes, à peu près symétriques des R' par rapport aux R, que l'on peut en quelque sorte considérer comme les secondaires des R ; elles apparaissent tardivement par rapport à ces dernières.

2. *L'agencement des fractures* appartenant aux divers types est variable (fig. C-21*b*) :

• Elle peut correspondre à une disposition en ***échelons,*** soit de fractures T (voir chap. D1,*b*) soit de R ;

• Elle peut aboutir à une *anastomose* entre plusieurs types : c'est notamment ainsi que se forment les P, à partir des R qu'elles connectent par leurs deux extrémités opposées ; souvent aussi les T apparaissent tardivement, à titre de connection entre deux P.

Enfin ces fractures peuvent se combiner avec d'autres déformations, schistosités ou plis, suivant l'échelle, qui tendent à se disposer perpendiculairement à $\sigma 1$.

— **Évolution des systèmes de *Riedel*** : au fur et à mesure que s'accroît la valeur du cisaillement la disposition des accidents et leurs relations se modifient. Deux cas sont à considérer, selon que le régime est celui du cisaillement simple ou s'accompagne d'aplatissement.

1. *En régime de cisaillement simple* la largeur de la bande cisaillée ne change pas et le dispositif reste le plus simple possible (fig. C-21*c*) :

• Dans un premier stade les diverses connexions entre failles aboutissent à un faisceau composite d'accidents, plus ou moins obliques entre eux ; ce sont les ***zones de failles tressées.***

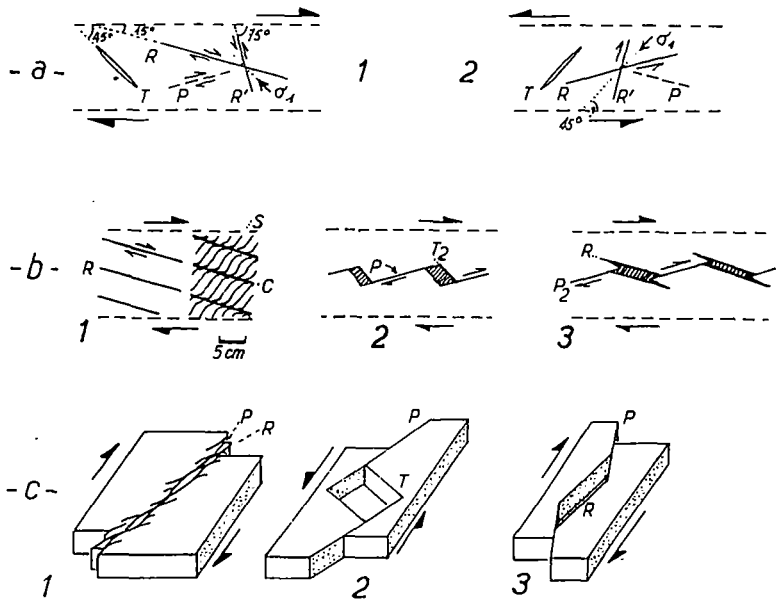



Fig. C-21. — *Associations de failles des zones de cisaillement* (système de Riedel).

*a) Orientation des fractures* des diverses familles, par rapport aux limites de la zone soumise au cisaillement, dans les deux cas suivants : 1 = cisaillement dextre et 2 = cisaillement senestre.

T = failles de tension ; R = « Riedels » synthétiques ; R' = « Riedels » antithétiques ; P = failles de Tchalenko-Skempton ; $\sigma 1$ = contrainte principale majeure dans la zone de cisaillement.

*b) Diverses associations* réellement observables :

1 = Failles R en échelons. La partie droite du dessin montre leur association (fréquemment observée) avec une schistosité (notée S), perpendiculaire à $\sigma 1$. C'est la « texture S/C », souvent rencontrée sur les lèvres de failles (voir la fig. C-1*b*1). A l'échelle régionale on peut rencontrer une géométrie d'association analogue, mais avec des plis orientés comme S (voir fig. E-16*a*).

2 = Failles P connectées en baïonnette par des failles secondaires T2, ouvertes par contrecoup du jeu des P. On obtient un *« motif en dominos »*.

3 = Failles P2, secondaires, connectant des R et tendant à les ouvrir (2e type de motif en dominos).

*c) Systèmes de Riedel « évolués » :*

1 = connection des failles R et P pour donner une zone de *failles tressées* avec isolement de *navettes ;*

2 = ouverture d'un graben en *"Pull-apart"*, aux dépens de failles T ;

3 = même phénomène, aux dépens d'une faille R.

• Ultérieurement les connexions entre failles isolent des blocs losangiques, des *navettes,* dont le déplacement a une valeur inférieure à celle des failles entre lesquelles elles sont intercalées. D'autre part, certains tronçons de failles, appartenant principalement aux T et aux R, jouent en ouverture et donnent des dispositifs

extensifs dits « de ***pull-apart*** » se traduisant, à l'échelle régionale par l'apparition de dépressions appelant la sédimentation, les ***bassins losangiques*** *(= Rhomb basins).*

• Dans un stade ultime le mouvement se concentre sur certains tronçons de failles raccordés bout à bout, les autres devenant inactifs.

Il se forme une faille majeure pour l'échelle considérée. Celle-ci a donc une orientation moyenne conforme à celle de la zone de cisaillement mais chacun de ses tronçons s'en écarte légèrement (tracé en baïonnette).

2. *En régime de cisaillement combiné à de l'aplatissement* la zone cisaillée se rétrécit ou s'élargit en fonction de la façon dont sont orientés les axes de déformation (fig. C-22), ce que l'on exprime en disant qu'il y a respectivement transpression ou transtension (voir plus haut, chap. C-1,*c*).

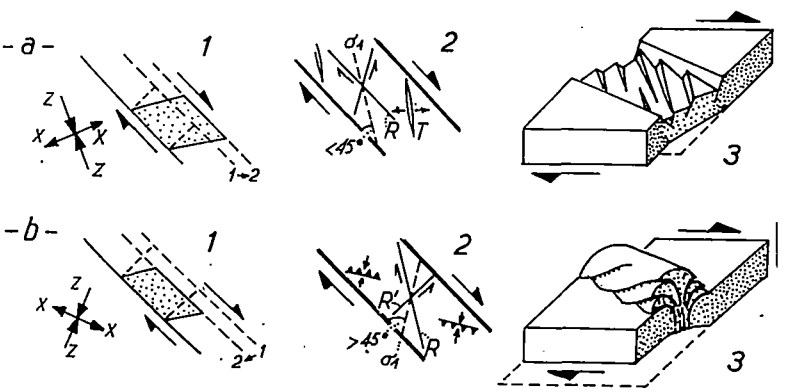



Fig. C-22. — *Systèmes en transpression et en transtension.*
1 = *déformation globale* du secteur concerné et orientation des axes de déformation à l'échelle régionale ; 2 = orientation, en plan, des accidents et de $\sigma 1$ (comparer avec la fig. C-21) ; 3 = vue tectonogramme des associations d'accidents obtenues.
*a) Transtension* : noter les grabens obliques aux limites de la zone ;
*b) Transpression* : noter, en 2 la formation de failles inverses (en lignes barbelées du côté chevauchant) ; en 3, structure *« en bouquet de fleur »*.

• En ***transtension*** la contrainte majeure, $\sigma 1$, est disposée, dans la zone cisaillée, selon un angle inférieur à 45° par rapport aux limites. Les failles extensives se disposent en échelons peu obliques aux limites de la zone cisaillée, qui forme un graben composite.

• *En* ***transpression*** la contrainte majeure, $\sigma 1$, est disposée, dans la zone cisaillée, selon un angle supérieur à 45° par rapport aux limites, et toutes les fractures changent d'orientation en conséquence. En outre, il apparaît des failles inverses et des plis car ces structures compensent, par un gonflement vers la surface, le retrécissement de la zone. Ainsi se forment des systèmes où des failles verticales R et P passent vers le haut à des failles inverses rompant elles-mêmes des plis. Ils sont connus sous le nom de ***structures en bouquet de fleur*** *(= Flower structures).*

## ■ Systèmes à failles transformantes

On appelle ***faille transformante*** *(= Transform fault)* une faille coulissante qui connecte entre eux, sans les recouper, des accidents compressifs ou extensifs : le

mouvement est transféré de l'un à l'autre de ces derniers par le truchement de sa transformation en coulissement : en cela les transformantes diffèrent radicalement des failles tardives de décrochement qui décalent les autres accidents.

— **Les transformantes océaniques** : le nom de « faille transformante » a été initialement créé pour désigner les cassures qui connectent les tronçons successifs d'une même dorsale médioocéanique.

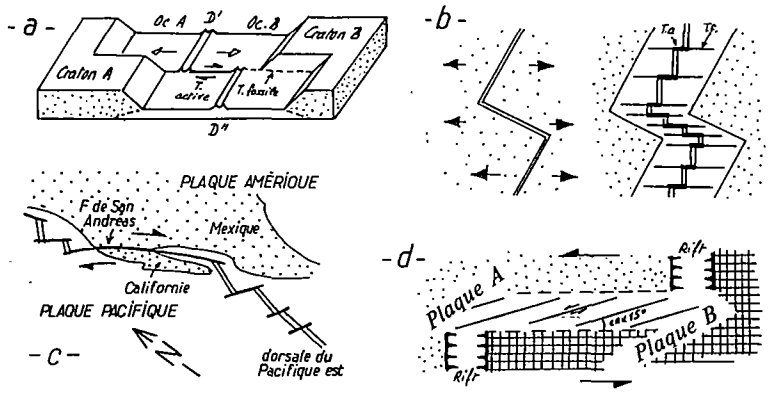



Fig. C-23. — *Systèmes de failles transformantes.*

*a) Transformante océanique :* T = transformante ; D', D'' = tronçons de dorsale ; Oc. = domaines à croûte océanique ; Cratons = domaines à croûte continentale. A et B désignent les deux plaques séparées par le système dorsale-transformante.

Noter le sens des mouvements dans la partie active : il est inverse de celui d'un décrochement qui décalerait des dorsales antérieurement formées.

*b) Origine et densité des transformantes* (inspiré par l'exemple de l'Atlantique) : 1 = déchirure initiale entre les deux plaques : son tracé suit des lignes de faiblesse, obliques aux directions de distension. 2 = adaptation des dorsales à celle des déchirures par un tracé en tronçons, décalés en baïonnette par les transformantes ; le tronçonnement est d'autant plus serré que l'orientation de la déchirure était plus éloignée de la perpendiculaire au mouvement d'extension. T.a = transformante active (en gras) ; T.f. = transformante fossile.

*c) Transformante continentale entre dorsales océaniques :* l'exemple de la Californie. La faille complexe de San Andréas sépare la plaque américaine de la plaque pacifique, à laquelle appartient la Californie.

*d) Schéma théorique d'une transformante continentale,* entre deux rifts naissants : formation d'un système de failles de Riedel, en échelons, le long de la zone de cisaillement correspondant à une transformante.

1. *Leur rejet* (fig. C-23*a*) : comme l'ont montré les études des « mécanismes au foyer » des séismes, le rejet des transformantes est inverse de celui que suggère le décalage apparent des dorsales. Cela est dû à ce que le mouvement le long de la transformante n'est pas tardif par rapport à la formation de la dorsale mais au contraire contemporain, les deux s'associant pour aboutir au phénomène de l'expansion. La zone active est limitée à la portion comprise entre les deux extrémités des tronçons successifs de dorsale. Le tracé qui s'observe au-delà sur le fond océanique corres-

pond à la cicatrice de l'activité aux étapes antérieures de l'expansion : ce sont les parties « fossiles » de la transformante.

2. *Leur origine et leur répartition* (fig. C-23*b*) : la naissance des transformantes est liée, au même titre que celle des dorsales, au processus même de l'expansion. Cette dernière débute par une déchirure intracontinentale qui est sinueuse, car elle utilise des zones de faiblesse préexistantes : les portions les plus orthogonales à la direction d'extension évoluent en tronçons de dorsales tandis que celles plus proches de la direction d'extension évoluent en transformantes. On peut comparer ce processus à celui qui permet de découper en diagonale une feuille de timbres-poste, en suivant les lignes de pointillés. Il en résulte deux conséquences :

- Les transformantes sont d'autant plus nombreuses et rapprochées que la déchirure initiale était moins oblique à la direction d'expansion.
- Les transformantes sont souvent connectées à des cassures des marges continentales : cela n'est pas dû à la propagation des transformantes jusque sur les continents mais au fait qu'elles ont utilisé des fractures plus anciennes, qui ont servi de lignes de faiblesse sur lesquelles elles se sont installées. Il serait donc tout à fait faux de confondre ces *prolongements continentaux des transformantes* avec les vraies de transformantes continentales.

— **Les transformantes continentales :** il s'agit de failles coulissantes qui traversent un domaine à croûte continentale en connectant entre elles deux zones en extension.

1. Deux cas sont à distinguer :

- *Transformantes connectant des dorsales océaniques :* le plus bel exemple est celui de la faille de San Andréas (fig. C-23*c*).
- *Transformantes entre rifts intracontinentaux :* tels sont les secteurs transverses entre tronçons successifs du fossé des grands lacs africains. En France les fossés d'effondrement du Massif central semblent avoir été connectés, à l'Oligocène, avec celui de l'Alsace par une zone transformante Le Creusot — Belfort.

2. Les transformantes continentales diffèrent des transformantes océaniques, au moins aux stades peu avancés de leur évolution, par le fait qu'elles ont un tracé moins franc et correspondent plutôt à des zones de fractures en échelons, organisées selon le schéma des failles de Riedel (fig. C-23*d*). Cela est dû à ce que la déchirure joue d'abord en profondeur et ne se manifeste d'abord que par une zone de cisaillement diffus assez large à la surface du sol, avant de se propager jusqu'à cette dernière.

— **Autres systèmes de transformantes :** la notion de transformante peut être élargie à toutes les failles coulissantes qui connectent deux zones de déformation, quel qu'en soit le régime tectonique, en compression aussi bien qu'en extension, si le rejet coulissant s'y amortit en se transformant. Plusieurs configurations sont donc possibles :

1. *Transformantes entre chevauchements* (fig. C-24*a* et 24*b*) : le sens du chevauchement peut être le même ou s'inverser de part et d'autre de la transformante ; le schéma est applicable à l'échelle des petites failles, des grands chevauchements ou même des plaques lithosphériques (subductions), où il est bien connu. Tel est le cas des inversions de subduction des îles de la sonde et de celle séparant les Alpes des Apennins, aux abords de Gènes.

2. *Transformantes entre extension et compression* (fig. C-24*c*) : ce cas est surtout réalisé entre lignes de subduction et dorsales médioocéaniques.

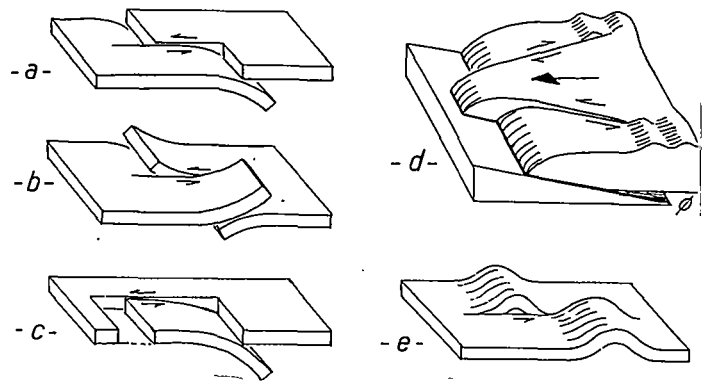



Fig. C-24. — *Diverses configurations de failles transformantes.*
*a)* entre deux chevauchements de même vergence,
*b)* entre deux chevauchements de vergence opposée,
*c)* entre chevauchement et fossé d'extension.
*a, b* et *c* sont des schémas s'appliquant particulièrement à l'échelle de la tectonique des plaques (entre zones de subduction et/ou d'expansion).
*d)* entre chevauchement et plis (failles de déchirures).
*e)* entre plis (faille de déchirure).
*d* et *e* sont des schémas s'appliquant à une échelle plus modeste.

3. *Transformantes entre chevauchements et plis* (fig. C-24*d*) : il s'agit de déchirures permettant au compartiment supérieur d'une faille inverse de se partager en tronçons avançant inégalement ; l'inégalité de déplacement est compensée par un raccourcissement continu, notamment par plis, dans les tronçons dont le front avance moins. Il est à remarquer que le caractère transformant de la faille est ici souligné par le fait qu'elle n'affecte pas le compartiment inférieur.

4. *Transformantes entre zones plissées,* ou entre plis isolés (fig. C-24*e*) : on est ici à une autre échelle et l'on préfère, en général, qualifier ces cassures de ***« failles de déchirure »*** *(= tear faults)* (voir chap. G 1), mais le processus est fondamentalement le même.

# CHAPITRE D

# MICROSTRUCTURES

Sous ce nom sont regroupées les structures suffisamment pénétratives pour n'être observables qu'à l'échelle de l'affleurement, voire de l'échantillon.

L'étude des microstructures est un puissant moyen de mieux analyser les structures d'ordre supérieur en particulier en ce qui concerne les processus et le chemin de la déformation. Cet aspect est plus précisément abordé plus loin (chap. G1). La raison pour laquelle elles ne sont examinées qu'ici, immédiatement après les failles, est que la connaissance des processus de fracturation est nécessaire pour la compréhension de plusieurs sortes de microstructures.

Il n'y a pas de classification des microstructures qui soit commode et corresponde en même temps à des différences vraiment fondamentales de processus de déformation. C'est donc un peu artificiellement qu'on les regroupera ici sous deux rubriques distinctes, en fonction de leur complexité géométrique.

## D 1 — Surfaces de discontinuité d'origine tectonique

Dans un grand nombre de cas la microstructuration des roches consiste dans le développement de simples surfaces de discontinuité. Selon leur répartition, en densité et en orientation, et selon qu'elles s'accompagnent ou non d'un remplissage, on les classe en plusieurs types, bien que la distinction soit dans certains cas délicate d'un type à l'autre.

### a) *Joints*

Il s'agit de surfaces sans remplissage notable et dont l'espacement est lâche. En fait, elles peuvent appartenir à deux types fondamentalement différents :

#### ■ Diaclases

Les ***diaclases*** *(= Joints)* sont des microstructures presque omniprésentes dans les roches qui ont un comportement compétent.

— **Caractères distinctifs** : ces surfaces sont nettes et planes, d'espacement décimétrique à métrique et le plus souvent disposées en deux familles entrecroisées. Il n'est pas rare qu'elles montrent des ***stries d'éclatement,*** en plumets *(= plumose patterns)*, voire de véritables stries de friction ou des enduits de cristallisation. Elles débitent la roche, même saine, en prismes plus ou moins disjoints que les agents géodynamiques externes, notamment la gélivation, contribuent à dissocier. Dans les roches sédimentaires elles sont souvent perpendiculaires aux surfaces des strates.

— **Formation** : tous leurs caractères montrent leur parenté avec les vraies failles : elles n'en diffèrent, en fait, que par un rejet tellement minime qu'on ne peut, en général, pas le mettre en évidence. Elles se développent par le jeu d'une fracturation « diffuse », dans le volume rocheux considéré, et dont la cause précise doit être recherchée, selon les cas, dans deux processus différents (fig. D-1) :

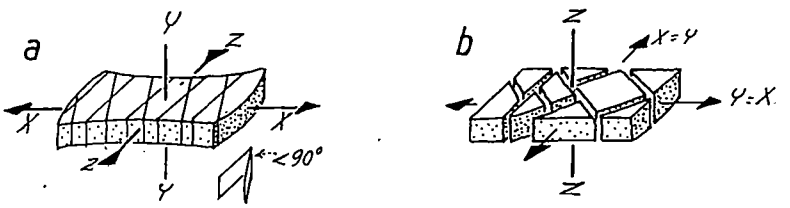



Fig. D-1. — *Diaclases.*
*a)* Origine par fractures de cisaillement conjuguées.
*b)* Origine par extension dans un plan subhorizontal.

1. *Fracturation en compression :* dans nombre de cas, surtout dans les régions tectoniquement déformées, les diaclases forment un réseau losangique assez régulier et sont souvent striées : on constate que la bissectrice des dièdres aigus est alors dirigée selon la direction de raccourcissement qu'indique l'orientation des autres structures (telles qu'axes des plis). Il s'agit alors d'un réseau de failles conjuguées « avortées », qui n'a pas évolué par concentration du rejet sur des failles privilégiées (voir chap. C 2,*c*). Ce phénomène intervient surtout dans les roches compétentes soumises à un régime compressif, aux stades précoces de formation des plis, avant que le raccourcissement cesse d'être cause de fracturation, parce qu'il est alors entièrement absorbé par le développement de ces plis.

2. *Fracturation en extension :* dans d'autres cas, notamment dans les régions dépourvues de structures compressives, le réseau des diaclases est irrégulier et capricieux et elles ne portent pas de stries. On peut alors penser qu'elles résultent d'une extension équidirectionnelle, l'axe Z étant alors vertical. Ceci peut résulter d'une extension générale ou de déformations relativement localisées, par exemple d'un soulèvement dû à la mise en place d'un pluton, ou, au contraire de l'affaissement, par subsidence, d'un bassin sédimentaire.

## ■ Joints stylolitiques (et autres joints de dissolution)

Il s'agit de surfaces, nullement planaires mais au contraire très sinueuses, qui utilisent des discontinuités préexistantes, telles que surfaces de strates ou limites d'objets (galets, fossiles) inclus dans la roche. Ces surfaces sont alors le plus souvent, accidentées de *pics millimétriques à centimétriques* qui leur confèrent un aspect engrené, proche de celui des sutures osseuses crâniennes et justifient le qualificatif.

— **Formation :** leur origine est une dissolution différentielle : c'est ce qu'indiquent divers faits :

1. Ils sont caractéristiques des roches compétentes contenant des minéraux susceptibles de se dissoudre plus ou moins facilement par simple variation de pression : c'est tout spécialement le cas des calcaires.

2. Leur tracé suit de façon plus ou moins visible celui des hétérogénéités pétrographiques de la roche. Le fait est patent en ce qui concerne les ***galets impressionnés,*** où les galets solubles (calcaires en général) sont marqués de cupules dues à l'enfoncement des galets voisins, insolubles. Lorsque les irrégularités sont plus fines (grains cristallins ou fins débris, souvent bioclastes) chacun constitue le sommet d'un des pics de la surface du joint.

3. Ils sont garnis d'un film plus ou moins mince, en général argileux, représentant un résidu de dissolution.

**— Localisation et disposition :**

1. Les joints stylolitiques se forment sur toutes les surfaces qui ne sont pas le siège de glissement : il peut donc s'en former sur des miroirs de failles après le blocage de la faille ou sur des gradins des lèvres de faille soumis à compression pendant le mouvement. On en trouve également sur les diaclases. Ce sont toutefois les surfaces de strates qui en portent le plus souvent.

2. L'orientation des pics est particulièrement intéressante à considérer (fig. D 2) ; en effet ils sont dirigés selon la direction, Z, du raccourcissement maximal (c'est selon cette direction que la pression est la plus forte et facilite donc le plus la dissolution). Cela permet donc de déterminer cette direction. Deux cas sont à distinguer :

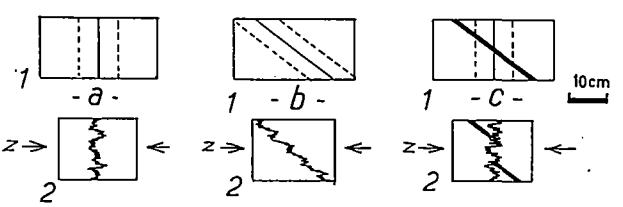



Fig. D-2. — *Joints stylolitiques.*

1 = joint initial (en tiretés, limites de la zone qui sera dissoute, de part et d'autre du joint) ; 2 = état final.

*a)* joints « symétriques » : Z perpendiculaire à la surface du joint.

*b)* joints « dissymétriques » : Z oblique à la surface.

*c)* décalage apparent d'une ligne oblique au joint : la valeur de ce décalage permet de calculer l'épaisseur de la tranche dissoute.

• *Joints « symétriques »* (fig. D-2*a*) : dans le cas des surfaces de strates les pics leur sont souvent orthogonaux ; ceci veut dire qu'ils se sont alors formés avec un axe Z vertical, c'est-à-dire dans les mêmes conditions d'extension équidirectionnelle que les réseaux de diaclases non losangiques (voir ci-dessus).

• *Joints « dissymétriques »* (fig. D-2*b*) : dans le cas des diaclases ou des failles, les pics sont obliques à ces surfaces, car elles-mêmes le sont systématiquement par rapport à Z. Lorsque ce sont des strates qui portent des pics obliques elles les ont nécessairement acquis par serrage après un basculement, en général lors du blocage du glissement couche sur couche accompagnant un plissement (voir chap. E 2).

— **Valeur du raccourcissement** : le raccourcissement impliqué par la formation des joints de dissolution correspond à l'épaisseur de la tranche de roche disparue à l'emplacement du joint. Il peut être mesuré dans certains cas favorables où l'on dispose de lignes obliques au joint (limites d'objets divers : fossiles, etc.) : le décalage apparent de la ligne est proportionnel à l'épaisseur dissoute (fig. D-2*c*).

## b) Fentes

Ce sont des espaces à bords plus ou moins parallèles, ouverts par la déformation tectonique mais, le plus souvent, comblés par des cristallisations. Elles représentent des structures en quelque sorte complémentaires des ***joints de dissolution*** car elles offrent aux substances dissoutes le long de ces derniers des emplacements pour se déposer. Diverses variétés sont à distinguer :

### ■ Fentes ouvertes par glissement

Les aspérités ou les ondulations originelles des surfaces (le plus souvent surfaces de failles ou de strates) ménagent, lors de leur glissement des espaces béants qui s'accroissent selon la direction du mouvement (fig. D-3) : telle est l'origine des écailles de cristallisation qui constituent l'un des critères de mouvement des surfaces frictionnées (fig. C-1).

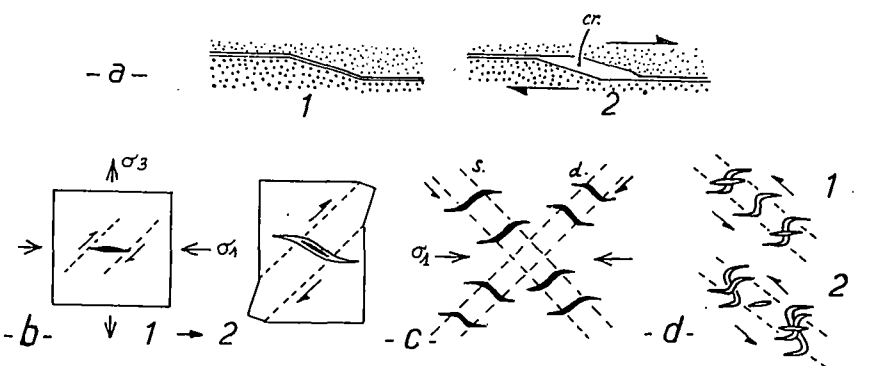



Fig. D-3. — *Fentes.*

*a)* Fente ouverte par glissement : 1 = surface originelle, avec ressaut ; 2 = ouverture le long de la portion oblique au mouvement (cr. = cristallisations) ; les flèches indiquent le sens du glissement.

*b)* Formation d'une fente d'extension : 1 = ouverture selon la direction de $\sigma 1$ et tendance au cisaillement ; 2 = cisaillement et accroissement (fente initiale en noir) : torsion sigmoïde.

*c)* Deux bandes de fentes en échelons, l'une sénestre (s.), l'autre dextre (d.).

*d)* Évolution par fentes superposées : 1 = fentes de 2$^e$ ordre ; 2 = fentes de 3$^e$ ordre.

### ■ Fentes d'extension dans des roches homogènes

L'apparition de ***fentes d'extension*** (= *Tension gashes*), en général de longueur décimétrique, au sein d'une masse rocheuse apparemment homogène, se produit

par la formation d'une rupture de type fragile à l'emplacement d'un point de moindre cohésion. Ceci suppose des valeurs négatives de la contrainte principale mineure, $\sigma 3$, qui sont généralement obtenues à la faveur de pressions de fluides élevées, c'est-à-dire par fracturation hydraulique (voir chap. C 2).

— **Disposition fondamentale**

1. *Orientation et associations :* la fracture naît avec une orientation très voisine de celle du plan $\sigma 1/\sigma 2$ (perpendiculaire à la traction) et, en coupe transversale, de celle de $\sigma 1$ (fig. D-3*b*). Lorsque plusieurs fentes se trouvent disposées le long d'une même zone, orientée à 45° de $\sigma 1$, la faiblesse introduite par leur ouverture va induire, dans cette bande, un cisaillement (puisque c'est la direction la plus favorable à l'apparition de ce régime de déformation). Ce dernier favorise, à son tour, la naissance de nouvelles fentes en d'autres points de la zone déformée.

Ainsi se forment des systèmes de ***fentes en échelons*** (fig. D-3*c*), chaque bande étant initialement disposée à 45° du plan $\sigma 1/\sigma 2$. Il peut donc se former deux familles de bandes de fentes en échelons conjuguées, formant idéalement un angle de 90° entre elles. En fait, à l'opposé de ce qui se produit dans le cas des failles conjuguées, la roche hébergeant ces fentes peut également subir un certain taux d'aplatissement continu. De ce fait le dièdre contenant $\sigma 3$ se referme et celui contenant $\sigma 1$ s'ouvre, ce dernier dépassant donc 90°.

2. *Forme finale :* à l'intérieur de chaque bande les fentes sont progressivement basculées dans le sens du cisaillement au fur et à mesure que ce dernier s'accentue. Cependant les fentes continuent à s'accroître à leurs extrémités, toujours selon la direction de $\sigma 1$, dans le plan $\sigma 1/\sigma 2$. Elles acquièrent ainsi une ***torsion sigmoïde*** plus ou moins accusée selon le degré atteint par le cisaillement (fig. D-3*b*)

— **Variantes** : les bandes de cisaillement peuvent prendre des aspects plus complexes lorsque le cisaillement a atteint une grande ampleur. On obtient ainsi :

1. *Des fentes superposées,* par apparition de fentes de deuxième, voire de troisième ordre recoupant les fentes originelles au fur et à mesure de la « fossilisation » de ces dernières par suite de l'importance de leur basculement (fig. D-3*c*).

2. *Des fentes « branchées » sur des failles,* parce que sectionnées par une déchirure, transformant en faille la zone de cisaillement initialement diffuse (continue). C'est pourquoi les lèvres de failles portent des fentes qui sont orthogonales à la direction de cisaillement et qui sont de plus en plus ouvertes aux approches de la surface de faille (fig. C-1).

## ■ Fentes d'extension induites par des hétérogénéités

Les masses rocheuses comportant des hétérogénéités se déforment de diverses façons selon le secteur considéré, par aplatissement ductile dans les roches les moins compétentes et par fentes d'extension dans les hétérogénéités plus compétentes, qui ne peuvent s'adapter à l'allongement global que par cette déformation discontinue. Il peut aussi se produire de simples glissements aux limites de l'hétérogénéité, si cette dernière est de dimensions limitées. Ces divers cas correspondent aux structures classiques suivantes :

— ***Boudinage*** *(= Boudinage)* : il s'agit d'une fragmentation qui aboutit à un aspect « en chapelet de saucisses », en coupe transversale, mais serait plus justement comparable à celle d'une plaque de chocolat, en barres parallèles.

1. *Dispositif fondamental :* l'hétérogénéité est ici constituée par une plaque rocheuse plus compétente, par exemple un banc calcaire ou gréseux inclus dans des lits plus argileux (ce qui est un cas fréquent). Cette plaque est découpée en barreaux parallèles par des fentes d'extension, disposées selon le plan Y/Z (fig. D-4).

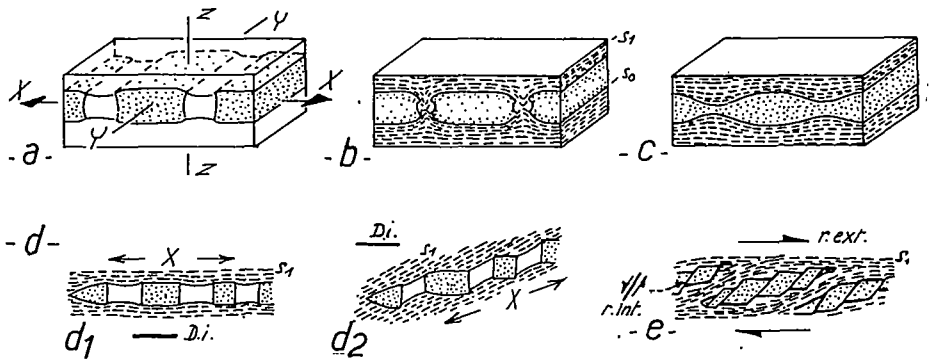



Fig. D-4. — *Boudinage et tronçonnement.*

Pointillés = matériau compétent ; Tiretés = schistosité ; Blanc = cristallisation.

*a)* Boudins franchement disjoints, avec cristallisations intercalaires.

*b)* Boudins disjoints avec remplissage de matériau incompétent.

*c)* Boudins joints par des zones étirées (= Pinch and swell).

*d)* Baguette tronçonnée (Bélemnite par exemple) : 1 = tronçons non décalés (Direction initiale, D.i., parallèle à X) ; 2 = décalage des tronçons (X oblique à D.i.). Aucun cisaillement d'ensemble n'est nécessaire pour expliquer ici le décalage des tronçons.

*e)* Tronçonnement par cisaillement (= « rotation externe » à l'objet) : les tronçons restent jointifs mais pivotent (rotation « interne » à l'objet).

2. *Variantes :* on peut distinguer les cas suivants :

• Lorsque l'extension est orientée selon le plan des couches les fentes sont perpendiculaires à ces dernières : ce cas est fréquent dans les formations alternées où l'allongement des niveaux incompétents tend précisément, à devenir parallèle à la stratification, notamment dans les flancs de plis (voir chap. E2).

• Lorsque l'extension est importante la fente s'élargit au point de devenir plus large qu'épaisse (fig. D-4*a*). En ce cas la vitesse d'apport et de cristallisation du minéral qui tend à remplir la fente peut ne pas être assez élevée pour empêcher un remplissage par fluage, à partir des niveaux encadrants, ductiles (fig. D-4*b*).

• Lorsque le niveau le plus compétent accepte une certaine déformation ductile celle-ci se concentre sur les points les plus faibles et le boudinage est remplacé par un dispositif équivalent (fig. D-4*c*), de débitage par étranglements, sans rupture *(= Pinch and swell).*

— ***Tronçonnement :*** il s'agit de l'équivalent du boudinage, appliqué au cas d'objets isolés, de forme allongée, tels que certains amas cristallins, galets ou fossiles.

1. Un exemple très connu est celui des *bélemnites tronçonnées,* que l'on rencontre notamment en grand nombre dans certains schistes argilo-calcaires du Jurassique dans la zone dauphinoise des Alpes (fig. D-4*d*). Les tronçons restent dans le prolongement les uns des autres si la direction d'étirement correspond avec la plus grande dimension du rostre. Si elle est oblique les tronçons sont décalés et peuvent paraître — à tort — pivotés.

2. Un pivotement véritable des tronçons disjoints peut se produire si l'allongement s'inscrit dans un contexte de cisaillement (fig. D-4*e*) : la ***« rotation externe »*** de l'objet se combine avec la ***« rotation interne »,*** par décalage transverse des tronçons, pour aboutir à une disposition évoquant la présentation des rondelles de saucisson dans un plat.

— ***Houppes de cristallisations*** : ces structures sont aussi appelées « ombres de pression » *(= Pressure shadows).* Elles résultent de l'ouverture, de part et d'autre d'objets qui ne se fragmentent pas, d'espaces allongés selon le plan d'étirement. Des cristallisations de fibres, allongées selon la direction de X, s'y accroissent, au fur et à mesure de la déformation.

Les houppes dessinent souvent une spirale, et les fibres qui les constituent sont alors incurvées. Divers processus peuvent expliquer cette disposition :

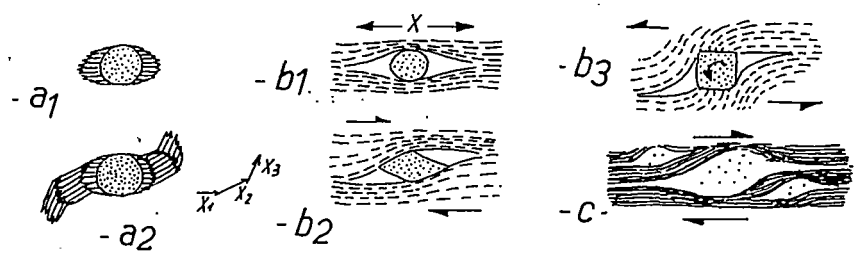



Fig. D-5. — *Houppes de cristallisation.*

*a)* Houppes formées sur un objet sphérique inclus dans une roche moins compétente : a1 = une seule génération de fibres cristallines ; a2 = houppes sigmoïdes, formées de trois générations de fibres, dues à une « rotation » des directions d'allongement (successivement X 1, X 2, X 3).

*b)* Différentes dispositions des houppes : b1 = Houppes symétriques, d'aplatissement pur ; b2 = Houppes sigmoïdes formées en contexte de cisaillement (le feuilletage schisteux de la roche encaissante se resserre sur les aspérités) ; b3 = Houppes devenues sigmoïdes par rotation dans un cisaillement postérieur à leur formation (le feuilletage schisteux est tordu comme les houppes).

*c)* Aspect « en cornue » de gros cristaux de gneiss œillés, déformés et porteurs de houppes de recristallisation (nourrissage) ; le sens de leur dissymétrie permet de déduire le sens du cisaillement synmétamorphe.

1. Un changement d'orientation de l'étirement au cours des étapes successives de la déformation (fig. D-5*a*)

2. Un étirement en contexte cisaillant (fig. D-5*b,* 2).

3. Un pivotement par cisaillement tardif (fig. D-5*b,* 3).

Le choix entre ces trois interprétations est souvent assez délicat mais présente parfois une importance non négligeable pour déterminer le sens de cisaillement éventuel d'une masse rocheuse fortement aplatie.

Dans de telles situations de gros cristaux peuvent servir de germes de fixation pour des houppes constituées par une cristallisation formée dans la même espèce minérale, que l'on a donc peine à distinguer du cristal initial (fig. D-5*c*). La dissymétrie éventuelle, « en cornue » de ces « yeux » cristallins des gneiss est également un critère de sens de cisaillement.

### c) Schistosités

On appelle *« **schistosité** »* ou *« **clivage** » (= Cleavage)* la présence de plans de faiblesse, souvent non apparents en roches saines, mais révélés par les altérations et par le choc du marteau. Une caractéristique majeure est leur disposition en un seul faisceau de plans, plus ou moins parfaitement parallèles entre eux, mais jamais sécants. Les plans de schistosité se distinguent notamment en cela de ceux des diaclases ; en outre ils sont, en règle générale, moins espacés.

#### ■ Origine et formation de la schistosité

— **Caractères fondamentaux** : il est important de souligner que, contrairement à une idée ancienne, la schistosité ne résulte *en aucune manière d'un processus de fracturation.* Au contraire elle correspond à l'apparition, dans la roche, d'une anisotropie qui provient d'une déformation par fluage (voir chap. B2). Quel que soit le processus de ce dernier, le développement de la schistosité correspond toujours fondamentalement à un aplatissement. Les plans de schistosité sont donc orientés parallèlement au plan XY du lieu.

— **Processus de formation** : les processus d'aplatissement mis en œuvre sont variables selon le degré de pénétrativité et selon les phénomènes physico-chimiques autorisés tant par la nature de la roche que par les conditions d'ambiance de la déformation. Dans tous les cas ils aboutissent à une réorientation, générale ou plus ou moins localisée, des grains : ceux-ci se disposent finalement avec leur plus grande direction orientée selon l'axe X, ce qui détermine une anisotropie linéaire, dite ***longrain*** par les carriers d'ardoise (qui l'utilisent pour découper les plaques en fragments). Selon les cas les processus suivants peuvent être plus ou moins prédominants dans le fluage créateur de la schistosité :

1. *Les rotations et les glissements des grains :* ils sont facilités s'il s'agit de cristaux en feuillets (phyllites) susceptibles de glisser comme des cartes à jouer ou s'ils sont séparés par un film fluide jouant le rôle de lubrifiant (les argiles mouillées répondent à ce cas).

2. *La fracturation des grains eux-mêmes :* cette fracturation, qui est observable au microscope, est la ***cataclase.*** Elle peut également se faire de façon plus discrète, à l'échelle des atomes, à la faveur de glissements « intracristallins ».

3. *La dissolution et la recristallisation* combinées, sans changement de nature des minéraux : ceux-ci « migrent » ainsi, à l'état de solution, des points de surpression vers d'autres abrités des pressions : c'est le processus même de formation des houppes, par *« **nourrissage** »* des grains dans la direction de l'allongement général. Ce processus caractérise surtout les roches calcaires. Il y atteint son maximum d'efficacité, dans des conditions proches de celles de la surface, pour des roches argilo-calcaires comportant entre 45 % et 75 % de $CO^3Ca$ et fortement imbibées d'eau.

4. *La recristallisation métamorphique,* avec changement d'espèces cristallines, les nouvelles apparues étant stables dans des conditions de température et de pression plus élevées que celles disparues. Ceci concerne évidemment la déformation profonde dans des zones en cours de métamorphisme.

## ■ Variétés de schistosités

La nomenclature concernant les schistosités a beaucoup varié et n'est pas encore vraiment stabilisée.

— **Les deux catégories majeures** : selon le degré de pénétrativité de la déformation on peut distinguer deux grandes catégories :

• Dans les *clivages espacés* la schistosité n'est pas pénétrative à l'échelle de l'échantillon. Les surfaces de clivage, où se concentre le fluage ont un espacement centimétrique et délimitent des blocs, non déformés, appelés ***microlithons.***

• Dans les *clivages continus* la schistosité est pénétrative à l'échelle de l'échantillon de sorte que l'examen à l'œil nu montre une roche feuilletée. En fait le feuilletage est lui-même dû à des irrégularités de l'aplatissement, induites par les hétérogénéités, et visibles au microscope.

— **Les quatre variétés classiques** : la distinction fondamentale faite ci-dessus recouvre en fait le classement traditionnel en quatre variétés de schistosité, dont les noms ont d'ailleurs été l'objet de changements au cours des ans (fig. D-6) :

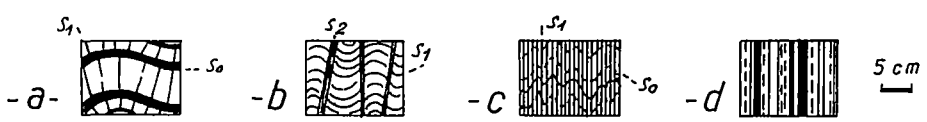



Fig. D-6. — *Divers types de schistosités.*
S0 = stratification ; S1 = première schistosité enregistrée ; S2 = deuxième schistosité (etc.).
*a)* Schistosité de fracture (sur bancs alternés de lits argileux).
*b)* Schistosité de crénulation, ou « strain-slip », S2, affectant une schistosité antérieure S1.
*c)* Schistosité ardoisière, « de flux » : S0 tend à ne plus être visible.
*d)* Foliation : les alternances claires et sombres sont des lits de composition minéralogique différente.

1. *La **schistosité de fracture** (= Fracture cleavage, = Disjunctive cleavage)* doit son nom à la netteté du découpage en microlithons et à l'analogie apparente de ses surfaces avec des diaclases ou des surfaces de fracture, en dépit d'un processus de formation fondamentalement différent. Il faut reconnaître d'ailleurs que la distinction à l'œil nu entre un réseau de diaclases et un entrecroisement de deux schistosités de fracture formées successivement peut prêter à confusion.

Cette variété de schistosité est celle de bancs encore compétents. Lorsque de tels bancs sont encadrés, comme cela est fréquent, de lits où se développe une schistosité plus pénétrative ils subissent un raccourcissement moindre que ces derniers. Ceci les oblige à un pivotement qui a deux effets (fig. D-7) :

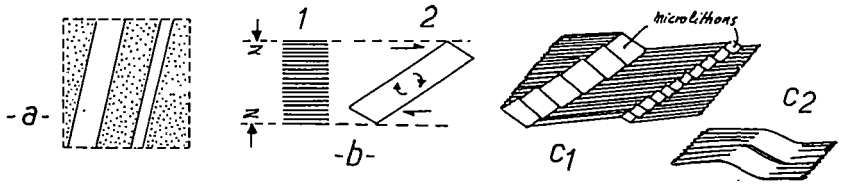



Fig. D-7. — *Réfraction de la schistosité.*

*a)* État initial : portion de roche présentant des bancs relativement compétents (en blanc) alternés de lits moins compétents (en grisé).

*b)* Modifications par aplatissement ; 1 = raccourcissement selon Z, par déformation continue, avec schistosité serrée, dans les lits incompétents ; 2 = adaptation des bancs compétents au manque de place, par pivotement, et sens des cisaillements induits dans leur encaissant.

*c)* Aspect final : la schistosité espacée des bancs compétents est basculée avec eux et fait un angle plus ou moins fort (« réfraction ») avec celle, plus serrée des lits moins compétents. Décalage léger, dû au cisaillement induit, des microlithons.

Deux variantes sont représentées : c1 = réfraction anguleuse en cas de contraste brutal de compétence ; c2 = réfraction sigmoïde correspondant à des limites de bancs floues (changement progressif de compétence).

• Un basculement de la schistosité, avec les bancs, ce qui entraîne, vis-à-vis de la schistosité des lits moins compétents, la disposition dite de ***réfraction de la schistosité*** *(= Step of the cleavage).*

• Un effet de cisaillement dans la masse rocheuse, ce qui provoque des glissements sur les plans de schistosité antérieurement créés et, notamment des décalages des microlithons.

2. *La* ***schistosité de crénulation*** *(= Crenulation cleavage),* ou « schistosité de pli-fracture », traditionnellement dénommée aussi ***strain-slip cleavage,*** appartient aussi aux clivages espacés. Elle se caractérise par une torsion interne de ses microlithons (fig. D-8), selon deux variétés possibles de géométrie, dites « symétrique » et « asymétrique ».

Cette forme de schistosité affecte surtout les roches qui sont bien litées, ce qui y favorise le plissottement (voir chap. E 2). Les surfaces séparant les microli-

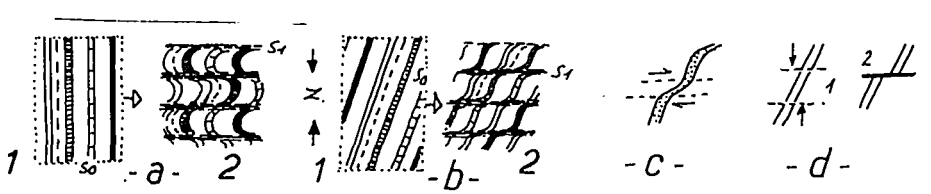



Fig. D-8. — *Schistosité de crénulation.*

*Variétés : a)* Symétrique par aplatissement pur et charnières de sens d'ouverture alternés. *b)* Dissymétrique, avec cisaillement apparent et ploiement « monoclinal ».

*Processus. c)* Cisaillement dans les zones de changement d'inflexion des flans de microplis ; *d)* Faux cisaillement par dissolution (roches carbonatées surtout) ; les deux processus ne s'excluent pas ; bien au contraire, l'intervention de l'un peut faciliter l'apparition de l'autre.

thons ont des limites plus ou moins diffuses et correspondent à des bandes d'épaisseur millimétrique à centimétrique où les minéraux sont réorientés. La localisation de ces bandes coïncide avec les points d'inflexion des flancs des microplis ; ceci peut être dû au jeu de deux processus concurrents dont les rôles respectifs sont souvent difficiles à déterminer :

• *L'étirement*, par cisaillement des flancs de plis (fig. D-8*c*), avec décalage véritable des microlithons ;

• *La dissolution,* donnant un décalage seulement apparent, par disparition d'une tranche de roche (fig. D-8*d*) ; en ce cas il y a concentration de résidus insolubles sur les plans de schistosité (ce qui se voit au microscope et même parfois à l'œil nu).

3. *La **schistosité ardoisière** (= Slaty cleavage)*, encore appelée *« schistosité de flux »*, appartient aux clivages « continus ». Elle se caractérise par un feuilletage très planaire, d'espacement inférieur à 1 mm. Elle affecte principalement des roches argileuses qui ne subissent toutefois ici qu'un très faible début de recristallisation métamorphique, en dépit de l'importante ductilité dont elles font preuve à cette occasion (l'étirement dans le plan de schistosité atteint ou dépasse couramment le rapport 2/1). En fait on considère qu'elle nécessite déja, pour se développer pleinement, des valeurs de pression de confinement équivalent à la surcharge de plusieurs milliers de mètres de roches et un raccourcissement minimal de l'ordre de 30 %.

4. *La **schistosité cristallophyllienne** (= Schistosity)*, ou ***foliation,*** est le clivage « continu » des roches métamorphiques. Il se distingue donc par ses lits de minéraux de néoformation, souvent alternativement colorés en clair et en sombre. Lorsque les micas sont abondants la roche est très facile à cliver et réellement « schisteuse » au sens courant du mot (cas des micaschistes). Par contre, lorsque prédominent d'autres minéraux, à cristaux engrenés (quartz, feldspaths, amphiboles, etc.), les feuillets ne se détachent que difficilement et la roche devient plus massive en dépit de sa « schistosité » (cas de beaucoup de gneiss).

## ■ Rapports entre la schistosité et le litage stratigraphique

Dans une roche stratifiée devenue schisteuse coexistent au moins deux types d'anisotropie planaire (surfaces de clivage), désignées respectivement par S0 pour ce qui est de la stratification et par S1, S2, etc. pour les schistosités successivement formées. Selon les particularités de la stratification et des diverses schistosités l'aspect global final de la roche peut être sensiblement différent :

— **Schistosité oblique aux strates** : dans nombre de cas la schistosité apparaît alors que les strates se sont disposées obliquement à la direction de raccourcissement, en particulier à la suite des basculements induits par le plissement. Deux cas extrêmes peuvent se présenter :

1. Dans des roches encore compétentes ayant une stratification contrastée, la schistosité reste le plus souvent discrète par rapport aux strates : il en résulte un réseau de clivages entrecroisés, d'analyse facile : l'étude des rapports angulaires y est alors très instructive (voir chap. H1).

2. Dans les roches moins compétentes la schistosité devient très marquée : si, en outre, la stratification n'est que peu contrastée, il est alors souvent difficile de discerner lequel des deux clivages présents est S0 et S1. Souvent même S0 devient presque invisible, oblitéré qu'il est par S1. Ce n'est qu'en recherchant très attentivement les variations de nature minéralogique, de grain, de coloration ou de résis-

tance à l'altération que l'on parvient à reconnaître S0 et, ce qui est très important, à ne pas prendre la schistosité pour la stratification (c'est là un « piège » classique que l'on ne peut éviter qu'au prix de beaucoup de vigilance).

— **Schistosité et stratification subparallèles** : dans de nombreux cas le litage stratigraphique des bancs semble parallèle au feuilletage des lits moins compétents, ce qui porte à attribuer ce dernier aux seuls effets de la compaction, en dehors de toute déformation tectonique. Toutefois cela est assez souvent faux :

1. Il n'est pas rare qu'un examen plus attentif, par exemple au microscope, révèle un réarrangement des grains, voire une légère obliquité du feuilletage par rapport aux limites des bancs, ce qui est l'indice d'une véritable schistosité. Ceci s'observe notamment dans un régime d'aplatissement combiné avec un *fort cisaillement parallèle aux couches,* puisqu'alors l'axe X de l'ellipsoïde de déformation tend à se paralléliser avec la surface de cisaillement (fig. B-1). Cela peut également se produire dans les flancs de plis qui ont été très aplatis (plis isoclinaux).

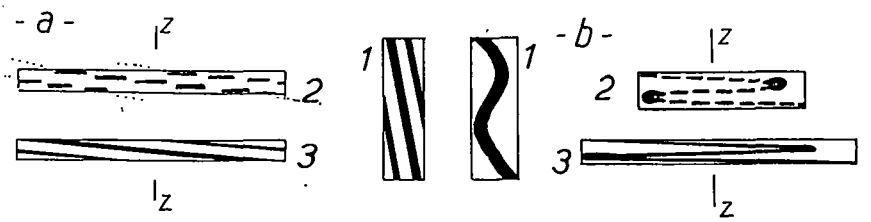



Fig. D-9. — *Transposition.*

*a)* Strates transposées par basculement sans plissement : 1=état initial (ici strates initialement très peu obliques à Z, vertical) ; 2 = Étirement discontinu (boudinage) accompagnant le basculement par aplatissement ; 3 = Basculement avec étirement continu. Les strates sont, dans tous les cas et quelle qu'ait été leur attitude initiale, réorientées dans les plans de schistosité.

*b)* Strates transposées avec aplatissement de plis antérieurement ébauchés, dessinant des « plis intrafoliaux » (voir fig. E-11) : 1 = état initial ; 2 = rupture du banc en boudins et isolement des charnières en « rods » ; 3 = plis très isoclinaux étirés, à charnières très distantes.

2. Une telle disposition devient systématique dans le cas de la foliation et y correspond au phénomène appelé ***transposition*** (fig. D-9). Il est dû à ce que l'intensité de l'aplatissement est ici telle que, avec ou sans cisaillement, et qu'intervienne un plissement ou non, les strates sont basculées jusqu'à se disposer pratiquement dans le plan d'aplatissement. Le litage est donc ici d'origine stratigraphique mais son allure calme est fallacieuse puisqu'elle est l'effet d'une déformation intense. Il s'accompagne en fait souvent de la formation de ***plis intrafoliaux*** fort serrés, dont les charnières, parfois isolées en *baguettes* (voir chap. E 2), s'observent de place en place si on les cherche avec assez de persévérance.

— ***Litage tectonique*** : dans certains cas il se forme de fausses strates, individualisées par une différenciation lithologique et dont les limites sont plus ou moins franches ; elles n'ont aucun rapport avec l'ancien litage stratigraphique, devenu plus ou moins invisible. Ceci peut résulter de différents processus de réagencement anisotrope des hétérogénéités minéralogiques de la roche, qui sont (fig. D-10) :

1. *L'aplatissement* intense de corps isolés tels que galets, oolites, fossiles.

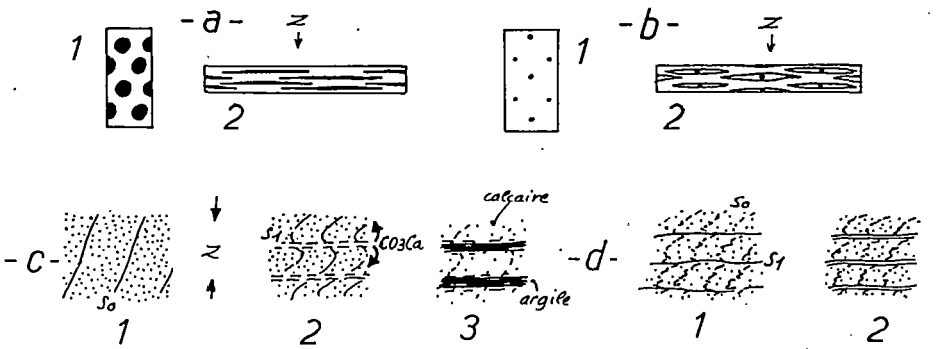



Fig. D-10. — *Litage tectonique.*

Diverses origines possibles (1 = état initial, 2 = état final) :

*a) Aplatissement mécanique* (à partir des galets d'un conglomérat, par exemple).

*b) « Nourrissage »* par cristallisation en « pressure-shadows », à partir de grains (dans un grès par exemple).

*c) Différenciation chimique* par dissolution sur les plans de schistosité de crénulation et enrichissement des microlithons voisins : une marne se transforme en une alternance de lits plus argileux et plus calcaires.

*d) Remplissage de fentes,* les joints de schistosité s'ouvrent et se remplissent de cristallisations, donnant un faux litage de minces veines parallèles (cas fréquent dans des marnes très calcaires).

2. *Le nourrissage* des grains, par exemple des gros cristaux d'une roche plutonique, par le phénomène des houppes de cristallisation.

3. *Le nourrissage et la dissolution alternés :* les microlithons « absorbent » les substances qui sont dissoutes le long des surfaces de schistosité : ce phénomène se produit surtout dans la schistosité de crénulation, où la déformation interne des microlithons favorise l'ouverture d'espaces accueillant les cristallisations. Par ce processus un calcaire argileux homogène peut se transformer en une alternance de lits plus calcaires, correspondant à des microlithons, et de zones plus argileuses les séparant.

4. *Le remplissage de fentes* par des cristallisations : il n'est pas rare que cela se produise aux dépens d'une schistosité, par l'effet d'une fracturation hydraulique postérieure à sa formation.

## D 2 — Autres types de microstructuration

On examinera ici les structures microtectoniques qui sont plus complexes que de simples surfaces de discontinuités.

### a) Microplis

Ces microstructures, bien que fort importantes, ne sont signalées ici que pour mémoire car elles ne diffèrent en rien, sauf par la taille, des autres plis (voir chap. E). Leur emploi dans l'analyse structurale régionale est en outre envisagé au chap. H1.

## b) Linéations

### ■ Aspects généraux

On appelle ainsi des lignes réellement tracées sur la roche ou des alignements de particules allongées, de taille et de nature diverses. On qualifie de ***linéations minérales,*** celles qui correspondent à des alignements de cristaux. On observe les linéations dans la masse même de la roche mais aussi, plus souvent, sur des surfaces de discontinuités dans lesquelles elles sont inscrites, qu'il s'agisse (selon les cas) de surfaces de strates, de failles ou de schistosités.

L'inventaire et la mesure des linéations sont des opérations microtectoniques classiques et fondamentales. Leur traitement se fait par report sur canevas de projection stéréographique (voir chap. A 2). Ces opérations, ainsi que l'interprétation de leur résultat impliquent cependant d'avoir bien su distinguer, parmi les linéations observées, les différents types dont la signification est très différente.

D'une façon très générale ces lignes sont produites par le déplacement de matière lié à la déformation. On les classe donc en se référant à un système ***d'axes cinématiques*** caractérisant ce déplacement (fig. D-11*a*). Dans ce système l'***axe a*** est la direction de transport et l'***axe b*** celui des lignes non pivotées par les déformations cisaillantes éventuellement liées au transport.

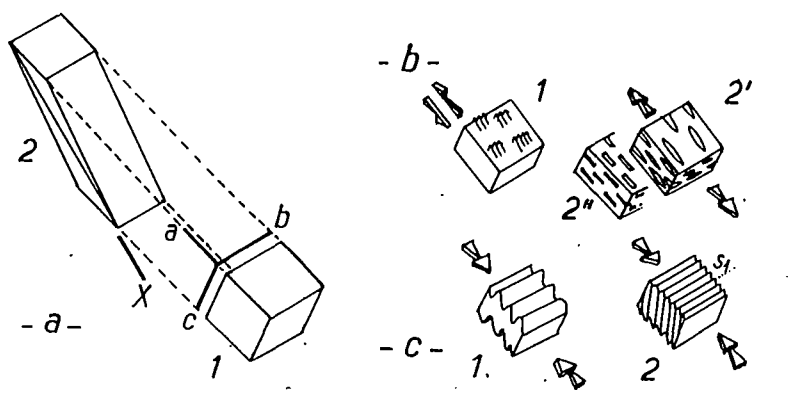



Fig. D-11. – *Linéations.*

*a) Axes cinématiques* (cas d'un déplacement, de 1 en 2, accompagné de cisaillement simple) : a = axe de mouvement ; b = axe des lignes non déformées ; c = axe perpendiculaire au plan ab. L'axe d'allongement, X, est distinct de a mais s'en rapproche d'autant plus que le cisaillement est plus intense.

*b) Linéations de mouvement :* 1 = linéation de friction (axe a) ; 2 = linéation d'allongement (axe X), soit par étirement (2') soit par cristaux allongés (« linéation minérale », 2") : c'est le longrain de la schistosité.

*c) Linéations d'intersections :* 1 = crénulation par microplis (intersection de So par les plans axiaux de ces derniers) ; 2 = intersection de So par S1 (avec ou sans décalage de So suivant le cas).

### ■ Grandes catégories

Deux catégories doivent être distinguées dans cette base :

– **Les *linéations de mouvement***: elles sont proches de l'axe a et sont, pour cette raison appelées *linéations d'axe a* (fig. D-11*b*).

1. En toute rigueur seules le sont vraiment les ***stries de friction.***

2. La plupart des autres sont des ***linéations d'étirement,*** orientées selon l'axe X, qui se rapproche d'autant plus de l'axe a que l'étirement est plus intense (fig. D-11*a*) : pour plus de rigueur on les note parfois « linéations X ». Entrent dans ce cas les alignements d'objets déformés mécaniquement, de houppes de cristallisations et de cristaux allongés. Certains axes de plis (plis en fourreaux : voir chap. E 2) sont aussi à classer dans les linéations d'axe a.

— Les ***linéations d'intersection*** : ce sont des lignes qui résultent du recoupement d'une surface préexistante par une surface de discontinuité nouvelle (schistosité) ou par une surface virtuelle d'aplatissement (plan axial d'un pli). Aussi sont-elles plutôt perpendiculaires aux axes a et peuvent-elles être nommées *linéations d'axe b* (fig. D-11*c*).

1. Les linéations dues à un fin microplissement d'une surface de strate ou de schistosité sont des ***crénulations.***

2. Les linéations d'intersection entre surface de strate et de schistosité sont notées S1.S0 ; celles entre plusieurs schistosités sont notées S1.S2, S2.S3, etc.

3. Bien qu'il ne soit pas coutume de les ranger dans les linéations, parce qu'elles ne résultent pas de déformations assez pénétratives, on peut également mesurer et utiliser les lignes d'intersection entre strates d'une part et fentes et joints d'autre part. Les premières sont plutôt assimilables à des linéations a, les secondes ne sont proches ni de a ni de b.

### c) Roches affectées d'une intense microstructuration

Le terme de ***tectonite*** englobe toutes les roches déformées mais s'emploie surtout quand la déformation y est intense. C'est le cas des roches que l'on rencontre le long de certaines zones particulièrement déformées, souvent qualifiées de ***couloirs de déformation,*** notamment le long de surfaces de failles ou de charriage, ou dans leurs prolongements (zones de cisaillement ductile).

## ■ Textures dues à la déformation

Lorsque la déformation atteint un certain degré d'intensité la texture originelle, qu'elle soit d'origine sédimentaire, volcanique ou plutonique, tend à faire place à une texture nouvelle, d'origine tectonique. A l'échelle des grains, notamment des cristaux, les caractéristiques d'agencement et notamment d'orientation préférentielle constituent la ***fabrique*** de la roche ; dans les tectonites celle-ci est souvent ***planaire,*** par développement d'une schistosité, ***linéaire,*** par étirement, ou plus complexe par superposition d'effets de déformations (par exemple schistosité et fracturation).

Si la texture d'origine tectonique masque complètement celle de la roche initiale on obtient une tectonite au sens le plus strict, que l'on ne peut dénommer qu'en se basant précisément sur sa texture.

## ■ Variétés de roches très déformées

Les anciens auteurs rangeaient globalement toutes ces roches sous les vocables de « roches broyées » ou de « mylonites ». Actuellement on en distingue plusieurs types, entre lesquels il n'y a d'ailleurs pas de limites tranchées.

— Les ***kakirites*** : ce sont les ***brèches tectoniques.*** Elles sont constituées par la juxtaposition de fragments anguleux, non déformés et souvent mal ou pas cimentés. Souvent assez hétérogènes dans le détail ces roches sont néanmoins à peu près isotropes.

1. *Leur formation* a lieu sous des conditions de température et de pression de confinement modestes, souvent voisines de celles de la surface, de sorte que le processus essentiel est celui de la fracturation, le cas échéant par rupture fragile. La cohésion des kakirites est parfois améliorée par un ciment de cristallisations, souvent calciteuses, formé par la percolation de solutions à travers la brèche.

2. *Les* ***cargneules*** (du suisse Cornieule) sont à ranger dans ce type de tectonites car il s'agit de brèches principalement formées de fragments de dolomie cimentés par de la calcite. Accessoirement ces roches deviennent caverneuses à la suite de la dissolution des fragments sous l'action des eaux séléniteuses (ayant du $SO^4$ Ca en solution) émises par les gypses dont on trouve toujours trace à leur voisinage.

La bréchification des cargneules a d'abord été considérée comme une fracturation en compression, par broyage, car ces roches sont souvent associées à des surfaces de friction, notamment aux surfaces de charriage des nappes (voir chap. F 2). En fait la disposition des fragments indique souvent sans ambiguïté qu'ils ont été séparés par une fracturation extensive, que l'on attribue à un éclatement par fracturation hydraulique. En effet, les zones de cargneules paraissent dériver systématiquement de niveaux stratigraphiques où voisinaient originellement dolomies et gypses (c'est là une association courante). La transformation du gypse en anhydrite, sous l'effet de la charge lithostatique et de la température en profondeur et, éventuellement, sous l'effet des compressions tectoniques explique aisément l'émission d'eau responsable de la surpression fluide nécessaire.

— Les ***cataclasites*** : ces roches, à la différence des précédentes, se caractérisent par une fragmentation pénétrative, un broyage fin, surtout visible au microscope, parfois jusqu'à l'intérieur des cristaux. Elles sont donc, en définitive, de texture isotrope et souvent très cohérentes car bien cimentées par une matrice de poudre de roche qui se consolide aisément.

1. *Variétés :* selon l'importance de cette matrice on peut distinguer les variétés suivantes :

- avec moins de 50 % de matrice entre des fragments grossiers il s'agit d'une *protocataclasite.*
- si la matrice occupe plus de 90 % de la roche c'est une *ultracataclasite.*

2. *Formation :* la finesse du broyage affectant ces roches indique qu'elles se sont formées dans des conditions où la roche initiale était compétente mais qu'elles ont subi des efforts violents et prolongés, à la façon d'un concassage. Ceci se produit dans des zones de cisaillement importantes, notamment le long de mégafractures.

— Les ***mylonites*** : dans son sens restreint, actuel, ce terme désigne des roches qui se caractérisent par leur texture anisotrope due à une fragmentation en feuillets peu déformés séparés par des joints schisteux plus ou moins épais. Ces roches résultent donc d'une déformation à la fois cassante et ductile, qui est obtenue de façon locale aux dépens de roches plutôt compétentes. Cela se produit entre des lèvres de failles ou le long de zones de cisaillement à limites plus floues, qui sont les ***failles ductiles.***

1. *Texture :* en plus de leur texture essentiellement planaire elles montrent souvent un étirement qui indique la direction du mouvement de l'accident qu'elles soulignent.

Il est fréquent que les mylonites soient, en outre, hachées de microfailles secondaires d'espacement décimétrique à millimétrique ; ces dernières recoupent les feuillets en les tordant en crochons, ce qui aboutit à un dessin sigmoïde de ces feuillets. C'est ce que l'on appelle la ***texture S/C,*** S désignant la schistosité et C les plans de cisaillement de la fracturation secondaire (fig. C-1 et C-21). Sa géométrie est régie par le schéma du système de Riedel, les plans C (qui correspondent à des Riedels R) recoupant idéalement la schistosité à 60°.

2. *Variétés :*

- On distingue, comme dans les cataclasites, deux variétés, en fonction de la proportion de matrice schisteuse séparant les feuillets : Les *protomylonites* en contiennent moins de 50 %, tandis que les *ultramylonites* en montrent plus de 90 %.
- Le terme de ***phyllomylonite,*** ou *phyllonite* est souvent employé pour désigner des mylonites à feuilletage fin mais très apparent. Dans les roches calcaréo-argileuses le feuilletage est, en particulier, souligné par l'alternance millimétrique à centimétrique de joints argileux noirs et de feuillets clairs, enrichis en calcite (par le phénomène du nourrissage, en régime de dissolution-cristallisation).
- Les ***blastomylonites*** se caractérisent par le fait que les fragments y sont parfois difficilement reconnaissables comme tels, car inclus dans des cristaux néoformés ; ceux-ci sont eux-mêmes englobés dans une roche métamorphique foliée, gneiss ou micaschiste. Dans une telle roche le litage métamorphique résulte fondamentalement de la cataclase et non d'une transposition d'un litage antérieur. Les blastomylonites se forment évidemment dans des conditions de pression et de température élevées. On les rencontre à la périphérie de plutons intrusifs ou, plus souvent, le long de fractures profondes de l'écorce. Elles soulignent notamment les mégafractures plates ou subverticales (voir chap. C-2).

— Les ***pseudotachylites***: ce sont des roches d'aspect corné ou vitreux, qui évoque celui d'une roche volcanique. Elles présentent un grain très fin à répartition très isotrope et sont, pour cette raison très cohérentes : elles correspondent à ce que l'on a longtemps appelé des « mylonites soudées ».

Ces roches résultent d'un broyage intense accompagné d'une sorte de vitrification où l'on peut voir l'effet de la chaleur dégagée par une friction. Elles caractérisent des fractures affectant des roches pauvres en fluides et se forment plutôt sous des pressions de confinement modestes.

# Chapitre E

# PLIS

Tout pli résulte de la torsion d'une surface repère sous l'effet d'une déformation continue hétérogène. Toutefois une telle déformation peut intervenir sans se manifester par des plis si la roche, dans le secteur considéré, ne contient aucune surface repère susceptible d'en porter témoignage (cas des roches « massives »). D'autre part, il ne se formera pas de pli, non plus, si l'hétérogénéité de la déformation se manifeste seulement à l'intérieur de plans parallèles aux surfaces repères, et non obliquement sur elles.

## E 1 — Analyse géométrique des plis

### a) Éléments descriptifs

La description d'un pli suppose d'avoir observé et, autant que possible, mesuré un certain nombre d'éléments qui en définissent l'aspect (fig. E-1).

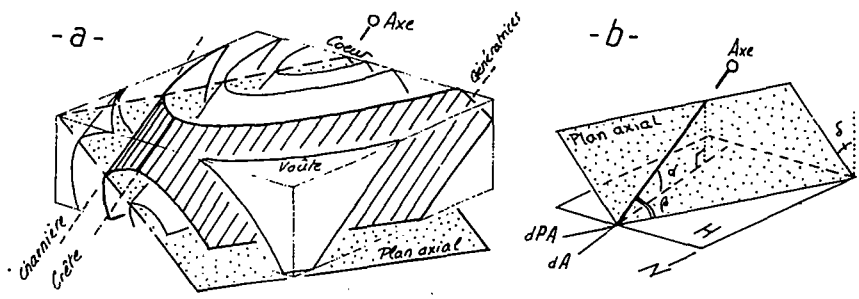



Fig. E-1. — *Éléments descriptifs d'un pli.*

*a) Forme des surfaces repères* : le pli représenté est cylindrique car la surface hachurée porte des génératrices parallèles.

*b) Rapport entre axe et plan axial* : dPA = direction du plan axial ; dA = direction d'axe ; $\alpha$ = plongement axial ; $\beta$ = pitch axial dans le plan axial ; $\delta$ = déversement (écart par rapport au plan vertical). Observer que l'écart entre les azimuts de dA et de dPA s'accroît avec le déversement et le plongement axial.

On appelle ***flancs*** *(= Limbs)* les secteurs les moins incurvés de la surface repère et ***charnière*** *(= Hinge)* sa zone d'inflexion maximale.

■ Lignes remarquables

— On qualifie de ***ligne de crête*** *(= Crestal line)* la ligne correspondant à la culmination de la surface repère considérée : elle ne se confond en général pas avec la charnière.

— Dans un pli idéalement réglé (« cylindrique » voir fig. E-4)) il y a une direction unique suivant laquelle on peut tracer des lignes droites sur la surface repère plissée : celles-ci sont les ***génératrices,*** qui sont parallèles à l'axe d'enroulement de la charnière, ou ***axe du pli.*** L'inclinaison de l'axe est le ***plongement axial*** *(= Axial plunge)* du pli ; dans les plis complexes il varie souvent, d'une part d'un point à l'autre de la charnière, d'autre part d'une surface repère à l'autre.

— **La mesure de l'axe du pli** est un élément fondamental pour la description de la disposition du pli dans l'espace. Elle ne peut en général pas se pratiquer directement, en utilisant le tracé de la charnière, parce que ce dernier est trop flou, sauf si la charnière est très aiguë. On l'obtient plus généralement par *construction stéréographique,* à partir de mesures de pendage sur les flancs. Il est souhaitable de les pratiquer sur la même surface repère, mais on est souvent contraint d'utiliser deux surfaces décalées, que l'on espère homothétiques. En principe une seule mesure sur chaque flanc suffit mais leur multiplication est utile pour contrebalancer les causes d'erreurs.

### ■ Surfaces remarquables

— La ***surfaxe axiale,*** souvent dénommée abusivement « plan axial » *(= Axial plane)*, est le lieu géométrique contenant toutes les charnières des différentes surfaces plissées ensemble ; en fait ce peut parfaitement être une surface courbe, voire sinueuse. Son écart vis-à-vis de la verticale est le ***déversement*** *(= Overturning)* du pli.

Il est important de ne pas confondre l'*azimut du plan axial* et celui de l'axe : l'écart entre ces deux valeurs est en effet d'autant plus fort que le déversement et le plongement sont eux-mêmes plus accentués (fig. E-1*b*). Dans la majorité des cas l'orientation du plan axial est celle du plan XY, perpendiculaire au raccourcissement qu'exprime le plissement, mais l'orientation de l'axe peut être quelconque par rapport à X et Y (voir plus loin).

— Les deux surfaces qui limitent une strate plissée sont qualifiées d'***extrados,*** pour le côté convexe, et d'***intrados*** pour le côté concave ; en ce qui concerne l'ensemble du volume plissé on oppose le ***cœur*** à la ***voûte*** du pli.

### ■ Taille des plis

La taille du pli peut se caractériser par la longueur de son axe, la longueur d'onde du pli et son amplitude verticale (ou « flèche »). En gros ces trois paramètres varient en même temps et l'on peut qualifier les plis, en fonction de leur ordre de grandeur, de *plis régionaux,* plurikilométriques, de *plis locaux,* kilométriques à hectométriques, et de ***microplis,*** décamétriques à centimétriques (en moyenne centimétriques). Les plis observables au microscope sont dits *microscopiques* et ceux visibles à l'œil nu, à l'échelle de grands affleurements, sont ***mésoscopiques.***

## b) Forme des plis

On classe les plis selon plusieurs critères de forme :

## ■ Polarité des courbures

On distingue fondamentalement (fig. E-2*a*) les plis en creux ou ***synformes*** des plis en bosse, ou ***antiformes.*** Cette terminologie peut s'appliquer à toutes sortes de surfaces repères. Si ces dernières correspondent à des strates dont on connaît l'âge relatif on attribue le nom d'***anticlinal*** aux plis où les terrains les plus anciens sont au cœur et celui de ***synclinal*** à ceux dont le cœur est au contraire plus récent. Cette distinction peut s'appliquer aux plis d'axes verticaux, ce qui n'est pas le cas de la précédente.

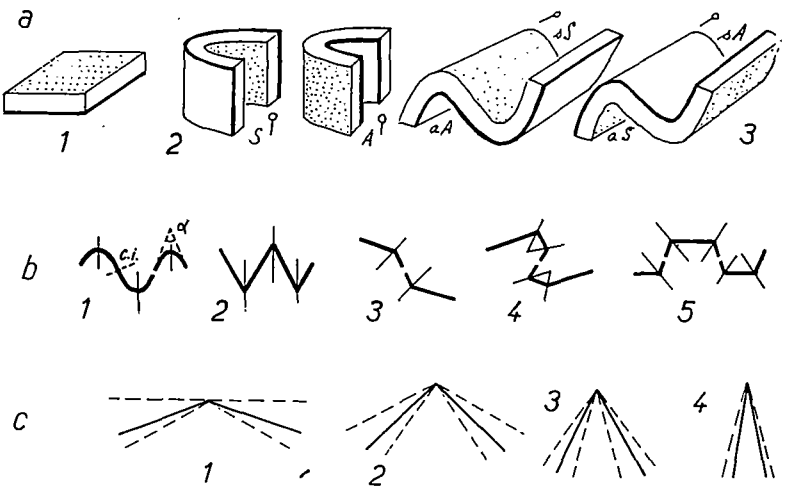



Fig. E-2. — *Types essentiels de forme de plis.*

*a) Types fondamentaux :* couche avec polarité stratigraphique repérée (le trait gras indique la base) ; 1 = en position initiale ; 2 = synclinal (S) et anticlinal (A), à axes verticaux ; 3 = plis sur série à l'endroit (aA = antiforme anticlinale ; sS = synforme synclinale) et sur série à l'envers (aS = antiforme synclinale, sA = synforme anticlinale).

*b) Rapports flancs/charnières :* 1 = plis sinueux (partie plane des flancs réduite à un changement d'inflexion : c.i.); α est l'angle entre flancs ; 2 = plis anguleux ; 3 = deux monoclinaux successifs, de concavités opposées ; 4 = antiforme et synforme, l'une et l'autre à deux charnières ; 5 = plis coffrés, antiforme et synforme.

*c) Ouverture des plis ;* en trait gras : valeur de l'angle entre flancs ; en tiretés : valeurs limites pour les qualificatifs suivants : 1 = plis très ouverts, entre 180 et 120° ; 2 = plis ouverts, entre 120 et 70° ; 3 = plis aigus, entre 70 et 30° ; 4 = plis fermés, entre 30 et 0°.

Si les plis affectent des couches qui sont en série renversée on pourra désigner comme « antiformes synclinales » les synclinaux et comme « synformes anticlinales » les anticlinaux, que cela résulte d'un renversement de plis antérieurement formés ou du plissement d'une succession antérieurement renversée.

## ■ Degré de courbure des surfaces repères

On le considère à divers points de vue :

— ***Ouverture du pli :*** c'est l'angle que font, entre elles, les portions les plus

divergentes des flancs. La nomenclature (fig. E-2*c*) est fondée sur la valeur de cet angle.

— **Enchaînements des flancs et des charnières** (fig. E-2*b*) : le pli est dit plus ou moins sinueux ou anguleux selon la longueur des portions rectilignes des flancs, entre les zones incurvées des charnières.

1. Un pli parfaitement sinueux ne possède pas de flancs plats, mais seulement un ***point d'inflexion*** séparant deux charnières successives, de courbures opposées.

2. Lorsque des plis complètement fermés possèdent des flancs assez longs ces derniers sont plats et parallèles et le plissement est dit ***isoclinal.***

3. Le pli est dit ***monoclinal*** lorsqu'il n'y a pas d'inversion du *sens du pendage*, de part et d'autre de la charnière. Deux monoclinaux successifs et de sens d'inflexion opposés constituent une ***flexure monoclinale.***

4. Lorsque deux charnières successives ont le même *sens d'inflexion* on considère en général qu'elles font partie d'un pli unique « à deux charnières » : le cas le plus connu et le plus commun est celui des ***plis coffrés*** (= *Box-folds*), antiformes ou synformes.

— **Courbures des intrados et extrados** : la comparaison des courbures de deux surfaces repères successives, notamment des intrados et extrados des strates permet de caractériser des géométries différentes, qui sont significatives en ce qui concerne le mode de déformation (voir plus loin).

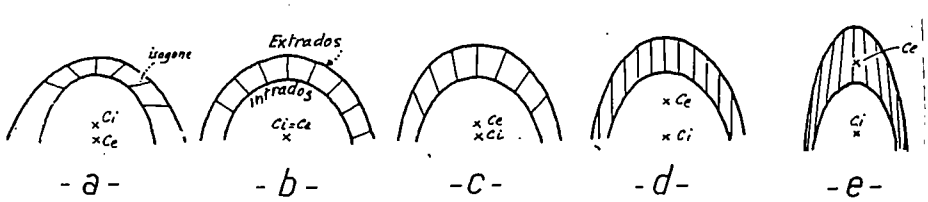



Fig. E-3. — *Comparaison entre les courbures de surfaces repères successives.*
Les cinq classes de plis peuvent être caractérisées par la position relative du centre de courbure de l'intrados (Ci) et de celui de l'extrados (Ce) de la charnière. On les définit en considérant la disposition des lignes, dites *isogones,* qui joignent les points possédant le même pendage respectivement à l'intrados et à l'extrados. La classe 1 possède des isogones divergentes alors qu'elles sont parallèles dans la classe 2 et convergentes vers l'extrados dans la classe 3.

*a)* Classe 1A = plis à charnière plus mince que les flancs.

*b)* Classe 1B = plis isopaques (où l'épaisseur, mesurée perpendiculairement aux surfaces limites, reste constante). Ce sont les *plis concentriques,* ainsi appelés parce que Ci est confondu avec Ce.

*c)* Classe 1C = plis à charnière plus épaisse que les flancs mais dont l'intrados est plus fermé que l'extrados.

*d)* Classe 2 = *plis semblables,* ainsi appelés parce que les courbures des deux surfaces sont identiques (de sorte que l'une se déduit de l'autre par une translation parallèle au plan axial). Les flancs sont plus minces que la charnière.

*e)* Classe 3 = plis à extrados plus fermé que l'intrados : les flancs sont beaucoup plus minces que la charnière.

A partir des différences de courbure de ces surfaces on range les charnières de plis en 5 classes (fig. E-3), parmi lesquelles les plus remarquables (qui servent de bases fondamentales de comparaison) sont les ***plis concentriques,*** dits aussi « ***isopaques*** » *(= Concentric folds)*, et les ***plis semblables*** *(= Similar folds).*

La notion de classe s'applique seulement au couple de surfaces considéré (c'est-à-dire le plus souvent au pli formé par un seul banc). La classe de la charnière peut donc changer, d'une surface repère à l'autre, dans un même pli ; ce dernier ne saurait donc, en toute rigueur, être caractérisé globalement, par attribution à l'une des cinq classes, que s'il est formé de bancs qui ont eu un comportement mécanique identique.

## ■ Symétrie

On a coutume de l'analyser de deux façons :

— **Symétrie en trois dimensions** (fig. E-4*a*) :

1. On qualifie de ***cylindriques*** les plis dont axe et génératrices sont des droites parallèles, de ***coniques*** ceux dont les génératrices sont des droites convergeant en un point de l'axe et de *quelconques* ceux à axes courbes.

2. On dit aussi qu'un pli a une symétrie *orthorhombique* s'il admet deux plans de symétrie orthogonaux et trois axes également orthogonaux, notés A B et C (où B correspond à l'axe d'enroulement du pli et AB au plan axial). La symétrie est *monoclinique* lorsqu'il n'existe qu'un plan de symétrie AC (perpendiculaire à l'axe B d'enroulement) ; elle est *triclinique* s'il n'y a aucun plan de symétrie (cas des plis coniques notamment).

— **Symétrie en coupe** (fig. E-4*b-c*) : la dissymétrie par rapport au plan axial se traduit en général surtout par une différence de longueur des flancs opposés, ce qui conduit à distinguer des ***flancs courts*** et des ***flancs longs.***

Un pli peut être dissymétrique tout en ayant un plan axial vertical (fig. E-4*b*2) ; toutefois il est plus fréquent que la dissymétrie résulte d'un cisaillement, ce qui entraîne un ***déversement*** du plan axial du côté du flanc court. La terminologie relative au degré de déversement prend en compte, outre l'inclinaison du plan axial, le sens du pendage du flanc court (fig. E-4*c*).

## ■ Forme longitudinale

— **Disparition des plis :** Tout pli, quelle que soit sa taille, s'amorce et disparaît par des extrêmités coniques. Il est important, dans la pratique, de ne pas confondre l'***ennoyage,*** qui est l'enfoncement, sous la surface topographique, du repère stratigraphique qui dessine le pli, avec les véritables terminaisons (fig. E- 5*b*). Dans les deux cas, les pendages, à une altitude donnée, ont une disposition dite ***périclinale*** parce que leur azimut pivote de proche en proche, dessinant ainsi l'enroulement de la strate. Par contre leur report sur canevas montre que le pli est cylindrique, et non conique, lorsqu'il s'agit d'un ennoyage.

— **Les variations de l'inclinaison axiale,** au sein d'un même pli, créent des ***culminations*** et des ***ensellements,*** selon qu'elles sont en bosse ou en creux (fig. E-5*a*1). Il y a ***relai de plis*** lorsque la disparition d'un pli correspond avec la naissance d'un autre, d'axe décalé. Les plis dont la longueur axiale n'excède que peu la longueur d'onde sont soit des ***brachyanticlinaux*** (ou « Dômes structuraux »), soit des ***brachysynclinaux*** (ou « cuvettes structurales »).

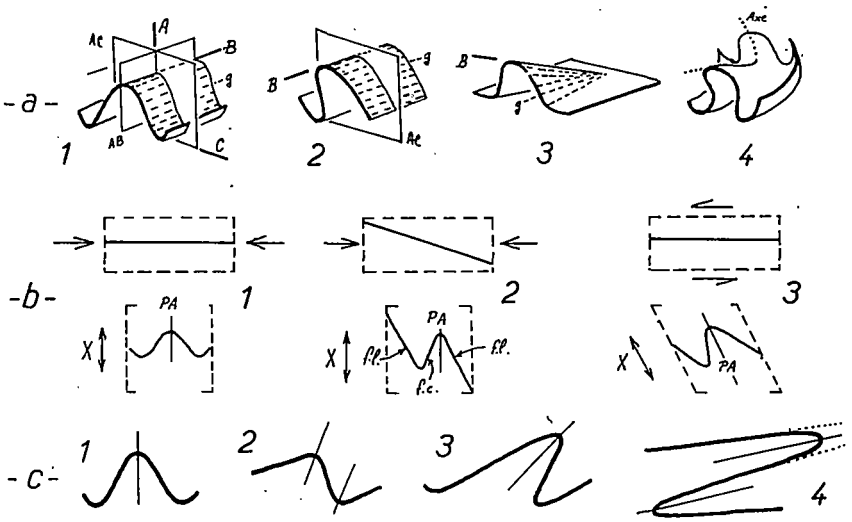



Fig. E-4. — *Symétrie des plis.*

*a) Symétrie en trois dimensions :* 1 = pli à symétrie orthorhombique (pli droit) ; 2 = pli à symétrie monoclinique (avec flanc court et flanc long) ; 3 = pli à symétrie triclinique (conique) ; 4 = pli à géométrie irrégulière (axe courbe et surface axiale gauche). 1 et 2 sont des plis cylindriques, à génératrices parallèles. A, B, C sont les axes de symétrie et B est l'axe d'enroulement, communément appelé « axe du pli » ; AB est le plan axial.

*b) Symétrie en coupe :* différence entre dissymétrie avec et sans déversement (en haut état initial ; en bas, après raccourcissement). X = axe d'allongement. PA = plan axial.

1 = pli symétrique : serrage dans le plan de la strate ; pas de déversement. 2 = pli dissymétrique : serrage oblique au plan de la strate (originellement inclinée) : f.l. = flanc long ; f.c. = flanc court ; pas de déversement. 3 = pli déversé. Cisaillement et inclinaison du plan axial ; pli dissymétrique.

*c) Degré de déversement :* nomenclature (le trait fin matérialise les plans axiaux).

1 = pli droit (= upright) ; 2 = pli déjeté (= inclined), ici « en genou » (à longs flancs plats) ; 3 = pli déversé (= overturned), caractérisé par le renversement du flanc court ; 4 = pli couché (= recumbent), ici avec tendance à la parallélisation des deux flancs avec le plan axial (cas fréquent).

— **La cause du plongement axial** peut être recherchée dans deux directions différentes :

1. Dans beaucoup de cas il s'agit d'une variation longitudinale de l'amplitude du pli, notamment dans un relai, où les amplitudes des deux plis se compensent mutuellement, et dans certains modes particuliers de plissement (voir chap. E2).

2. Dans un certain nombre d'autres cas le plongement résulte seulement de l'intersection du plan axial avec une surface préalablement inclinée (fig. E-6), soit que cela découle d'une inclinaison d'origine sédimentaire (litages obliques ou lits basculés durant la sédimentation), soit que ce soit l'effet d'un plissement antérieur (fig. E-5*c*) (voir chap. H1).

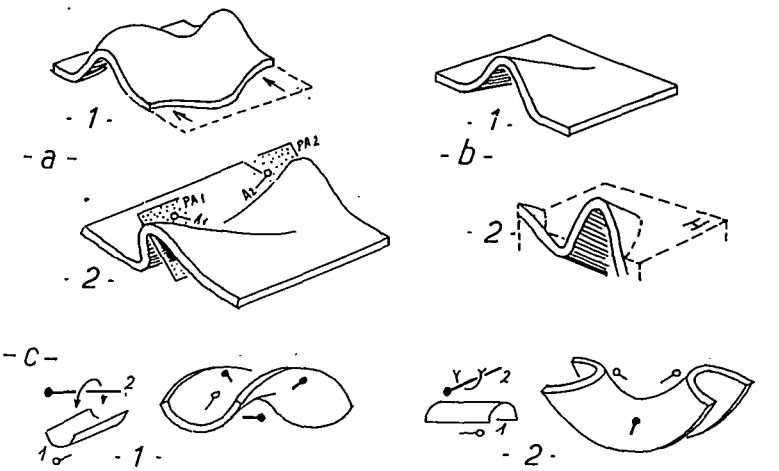



Fig. E-5. — *Causes de plongement axial.*

*a) Culminations et relais :* 1 = Culminations et ensellement sur une voûte antiforme ; 2 = relai entre deux antiformes déversés (les plans axiaux PA 1 et PA 2 ne se prolongent pas l'un l'autre).

*b) Structures périclinales :* 1 = terminaison conique d'une antiforme ; 2 = ennoiement d'une antiforme cylindrique, sous la surface horizontale (H).

*c) Basculements posthumes :* 1 = synforme (axe 1) reployée par une antiforme transverse (axe 2) ; 2 = synforme (axe 2) reployant une antiforme transverse (axe 1). Noter la variabilité des valeurs des plongements axiaux tant sur les axes 1 (ronds blancs) que sur les axes 2 (ronds noirs). Noter les similitudes d'aspect entre 1 et 2 malgré une chronologie inverse.

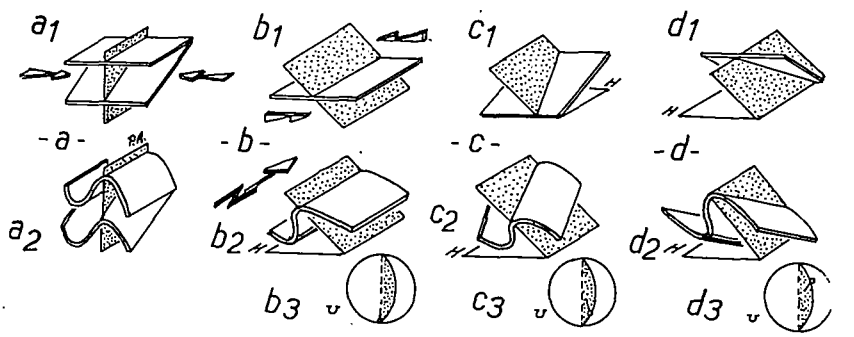



Fig. E-6. — *Plongements d'axes dus à un pendage initial de la surface repère.*

En grisé les plans axiaux ; 1 = état initial ; 2 = état après plissement ; 3 = diagrammes sur canevas de Wulff (*cf.* fig. A-3) montrant la position de l'axe dans le plan axial.

*a) Cas de litages obliques :* les axes peuvent avoir un plongement variable selon les lits, mais sont contenus dans un même plan axial (ici vertical).

*b) Couches horizontales :* l'axe est horizontal (cas idéal fréquemment approché).

*c* et *d) Couches initialement inclinées :* si le plan axial est déversé, son obliquité peut donner des plongements diamétralement opposés, vers le S en *c,* et vers le Nord en *d,* mais l'axe est contenu dans le même plan (voir les diagrammes).

# E 2 — Processus du plissement

## a) Modes de plissement

Il y a deux modes fondamentalement différents de plissement, la flexion et le glissement. L'intervention de l'un ou de l'autre est fonction de la compétence des roches concernées et du rôle joué, de ce fait, par les strates. Mais ils comportent plusieurs variantes et peuvent se combiner l'un avec l'autre.

■ Plissement par ***flexion*** *(= Flexural folding)*

Ce mode de plissement est celui des roches compétentes ; les strates jouent un rôle actif et induisent le plissement en se cintrant (phénomène du « flambage » des mécaniciens).

— **Caractéristiques fondamentales** : il n'y a pas de déplacement relatif des grains à l'intérieur des plaques en cours de cintrage et ces dernières *conservent donc leurs dimensions initiales.* En particulier l'épaisseur entre deux surfaces successives ne varie pas, de sorte que le pli est *isopaque* (fig. E-7 et E-3*b*), avec des surfaces *concentriques.* Il en résulte que le rayon de courbure des surfaces successives diminue vers le cœur du pli et que, pour un banc donné, l'intrados est plus court que l'extrados. Cette différence de longueur est en fait compensée, sur l'ensemble des plis, par le fait que, d'un pli au suivant, l'intrados devient extrados, et réciproquement. Mais elle impose, au niveau de chaque pli une certaine déformation des strates.

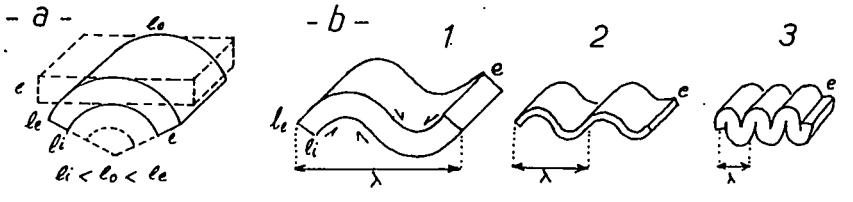



Fig. E-7. — *Plissement par flexion.*

*a) Aspects géométriques majeurs de la déformation d'une plaque rocheuse :* lo = longueur initiale ; e = épaisseur ; le = longueur finale à l'extrados ; li = longueur finale à l'intrados. Noter la réduction du rayon de courbure des surfaces en allant vers le cœur du pli.

*b) Longueur d'onde* $\lambda$ (déformation d'une strate isolée)

— 1 = strate épaisse, à forte longueur d'onde.

— 2 = strate fine, à faible longueur d'onde. La relation entre $\lambda$ et e s'écrit $\lambda = 2e^3.k$, où k est un coefficient dépendant du contraste de viscosité entre les couches.

— 3 = pli complètement fermé ; sa longueur d'onde correspond à la valeur minimale permise par l'épaisseur de la strate : $\lambda = 2e$.

— **Variantes de détail** : différents processus naturels interviennent pour répondre à cette obligation géométrique (fig. E-8). Ce sont :

1. ***La déformation de charnière*** *(= Tangential-longitudinal strain).* Les charnières supportent toute la déformation. A l'intrados il y a raccourcissement par

dissolution, par microfailles inverses ou même par microplissement ; à l'extrados il y a extension, par ouverture de fentes parallèles à l'axe du pli, voire, dans les cas extrêmes, rupture complète de la charnière (fig. E-8$a_2$).

2. *La **déformation des flancs** (= Flexural flow).* Le banc est cisaillé parallèlement à ses surfaces limites, par déplacement relatif de l'extrados vers la charnière. Le cisaillement se traduit souvent par une déformation continue, imperceptible. Il peut aussi induire la formation de discontinuités, fentes d'extension ou microfractures cisaillantes (fig. E-8*b*, 3 et 4). Ce processus tend à donner des plis anguleux.

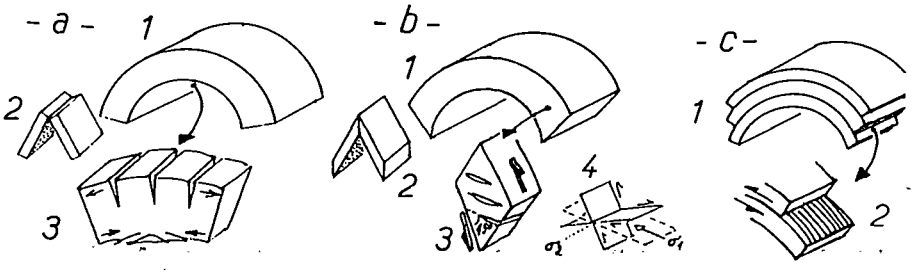



Fig. E-8. — *Modalités du plissement par flexion.*

*a) Déformation de charnière* ; les tranches des bancs, initialement perpendiculaires à ceux-ci, le restent : 1 = pli sinueux ; 2 = pli anguleux ; 3 = fentes d'extension orientées selon l'axe B, à l'extrados, et microfailles inverses à l'intrados du banc.

*b) Déformation de flancs* ; les tranches de bancs, initialement perpendiculaires, sont basculées en biais : 1 = pli sinueux ; 2 = pli anguleux ; 3 = fentes d'extension possibles ; 4 = microfractures conjuguées pouvant apparaître dans les flancs.

*c) Glissements strates sur strates* : 1 = décalage en escalier des tranches de bancs ; 2 = orientation et sens des stries sur les surfaces de bancs.

3. *Le **glissement strates sur strates** (= Flexural slip).* Il peut être considéré, d'une certaine manière, comme une variante du processus précédent : en effet le cisaillement du flanc, au lieu d'intervenir à l'intérieur des strates, se concentre sur les discontinuités constituées par les limites des strates, qui glissent les unes sur les autres. Ce processus est particulièrement favorisé par plusieurs circonstances :

- Une finesse du litage, qui multiplie les surfaces de glissement potentielles : c'est le cas des roches feuilletées (micaschistes, etc.) ou formées de multiples petits bancs successifs.
- Une franche délimitation des bancs, ce qui aide à leur désolidarisation : cela se rencontre souvent dans les calcaires et dolomies litées des dépôts de plate-forme.
- Une séparation des bancs par des lits ou des feuillets intercalaires incompétents, qui jouent alors le rôle d'un film lubrifiant. C'est le cas des phyllites des micaschistes mais aussi celui des lits argileux qui alternent souvent avec les lits calcaires ou gréseux dans diverses formations.

— **La longueur d'onde** des plis de flexion est déterminée d'une part par l'épaisseur de la strate et d'autre part par son contraste de compétence vis-à-vis des strates qui l'encadrent (fig. E-7).

1. La longueur d'onde la plus courte possible correspond à un pli totalement fermé, ce qui ne peut se produire qu'à la limite entre des niveaux très compétents et très incompétents : un exemple frappant est fourni par le dessin, en coupoles juxtaposées, du toit du socle cristallin dans le massif du Pelvoux ; entre ces coupoles des synclinaux de terrains sédimentaires, très pincés, se prolongent loin vers le bas. Ce type de dessin est souvent qualifié de ***meneaux*** *(= Mullions).*

2. Dans une pile de strates chacune tend à se plisser indépendamment avec sa propre longueur d'onde. Toutefois elle doit, dans la plupart des cas, adapter son plissement à celui des autres strates. De ce fait la forme, en chaque point, d'un pli de flexion résulte d'une lutte d'influence. A ce jeu les strates les plus épaisses ont le rôle prédominant et imposent leur longueur d'onde, les autres strates ne pouvant influer que sur des détails de l'architecture du pli et non sur sa forme générale. Dans une pile assez épaisse le résultat varie souvent suivant le niveau considéré (voir plus loin : « disharmonie de plissement », chap. E3).

— **Les axes de déformation** sont assez souvent disposés de telle sorte que Y (le plus souvent horizontal) corresponde à l'axe B des plis, surtout lorsque ce dernier est peu incliné. Le raccourcissement Z est alors perpendiculaire au plan axial et l'allongement X est perpendiculaire à la charnière et correspond à la flèche de torsion du banc. Il n'y a toutefois que dans les plis droits que X soit vertical.

Lorsque l'axe B du pli est incliné il est en général distinct de Y, sauf si le basculement est tardif, « posthume », par rapport au plissement (voir plus loin fig. H-3). Dans ce type de pli l'inclinaison d'axe par accroissement progressif de la flèche du pli (fig. E-5*a*,l) n'atteint que rarement des valeurs importantes, de sorte que l'écart de l'axe B par rapport à l'axe Y, horizontal en général, reste modeste.

■ Plissement par ***glissement-aplatissement*** *(= Shear folding)* :

Dans ce mode, qui caractérise les roches incompétentes, les strates n'ont qu'un rôle passif, de marqueurs.

— **Caractéristiques fondamentales** : ici le phénomène essentiel est le déplacement relatif des grains, au sein de la roche, par le jeu de glissements plus ou moins importants qui tendent à être parallèles entre eux.

Ce processus suffit à lui seul à produire des plis dès que se manifestent des hétérogénéités dans le glissement (fig. E-9*a*). En fait la déformation est en général de type continu aux échelles courantes d'observation, de sorte qu'il serait plus exact de parler de ***plis d'écoulement.*** Cet écoulement peut d'ailleurs être laminaire, avec des surfaces axiales à peu près parallèles, ou plus ou moins tourbillonnaire, avec des surfaces axiales courbes.

Dans la majorité des cas le fait que ce type de plissement concerne des roches incompétentes a pour corollaire que les efforts tectoniques produisent un aplatissement, créateur de schistosité. Cette schistosité, une fois créée, est utilisée comme surface de glissement, que ce glissement se répartisse à peu près équitablement entre les divers feuillets ou qu'il se concentre aux limites de paquets de feuillets (donc d'une façon plus ou moins discontinue). C'est pourquoi ces plis peuvent alors être appelés des *plis de glissement-aplatissement* ou des ***plis synschisteux.***

1. *Forme idéale des plis* : dans le cas le plus simple, où le taux d'aplatissement ne subit aucune variation d'un point à l'autre, tous les glissements sont parallèles et la schistosité, qu'ils utilisent, l'est aussi ; l'écart, mesuré dans le plan de schistosité, entre deux surfaces repères successives est donc partout le même, et l'on

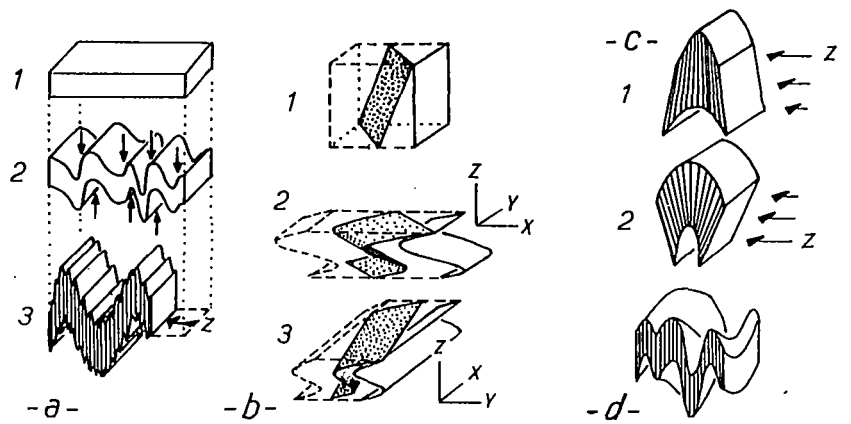



Fig. E-9. — *Plissement par glissement-aplatissement*
(les hachures indiquent la schistosité).

*a)* Cisaillements hétérogènes perpendiculaires à une strate : 1 = état initial ; 2 = plis par glissements simples donnant, à l'échelle de l'observation, des torsions par cisaillement apparemment continu ; 3 = glissement accompagné d'aplatissement (raccourcissement selon Z) : noter la multiplicité des plis « parasites », de second ordre de dimension.

*b)* Plissement d'une surface (en grisé) oblique par rapport aux axes de déformation : 1 = état initial (les arêtes du cube correspondent aux trois directions principales de déformation) ; 2 = étirement plutôt transverse par rapport à l'axe B ; 3 = étirement longitudinal par rapport à l'axe B.

*c)* Écarts par rapport à une forme semblable idéale : 1 = pli se fermant, avec *schistosité convergente*, vers l'extrados ; 2 = pli s'ouvrant, avec *schistosité divergente*, vers l'extrados.

*d)* Variations longitudinales de l'amplitude des plis : culminations, ensellements et relais fréquents.

passe de l'une à l'autre par une translation suivant la direction du glissement : il s'agit donc de ***plis semblables.*** Le plan axial correspond à la surface de schistosité qui passe par les charnières successives : c'est pourquoi la schistosité est alors dite ***plan-axiale.***

Dans beaucoup de cas cependant les choses sont plus nuancées et la forme des plis s'écarte, au moins dans le détail, de celle de plis semblables parfaits (voir, ci-après, « variations de forme »).

2. *Longueur d'onde :* les hétérogénéités du glissement, causes fondamentales de la déformation des surfaces planes en plis, déterminent l'emplacement des charnières. Or, elles se produisent à toutes échelles car elles peuvent avoir deux causes dont les effets se superposent :

- Des hétérogénéités dans la constitution du volume rocheux lui-même, ce qui induit, d'un point à l'autre, un glissement plus ou moins facile entre les divers amas de grains.
- Des hétérogénéités dues à des cisaillements imposés de l'extérieur, notamment par le jeu des déformations voisines, qu'il s'agisse de la flexion de couches compétentes ou du jeu de failles.

C'est pourquoi ce mode de plissement est caractérisé par l'association de plis de tailles très diverses, chaque ondulation étant modulée par d'autres, d'ordre de dimension inférieur (fig. E-9*a*). Les plissotis élémentaires, greffés sur un pli plus vaste sont souvent qualifiés de ***plis parasites*** mais chaque pli est en fait le pli para-

site d'un autre, d'ordre de grandeur supérieur. Le plissement par glissement-aplatissement est certainement le processus qui crée le plus de microplis, à toutes les échelles, y compris à celle du microscope.

**— Disposition des axes de déformation :**

1. Lorsque le volume rocheux qui se plisse par glissement-aplatissement inclut des strates compétentes, le plissement de ces dernières, par flexion, peut jouer un rôle directeur et déterminer, par une sorte de contagion, la forme d'ensemble des plis principaux, par le jeu des cisaillements induits par le basculement des couches compétentes. En ce cas l'axe B des plis tend à être peu différent de Y, comme dans les plis de flexion eux-mêmes, et les glissements, orientés selon X, à être perpendiculaires à l'axe du pli.

2. Par contre, si aucune influence de ce genre ne s'exerce sur le volume rocheux considéré, l'orientation des glissements sera quelconque vis-à-vis des surfaces de strates (ou de toutes autres surfaces repères susceptibles d'être plissées). Les axes des plis, dont l'attitude est liée à celle des surfaces porteuses, pourront donc prendre toutes les positions entre celles de Y et de X (fig. E-9*b*). Lorsqu'ils sont proches de X ils sont alors plus ou moins parallèles aux linéations de type a et l'on parle alors de « ***plis d'axes a*** ». Le plissement peut, en ce cas, être comparé à celui d'un tissu que l'on force à passer dans un petit orifice.

**— Variations de forme au sein d'un même pli** : les plis d'aplatissement-glissement montrent des variations rapides de forme, au moins dans le détail, ce qui les écarte plus ou moins de la géométrie idéale de plis semblables cylindriques. Deux possibilités se présentent en effet :

1. *Défauts de cylindricité,* c'est-à-dire variations au niveau d'une surface repère donnée et longitudinalement à l'axe (fig. E-9*d*) : il apparaît ici, bien plus que dans les plis de flexion, des culminations et des ensellements accentués. Ceci est dû aux hétérogénéités, d'ailleurs réparties capricieusement, qui modifient les valeurs de l'aplatissement et/ou du glissement (présence accidentelle d'amas plus compétents, etc). Aux approches des culminations les plus marquées la direction d'axe tend évidemment à se rapprocher de la direction de glissement et le pli à prendre un « axe a ».

2. *Écarts par rapport au type semblable,* par suite de variations de la fermeture du pli, d'une surface repère à la suivante. Ces variations sont aussi liées aux hétérogénéités de l'aplatissement mais ceci dans le sens perpendiculaire à l'axe ; elles influent sur l'attitude de la schistosité, qui se resserre en convergeant vers les zones les plus aplaties, ce qui aboutit à des ***éventails de schistosité*** (fig. E-9*c*). Selon le sens de l'accroissement de l'aplatissement, perpendiculairement à l'axe, le pli voit sa forme passer à la classe 1C (*cf.* fig. E-3), avec éventail de schistosité convergent vers l'intrados, ou à la classe 3, avec éventail convergent vers l'extrados.

## ■ Combinaisons de flexion et d'aplatissement

La formation de plis à caractères mixtes, associant les deux modes de plissement est un phénomène des plus courants. Il résulte des variations du comportement du massif rocheux, soit d'un point à l'autre, soit d'une étape à l'autre de la formation du pli.

**— Plissement de couches alternantes** : en cas d'alternances de couches de compétence variable les bancs compétents forment des plis de flexion, chacun pour son compte, tandis que les niveaux incompétents intercalaires s'arrangent,

par glissement-aplatissement, pour remplir les espaces entre les bancs. Il en résulte diverses conséquences remarquables :

1. *Forme des plis :* elle varie, perpendiculairement à l'axe, en passant de la classe 1B (concentrique) dans les bancs compétents à la classe 3 (à extrados pincé) dans les lits intercalaires incompétents.

Il apparaît alors un ***double éventail de schistosité,*** le sens de convergence de la schistosité étant opposé, dans les bancs plus compétents et dans les lits intercalaires moins compétents (fig. E-10*a*).

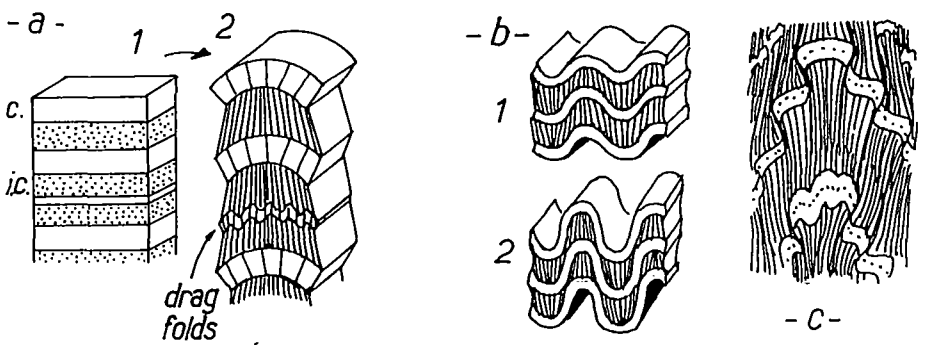



Fig. E-10. — *Combinaisons de flexion et d'aplatissement-glissement.*
*a) Double éventail de schistosité* (c. = compétent ; i.c. = incompétent) et drag-folds.
*b) Plis « pseudo-semblables » :* 1 = plis ouverts ; 2 = plis fermés avec bourrage des charnières et écrasement des flancs dans les niveaux incompétents.
*c) Meneaux :* microlithons décalés et incurvés ; éventails de schistosité divergents dans les zones « protégées » à leur voisinage.

2. *Drag-folds :* les bancs compétents les plus minces adoptent une longueur d'onde plus courte et dessinent donc des plissotis parasites intercalés entre les bancs plus épais qui en sont dépourvus. Le nom de ***plis d'entraînement*** (= *Drag folds*) qui leur est traditionnellement donné invoque à tort un effet de cisaillement, qui existe mais n'est en rien fondamental dans leur formation.

3. *Bourrage des charnières :* les niveaux incompétents sont soumis à un amincissement dans les flancs. Cela est dû au cisaillement, par glissement des bancs compétents les uns par rapport aux autres, qu'implique le mode de plissement par flexion de ces derniers ; il se produit ainsi une migration de matière vers la charnière qui en est surépaissie dans les lits incompétents. Ce ***bourrage*** des charnières s'accroît avec la fermeture du pli ; il peut atteindre une telle importance que tout le matériau incompétent se trouve rassemblé à la charnière et que les bancs compétents sont directement juxtaposés dans les flancs.

4. *Plissement pseudo-semblable :* dans le cas d'alternances monotones de bancs compétents minces et de même épaisseur, avec des lits intercalaires plus épais, chaque banc dessine un pli identique (superposable par translation d'un banc au suivant) (fig. E-10*b*). Si l'on ne considère que les surfaces d'extrados (ou que celles d'intrados) la géométrie est celle de plis semblables. Mais ce n'est pas le cas si l'on examine les choses au niveau de chaque banc. Ces plis mixtes, pseudo-

semblables, caractérisent surtout les roches homogènes à fins rubanements comme les calcaires à lits de cherts.

5. *Meneaux :* lorsque les lits compétents de l'alternance sont affectés d'un clivage espacé leurs bancs se fragmentent souvent, le long des limites des microlithons. Ceci se produit sous l'effet des glissements sur les surfaces de schistosité, qui se concentrent alors sur celles correspondant aux limites des microlithons, et découpent le pli en tranches parallèles au plan axial.

Les tronçons de bancs se plissent alors individuellement pour tenter d'occuper une largeur correspondant à celle de la tranche de matériel incompétent dont ils sont solidaires. Ces plis secondaires sont appelés ***meneaux*** *(= mullions)* parce qu'ils ont la forme d'arceaux décalés (fig. E-10*c*).

— **Variation du mode de plissement en cours de formation du pli** : il y a souvent, au cours de la formation du pli, passage de la flexion à l'aplatissement : ceci aboutit alors, par une déformation des charnières concentriques initialement formées, à des « ***plis concentriques aplatis*** », de classe 1C (fig. E-11*b*). Ceux-ci présentent divers aspects caractéristiques :

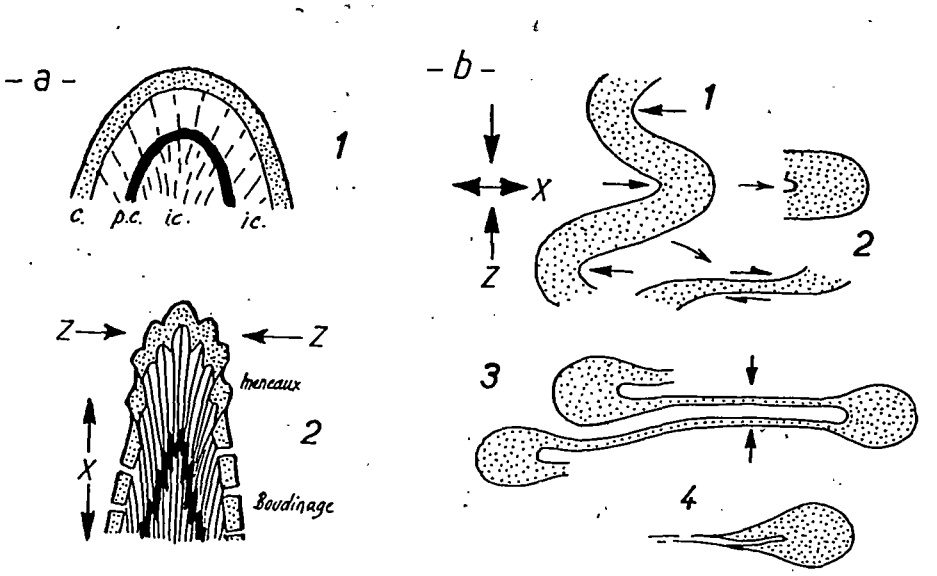



Fig. E-11. — *Plis concentriques aplatis.*

*a) Évolution d'une alternance de strates* de caractéristiques différentes : 1 - pli concentrique (c = compétent) ; ic = incompétent) ; 2 - déformation par aplatissement (Z) - étirement (X) avec replis, meneaux ou boudinage, ou selon les points.

*b) Évolution d'un banc isolé* : 1 - forme initiale et directions des déformations ductiles ultérieures ; 2 - déformation des charnières (épaississement) et des flancs (étirement) ; 3 - stade évolué à flancs étirés ; 4 - stades très évolués à flancs rompus et charnières isolées en *baguettes (= rods).*

1. *Les strates*, devenues moins compétentes que dans le plissement initial, s'épaississent dans les charnières, où elles sont perpendiculaires à X, et s'amincissent dans les flancs, où elles sont parallèles à X. L'étirement des flancs peut s'exa-

gérer au point d'aboutir à leur rupture et à l'isolement des charnières qui forment des ***baguettes*** *(= Rods)*. Telle est l'origine de certains « yeux » des gneiss œillés.

2. Les limites des microlithons formés au premier stade dans les bancs relativement compétents sont souvent soumises à rejeu : dans les flancs, où le banc est soumis à extension, elles s'ouvrent et donnent lieu à un boudinage ; dans les charnières au contraire ces mêmes bancs, soumis à compression, forment des microplis en meneaux (fig. E-11*a*). Le même banc enregistre donc à la fois de la compression et de l'extension, suivant les points.

### b) Formation et évolution des plis

Cet aspect, qui relève surtout de l'expérimentation, ne sera que sommairement abordé :

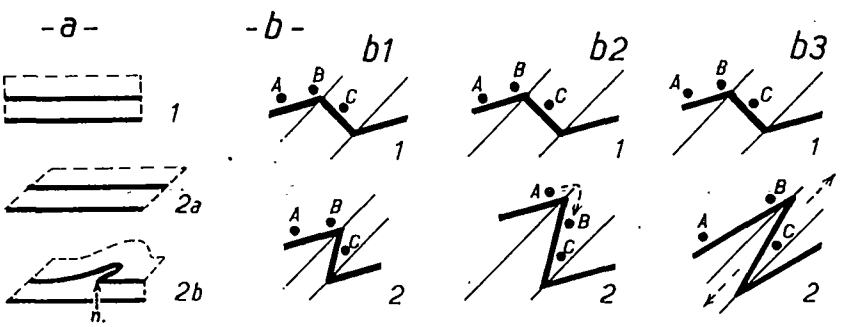



Fig. E-12. — *Croissance des plis.*

*a)* Naissance d'un pli en régime de cisaillement parallèle aux couches : 1 = état initial (couches plus compétentes en noir) ; 2a = déformation par cisaillement homogène ; 2b = hétérogénéité de cisaillement induite par un point de non déformation, n *(« nucléation »)*.

*b)* Les trois processus de croissance d'un pli ( 1 = état précoce ; 2 = état plus avancé). Trois repères A, B, et C se déplacent différemment.

b1 = *basculement du flanc court* : A, B, et C conservent leurs distances respectives et leur position par rapport à la charnière ; ce mode appartient aux plis de flexion, principalement à déformation de charnière.

b2 = *migration de charnière* : A, B, et C gardent leur distance mais le flanc court s'allonge par déplacement de la position de la charnière (effet de chenillette) ; ce mode appartient aussi aux plis de flexion et se combine éventuellement avec le précédent.

b3 = *étirement* : la longueur des flancs s'accroît, et par suite aussi, la distance entre A, B, et C, qui conservent leur position relative par rapport aux charnières ; ce mode est plus spécialement celui des plis d'aplatissement-glissement.

## ■ Naissance des plis

La localisation des plis est le plus souvent commandée par celle d'hétérogénéités, qui constituent le « noyau » de formation du pli : ce phénomène est la « ***nucléation*** » du pli.

*Dans le plissement par flexion* la position des différents plis est largement déterminée, dès qu'un premier pli commence à se former, par la longueur d'onde

qu'impose l'épaisseur des bancs. *Dans le glissement-aplatissement* chaque hétérogénéité peut induire un pli mais ce facteur se combine avec l'influence du cisaillement induit par les plis développés au voisinage du point considéré.

*En régime de cisaillement*, le point de nucléation du pli peut correspondre au *blocage local d'un cisaillement* couches sur couches (fig. E-12*a* et E-17) ; le cisaillement tend alors à devenir discontinu en se concentrant au-dessus du niveau où est intervenu le blocage : le pli se forme alors à l'extrémité d'une surface de glissement et correspond à l'amortissement du mouvement de cisaillement sur cette discontinuité. Souvent la formation et la localisation des plis résultent de ce que la tranche de roche qu'ils affectent s'est déplacée, par glissement, sur une *surface présentant des ruptures de pente*: chacune de ces dernières, sur laquelle la tranche considérée se moule, constitue alors un point de nucléation (fig. G-5*c*, G-5*e* et G-18*c*).

### ■ Accroissement de taille des plis

Il porte généralement à la fois sur leur longueur axiale, leur amplitude et leur longueur d'onde. Ces deux dernières augmentent selon divers processus (fig. E-12) :

1. *Basculement :* le tronçon de couche compris entre deux charnières subit un simple pivotement. Ce processus correspond à un cisaillement homogène, qui concerne une bande bien délimitée comprise entre les deux plans axiaux. Il caractérise uniquement les roches compétentes.

2. *Migration de charnière* : le flanc court d'un pli déversé s'accroît aux dépens d'un flanc long voisin (en général l'autre flanc d'une antiforme). La position de la charnière se déplace donc à la manière de ce qui se passe dans les véhicules à chenillettes. Ce processus implique un rôle actif de la strate et concerne donc des roches compétentes à plissement par flexion. C'est le mode de formation qui permet la formation des plis déversés à couchés dans de telles roches.

3. *Étirement des flancs et espacement des charnières :* c'est un processus propre aux roches incompétentes ; il s'accompagne évidemment d'un amincissement notable des strates dans les flancs et aboutit à des plis isoclinaux de toutes sortes, symétriques ou non, droits, déversés ou couchés.

Ces deux derniers processus peuvent se combiner lorsque alternent des strates plus ou moins compétentes. Ils peuvent également se succéder dans le temps.

### ■ Modifications en cours de croissance

La forme finale d'un pli résulte d'une évolution qui peut avoir été complexe, divers paramètres ayant pu changer, notamment pour les causes suivantes :

- *Changement de régime de déformation,* par passage d'un régime d'aplatissement à un régime de cisaillement ou l'inverse ;
- *Changement des propriétés mécaniques des roches ;* il est commun que des effets d'enfouissement par surcharge (chevauchements, etc.) provoquent des augmentations plus ou moins conjointes de la pression et de la température : celles-ci réduisent la compétence et font évoluer le plissement vers un mode par aplatissement : c'est pourquoi les plis concentriques-aplatis (voir ci-dessus) sont prédominants dès que la déformation globale est assez intense.

## c) Plis caricaturaux

Certains plis sont des exemples caricaturaux des processus ci-dessus.

■ ***Plis ptygmatiques*** *(= Ptygmatical veins)*

Ils sont caractéristiques des lits minces ou, plus souvent, des filons de cristallisations, qui constituent des inclusions relativement compétentes, isolées au sein d'une masse rocheuse homogène à comportement bien moins compétent. Ils se forment lorsqu'il s'exerce un raccourcissement orienté à peu près suivant le plan de ces lits. Ils décrivent des plis très sinueux modulant des ondulations d'ordre supérieur. Ces plis deviennent très fermés, avec des cœurs pincés, lorsque le raccourcissement s'accroît (fig. E-13*a*) ; ils représentent une forme caricaturale des plis de flexion.

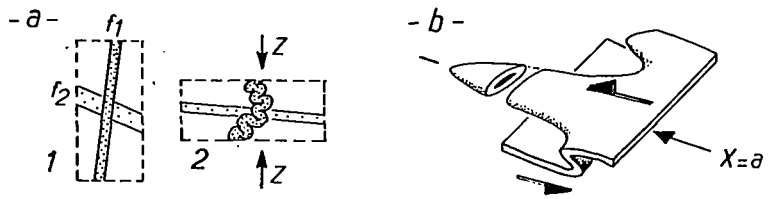



Fig. E-13. — *Plis ptygmatiques, plis en fourreaux.*
*a)* Plis ptygmatiques sur un filon f1, orienté à peu près selon Z ; le filon f2 orienté plus perpendiculairement à Z n'est pas plissé ; ici il est en outre assez incompétent pour s'aplatir.
*b)* Pli en fourreau : la torsion des axes, par suite d'un fort étirement X accompagnant le cisaillement, est telle que, sauf au sommet de la « culmination » axiale l'axe est presque parallèle à la direction, a, du déplacement de matière.

■ ***Plis en fourreaux*** *(= Sheath-folds)*

Ce sont au contraire des plis d'aplatissement-glissement montrant des variations caricaturales d'un glissement transaxial. L'axe du pli est intensément tordu et prend souvent une direction proche de celle du glissement (fig. E-13*b*). La section de tels plis montre des figures concentriques fermées, centrées sur un cœur de pli étiré selon l'axe cinématique, *a*, du glissement. Ces plis caractérisent des zones d'intense cisaillement où chaque fourreau correspond à une hétérogénéité, de taille variable d'ailleurs, de la roche déformée.

■ ***Plis en accordéon,*** ou ***plis en chevrons*** *(= accordion-, concertina-, chevron-folds)*

Ils constituent une caricature de plis anguleux dans laquelle les flancs, très plats, sont inclinés symétriquement, d'environ 40°, par rapport à des plans axiaux tous sensiblement parallèles entre eux.

1. Ces plis se répètent en général avec une longueur d'onde voisine de leur amplitude. Ils sont dits « symétriques » ou « dissymétriques » selon que les longueurs des flancs sont ou non égales (fig. E-14*b* et 14*c*), ce qui correspond respectivement à un raccourcissement selon la direction originelle des strates ou au contraire oblique à cette dernière.

2. Il s'agit de plis de flexion obtenus par un glissement couches sur couches. Ce processus atteint ici une telle perfection que chaque strate dessine un pli abso-

lument homothétique de celui de la précédente. Ces plis ne sont cependant que « pseudosemblables » car il n'y a pas de variation de l'épaisseur des strates entre charnières et flancs ; au contraire le ploiement des charnières est typique de la flexion et ménage un vide (fig. E-14*a*) entre l'intrados, anguleux, et l'extrados, plus arrondi ou au contraire rompu.

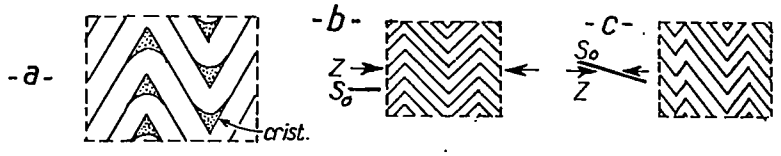



Fig. E-14. — *Plis en chevrons.*
*a)* Détail des charnières (en pointillés remplissages de cristallisations).
*b)* Chevrons symétriques : strates (Sö) initialement sub-parallèles à Z.
*c)* Chevrons asymétriques : strates (Sö) initialement obliques à Z.

3. Les facteurs favorisant ce plissement sont :

- une mauvaise adhérence entre les lits, qui facilite leur glissement l'un sur l'autre ;
- leur minceur, qui facilite la flexion anguleuse de la charnière.

Ces deux conditions sont particulièrement bien réalisées dans les micaschistes (grâce aux minéraux en feuillets qui séparent leurs lits) : c'est, de ce fait, le matériau de prédilection de microplis de ce type. Les formations à litage répétitif monotone y sont également favorables et développent des plis en chevrons, plus ou moins parfaits, de taille mésoscopique.

4. L'origine de la valeur particulière remarquable de l'angle d'ouverture de ces plis est à rechercher dans le fait que l'inclinaison du flanc qui est la plus favorable au glissement est celle où ce flanc est orienté à 45° de la direction de raccourcissement, parce que c'est alors que la contrainte tangentielle, de cisaillement, est la plus forte.

### ■ *Bandes froissées (= Kink-bands)*

On appelle kink-bands des bandes isolées où des surfaces repères (strates, schistosités, etc.) sont basculées entre deux charnières successives, chacune appelée ***kink.*** Idéalement celles-ci sont anguleuses et à plans axiaux parallèles. Hors de ces bandes les surfaces repères sont planes et retrouvent une attitude identique. Les charnières ont une ouverture variable mais leur plan axial est toujours disposé selon leur bissectrice.

1. Les kink-bands se répartissent assez souvent, dans le volume rocheux considéré, en *deux familles conjuguées,* presque orthogonales. Ce dispositif est qualifié d'asymétrique ou de symétrique selon que les angles d'ouverture sont les mêmes ou non d'une famille à l'autre (fig. E-15*a* et E-15*b*). Cette particularité indique qu'ils résultent de cisaillements conjugués (dont le sens est celui du pivotement subi par les surfaces repères à l'intérieur de chaque bande) : ils sont symétriques lorsque le raccourcissement est orienté selon les surfaces repères, asymétriques

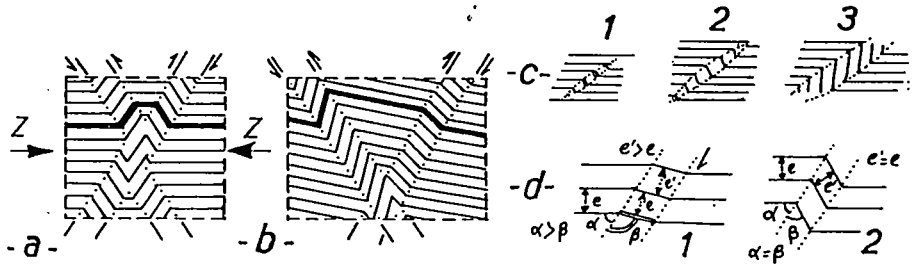



Fig. E-15. — *Kink-bands.*
*a)* Deux kink-bands symétriques conjugués ; *b)* deux kink-bands asymétriques (comparer avec les figures E-14*b* et *c*) ; *c)* développement expérimental d'un kink-band ; *d)* rapports angulaires dans les kink-bands : 1 = position intermédiaire, instable (fentes ouvertes entre les strates d'épaisseur *e)* Z = position finale, stable (fentes entre strates fermées : e = e').

lorsqu'il leur est oblique. En somme chaque bande est assimilable à une faille avortée où la rupture, qui ne s'est pas produite, est remplacée par le basculement.

2. Le *processus de formation* des kink-bands a été analysé expérimentalement, notamment en comprimant des piles de feuilles de papier. A partir du point où elle prend naissance, chaque bande accroît sa largeur en même temps que sa longueur (fig. E-15*c*).

• Le basculement correspond à un phénomène comparable à celui de l'évolution des fentes d'extension en échelons : c'est en effet par ouverture d'espaces entre les feuillets qu'il débute (fig. E-15*d*). Ces ouvertures se referment par le jeu du pivotement, ce qui explique la symétrie angulaire par rapport au plan axial. Le phénomène est, en général, assez rapide ici pour que la fente ne puisse être comblée de cristallisations mais il en existe parfois.

• La différence essentielle avec les plis en accordéons réside dans le fait qu'aucun glissement n'intervient ici, entre les feuillets. Il existe cependant toute une gamme d'intermédiaires entre accordéons et kink-bands ; le passage de l'un à l'autre de ces deux types de plis se fait souvent par accroissement du raccourcissement. Il se rajoute alors une dose de plus en plus importante de glissement : à cette occasion les plans axiaux se disposent de façon de plus en plus perpendiculaire au raccourcissement (fig. E-15*e*) et l'angle entre les deux familles conjuguées diminue jusqu'à s'annuler. Dans le même temps le nombre de plis s'accroît et les plans axiaux deviennent de plus en plus rapprochés.

3. *La taille* des kink-bands est très variable. Les plus classiques apparaissent à l'échelle microtectonique dans des roches de préférence finement feuilletées, où ils atteignent une épaisseur décimétrique. Ils sont également fréquents dans les formations à stratifications décimétriques monotones, où ils atteignent alors quelques décamètres d'épaisseur.

En fait le plissement par flexion produit, s'il s'exerce en régime de cisaillement et, sur des strates relativement minces et susceptibles de glissement couches sur couches, des plis qui ont une géométrie plus ou moins parfaite de kinks. De tels plis se poursuivent ainsi, parallèles à eux-mêmes, de bas en haut

d'une grande épaisseur de strates (c'est souvent le cas des formations de flyschs, dont un bel exemple, à ce point de vue, est offert par celui du Nummulitique du pourtour du massif du Pelvoux).

## E 3 — Systèmes de plis

Beaucoup de régions déformées, et notamment les chaînes d'origine tectonique, apparaissent de prime abord comme des zones de plissement *(= Folded belts)*. Il importe alors de distinguer, dans leurs associations de plis, celles qui sont dues à une même phase de plissement (« plis congénères ») de celles formées par les effets successifs de plusieurs phases (« plis superposés »).

### a) Dispositifs de plis congénères

La manière dont ils sont constitués comporte des aspects divers, selon qu'on l'analyse dans le plan horizontal ou dans le plan vertical.

#### ■ Disposition cartographique

Les plis sont rarement isolés et constituent des ***faisceaux*** rectilignes ou incurvés. Deux types d'organisation sont principalement représentés :

— **Plis rectilignes parallèles** : si l'on ne considère que des aires restreintes le parallélisme des plis est une disposition commune. Par contre, il est plus rare que le parallélisme soit conservé sur de grandes longueurs : les zones de plis parallèles sont, le plus souvent, des bandes le long desquelles sont disposés des ***plis en échelons,*** c'est-à-dire dont les axes sont orientés plus ou moins obliquement à la bande.

Une telle localisation indique que le plissement est lié à une déformation par cisaillement en coulissement horizontal, le long de la bande considérée. Il s'agit souvent de la traduction dans la couverture d'un coulissement de blocs de socle, phénomène assez facile à reproduire en expérimentation sur modèles réduits (fig. E-16*a*).

Selon un schéma comparable à celui de Riedel relatif aux failles (fig. C-21*a*), les plis, orthogonaux à l'azimut de $\sigma 1$, se disposent donc initialement à 45° des limites de la zone cisaillée. Toutefois ils pivotent ensuite dans le sens du cisaillement, au fur et à mesure que son intensité s'accroît ; ils prennent donc une direction plus longitudinale par rapport à la zone plissée, sauf à leurs extrémités qui croissent encore (fig. E-16*a*2) : ils acquièrent ainsi une *forme sigmoïde.*

Ils ont tendance, de plus, à se déverser, de chaque côté, dans le sens opposé au mouvement relatif des parties profondes par rapport aux parties superficielles, c'est-à-dire en sens inverse selon la moitié du pli considérée (fig. E-16*a*3).

— **Virgations de plis** *(= Arcuate patterns)* : ce sont des faisceaux de plis à axes courbes. En général les axes ne restent alors pas concentriques mais se resserrent ou s'éloignent les uns des autres. Ce dernier aspect conduit à y distinguer plusieurs types (fig. E-16*b*) :

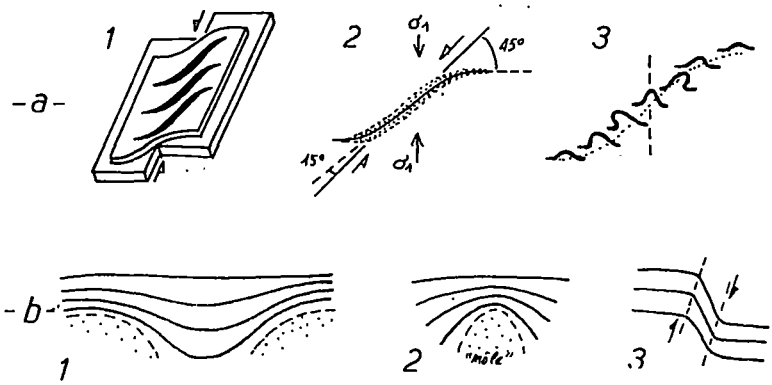



Fig. E-16. — *Disposition cartographique des plis.*

*a) Plis en échelons :* 1 = schéma inspiré d'expériences sur modèles réduits, montrant le passage d'un coulissement en profondeur (dans le socle par exemple) à une bande de plissement en échelons dans les structures plus élevées (couverture décollée par exemple) ; 2 = rapports angulaires entre la direction de l'axe du pli et celle du cisaillement (noter la terminaison du pli par effilement et sa forme sigmoïde) ; 3 = variations du déversement le long de l'axe (cas d'un mouvement sénestre) : le sens de déversement s'inverse d'un compartiment à l'autre.

*b) Virgations* (en pointillés les « môles » qui freinent le déplacement horizontal de la tranche de couches plissées ; les traits continus représentent les axes de plis) : 1 = virgation forcée ; 2 = virgation libre ; 3 = virgation par cisaillement coulissant tardif s'exerçant sur des plis initialement parallèles.

1. ***Virgations libres*** *(= Salients)* caractérisées par le resserrement des plis dans la zone du maximum d'inflexion : elles résultent de l'écrasement contre un poinçon, classiquement appelé *môle résistant,* qui est constitué par une zone de blocage, exempte quant à elle, de raccourcissement par plissement.

2. ***Virgations forcées,*** ou « arcs » *(= Embayments)* dans lesquelles l'inflexion des plis correspond au contraire à leur espacement maximal : elles traduisent l'engagement de la zone plissée entre deux môles résistant au plissement. Le Jura en est un exemple classique.

3. *Virgations par torsion tardive :* elles ne sont pas dues à un poinçonnement mais à la déformation, par coulissement posthume, de faisceaux de plis initialement rectilignes. L'Arc de Castellane doit par exemple sa forme sigmoïde au cisaillement dextre, dans sa « branche occidentale », orientée N-S, d'anciens plis E-W qui se poursuivent vers l'W dans la région de Sisteron et vers l'E dans celle de Castellane.

## ■ Disposition en coupe

Elle peut varier à divers égards :

— **Organisation des plis d'un même niveau stratigraphique** : il est fréquent que des plis mineurs viennent moduler des ondulations de taille supérieure. Nous avons vu que ceci est même la règle pour les plis d'aplatissement. A l'échelle régionale ceux d'ordre supérieur sont qualifiés d'***anticlinoriums*** et de ***synclinoriums.***

Il arrive souvent que le déversement varie d'un flanc à l'autre d'un anticlinorium ou d'un synclinorium : on parle alors d'anticlinorium ***en éventail,*** l'exemple classique étant celui de la zone briançonnaise des Alpes occidentales (notamment au niveau de la coupe de la vallée de la Maurienne).

— **Rapports entre les plis des niveaux stratigraphiques successifs** : dans la majorité des cas les plis ne se poursuivent pas indéfiniment à travers la pile des couches mais subissent des modifications verticales. Ce phénomène est la ***disharmonie de plissement,*** qui revêt plusieurs aspects :

1. *Répartition en trains de plis superposés :* le plissement se limite souvent à des tranches plus ou moins isolées de la succession stratigraphique, les enchaînements de plis de la tranche affectée constituant un « ***train de pli*** ». Cette délimitation peut avoir pour cause :

• *L'amortissement de plis concentriques :* la réduction du rayon de courbure aboutit en profondeur à l'amortissement du pli. Celui-ci peut se produire de diverses manières (fig. E-17*a*) mais intervient généralement le long d'un même niveau stratigraphique, où se fait brutalement la désolidarisation par rapport aux trains de plis inférieurs.

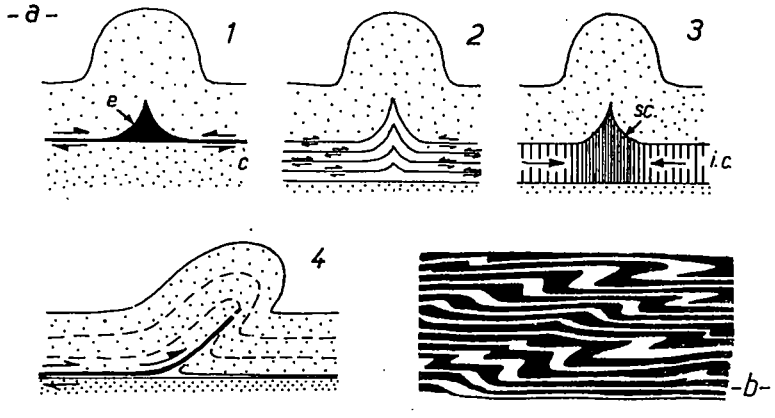



Fig. E-17. — *Disharmonie de plissement par amortissement.*
*a)* Désolidarisation entre niveaux successifs : 1 = par décollement franc et ouverture d'un espace (e), éventuellement rempli de cristallisations, en cœur du pli : 2 = par glissements bancs sur bancs, dans une formation plus finement litée ; 3 = par déformation continue dans un niveau incompétent (i.c.), avec formation de schistosité (sc.) ; 4 = par amortissement d'une faille engagée en décollement dans la surface de séparation de deux formations.
*b)* Naissance et amortissement de trains de plis, obliques aux couches, formés par cisaillement subparallèle au litage.

• *Le plissement en bandes obliques aux strates :* il intervient souvent en régime cisaillant. Les trains de plis traversent en biais la pile de strates, à partir de leur point de nucléation (voir fig. E-12*a*), avant de s'amortir. Leur répartition est tout à fait capricieuse car liée à celle des hétérogénéités, qui leur donnent naissance (fig. E-17*b*). Le flysch à Helminthoïdes des Alpes du Sud en montre une multitude de splendides exemples.

2. *Variation verticale de la forme des plis*

• Lorsque les plis restent concentriques de haut en bas de la tranche considérée ils s'amortissent par pincement de leurs cœurs : dans le haut de la tranche ce pincement affecte les synclinaux, qui jouxtent alors des anticlinaux à voûte large : c'est le ***style déjectif.*** Le ***style éjectif*** montre, au contraire, des anticlinaux aigus compris entre de larges synclinaux ; il caractérise la partie plus profonde de la tranche plissée (fig. E-18*a*).

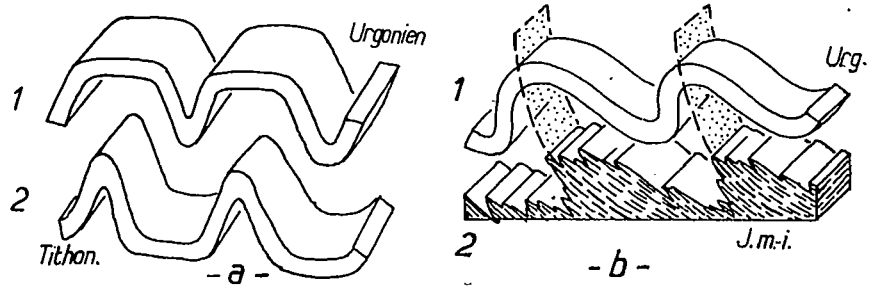



Fig. E-18. — *Variations verticales du style des plis.*
*a)* en matériels de compétences comparables : passage du style déjectif (1) au style éjectif (2) (inspiré de l'exemple du Vercors pour les plis de l'Urgonien et de celui des Diois pour les plis du Tithonique).
*b)* par variation de compétence : passage de voûtes amples et simples (1), en plis concentriques, à des plis d'aplatissement glissement, avec replis parasites et schistosité (noter l'incurvation progressive du plan axial, représenté en grisé) (inspiré des exemples des massifs subalpins des Aravis et de Sixt).

• La forme peut aussi varier par changement du mode de plissement ; on observe surtout couramment le passage, de haut en bas, de plis concentriques à des plis d'aplatissement (fig. E-18*b*).

3. *Changements de longueur d'onde d'un niveau à un autre :* ce phénomène apparaît en plissement concentrique lorsque les niveaux successifs ont des épaisseurs différentes et jouent de façon suffisamment libre les uns par rapport aux autres. Les niveaux les plus minces donnent alors des ***plissotis*** qui se greffent sur les plis majeurs des niveaux épais (et modulent ainsi leur longueur d'onde). Diverses configurations classiques correspondent à ce phénomène :

• Drag-folds des flancs de plis (fig. E-10) ;

• Plissotis multiples des cœurs de plis (fig. E-19*a*) ;

• Plissotis complètement fermés dus au décollement de certains bancs sur les voûtes de plis plus amples (fig. E-19*b*) ;

• Plissement concentrique de trains de plis rendus indépendants par leur désolidarisation à la faveur de niveaux incompétents : c'est sur de tels exemples qu'a été introduite, au début du siècle, à l'occasion de l'étude du massif des Bauges (fig. E-19*c*), la notion de disharmonie.

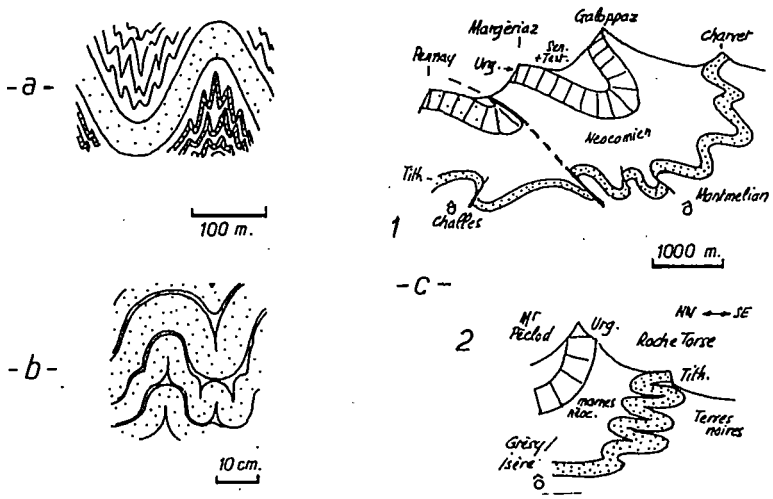



Fig. E-19. — *Disharmonies de plissement par changement de longueur d'onde.*
*a)* Plissotements de cœur dans un pli dont la forme est imposée par un gros banc (en pointillés).
*b)* Plis secondaires fermés, limités à un ou à quelques bancs moins épais que ceux dont l'épaisseur fixe la longueur d'onde générale des plis (cas réalisé lorsque le glissement sur les bancs est aisé) ;
*c)* Désolidarisation de formations compétentes (calcaires massifs urgoniens et tithoniques) à la faveur de formations beaucoup moins compétentes (marnes). En outre, ici les plis du Tithonique sont, au moins pour partie antérieurs au plissement d'ensemble qui affecte l'Urgonien (exemple de la bordure E du massif subalpin des Bauges).

## b) Dispositifs de *plis superposés*

### ■ Conditions de formation

La superposition de deux familles de plis n'est souvent pas possible car la rigidification du volume rocheux due au précédent plissement s'oppose au reploiement des structures trop affirmées qu'il contient. Pour que puissent se former des plis superposés, il faut l'une des conditions suivantes :

- Que l'un au moins des deux plissements ne développe que des plis largement ouverts, ne demandant qu'un cintrage modeste ;

- Que les deux plis des deux étapes successives soient à peu près coaxiaux, ce qui évite les entrecroisements de plis ;

- Que le second plissement se fasse par glissement-aplatissement : la disposition des hétérogénéités lithologiques, notamment celle des strates, ne joue alors aucun rôle puisqu'elles n'ont plus qu'un comportement passif.

C'est ce dernier cas qui est le plus souvent réalisé de sorte que les superpositions de plissement aboutissent essentiellement à des plis « concentriques aplatis » (voir ci-dessus, chap. E 2) et à des entrecroisements de plis concentriques par des plis d'aplatissement ou de plis d'aplatissement entre eux.

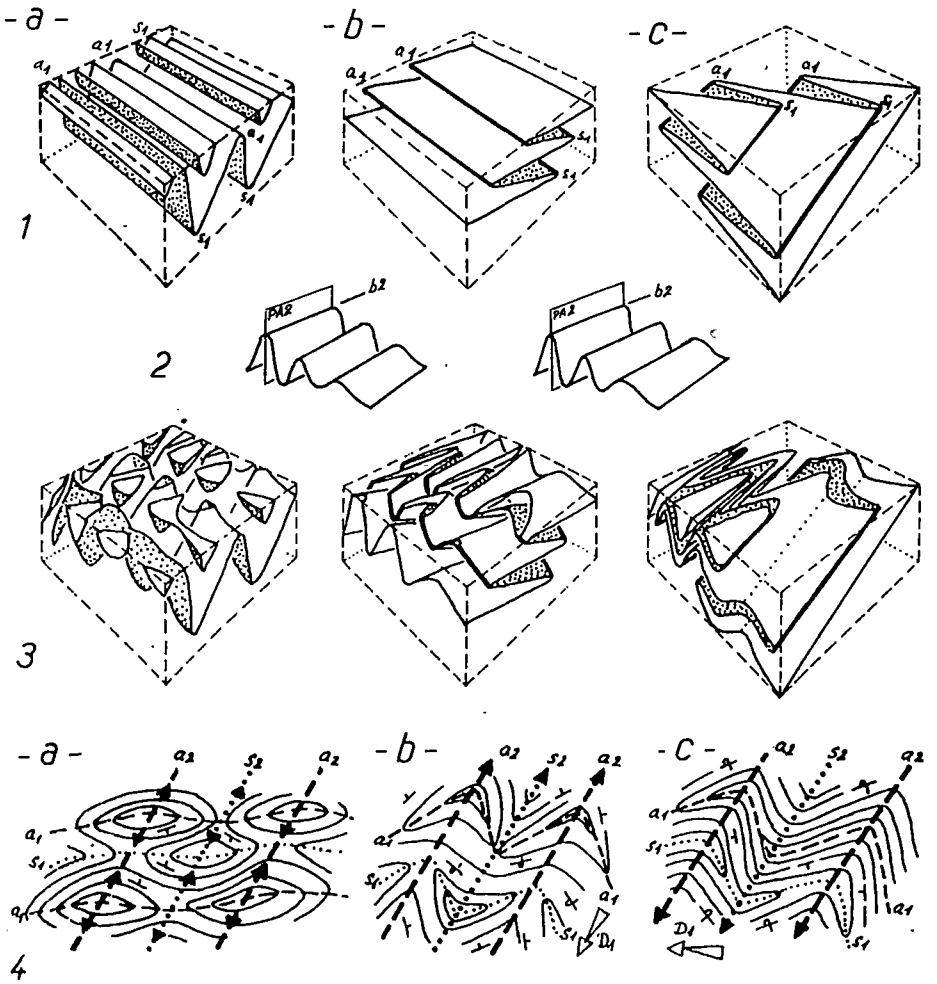



Fig. E-20. — *Plissements superposés.*

Schémas théoriques montrant 3 types extrêmes de géométries. 1 = état initial ; 2 = deuxième plissement (identique dans les trois cas) ; 3 = vue tridimensionnelle du dispositif résultant et de son intersection par une surface d'érosion (horizontale) ; 4 = aspect cartographique des motifs dessinés par des surfaces repères

a1, s1 = anticlinaux et synclinaux de première phase ; a2, s2 = plis de deuxième phase ; PA2 = plans axiaux de 2e phase ; D1 = déversement de 1re phase.

*a)* Plis initiaux presque droits : motif du « *carton à œufs* ».

*b)* Plis initiaux couchés replissés orthogonalement : motifs en *champignons.*

*c)* Plis initiaux couchés replissés selon des directions axiales presque identiques : motif en *zig-zag.*

## ■ Dispositifs résultant des superpositions de plis

On peut les caractériser par l'étude du dessin des surfaces repères (ce qui nécessite une continuité suffisante dans l'observation et un lever cartographique) ou par l'analyse microtectonique.

— **Motifs dessinés par les surfaces repères** : ils varient d'aspect en fonction des directions axiales relatives des deux générations de plis et du degré de déversement des plis de la première génération. De ce fait il y a trois groupes majeurs de motifs structuraux (fig. E-20) :

1. *Plis initiaux droits et axes de 2e génération transverses :* l'entrecroisement donne une image « en carton à œufs » avec alternance de creux, ou ***cuvettes structurales*** et de bosses, ou ***dômes structuraux,*** alignés les uns et les autres aux entrecroisements des axes des plis superposés. Les motifs cartographiques dessinés par les couches sont annulaires ou elliptiques.

2. *Plis initiaux couchés et axes de 2e génération transverses :* l'entrecroisement donne ici un dispositif imbriqué, en « tuiles romaines », avec des gouttières transverses aux charnières couchées. L'érosion y découpe des motifs très caractéristiques en chapeaux et pieds de champignons *(= Mushroom patterns).*

3. *Plis initiaux couchés et axes de 2e génération longitudinaux :* il n'y a plus d'entrecroisement mais les strates successives d'un pli de deuxième génération sont alternativement à l'endroit et à l'envers. Cartographiquement on obtient des tracés de strates parallèles mais sinueux, accidentés de raccords en V aigus (motif en « zig-zag »).

Dans les trois cas de figure considérés ci-dessus les traces axiales des plis peuvent être repérées cartographiquement en joignant entre elles les diverses zones d'inflexions similaires du tracé des couches : les traces de plans axiaux les moins sinueuses sont celles des plis de seconde génération : la sinuosité des traces des plans axiaux de première génération est d'autant plus marquée que les plis de cette étape étaient initialement plus fermés et plus déversés.

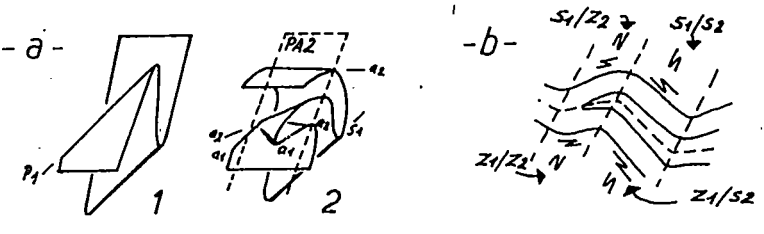



Fig. E-21. — *Caractères microtectoniques des secteurs à plis superposés.*

*a) Dispersion des axes :* 1 = état initial avec plis P1 ; 2 = reploiement selon un plan axial PA2 : les axes a1 et s1 de la première génération pivotés et les axes a2 et s2 résultant de l'intersection par PA2 des surfaces déjà tordues fournissent une large gamme d'attitudes dans l'espace différentes.

*b) Variations cartographiables des associations de microplis :* même si les niveaux repères figurés en traits continus ne sont pas cartographiables on peut cartographier des secteurs (limités par des tiretés) caractérisés par l'une des 4 associations possibles de microplis, en S ou en Z, de l'une ou l'autre phase (S1/Z2, SI/S2, Z1/Z2, ou Z1/S2). Les limites de ces secteurs correspondent aux traces des plans axiaux des plis majeurs des phases 1 et 2, conformément au schéma.

— **Aspects microtectoniques** : en l'absence de repères suffisants pour obtenir un dessin des structures, cartographique ou en coupe, l'observation de la répartition des divers microplis permet de dégager les caractères des plis superposés. Deux aspects seulement seront évoqués :

1. *Analyse statistique des axes sur canevas* : il ne faut pas s'attendre, sauf cas exceptionnels, à voir les axes de microplis se répartir en deux familles clairement séparées par leur groupement sur le canevas. Au contraire les axes de seconde phase, et surtout ceux de première phase, sont susceptibles d'attitudes finales très diverses (fig. E-21*a*). C'est plutôt l'analyse de la *dispersion des axes* qui permet de séparer sur canevas les deux familles.

2. *Répartition cartographique des associations de microplis* : en l'absence de repères stratigraphiques, l'analyse des différents types d'associations entre microplis des familles superposées permet de se situer par rapport aux plans axiaux des grands plis de l'une et l'autre étapes (fig. E-21*b*). En effet selon la position où l'on se trouve par rapport aux entrecroisements des plans axiaux majeurs on pourra rencontrer quatre types différents d'associations, respectivement caractérisées par des microplis 1 ou 2, les uns en S, les autres en Z.

Chapitre F

# NAPPES DE CHARRIAGE

Le terme de *« **nappe de charriage** » (= Thrust-sheet, = thrust-plate)* désigne des objets dont l'observation n'est pas immédiate mais que l'on ne peut appréhender qu'indirectement. A ceci il y a diverses raisons dont la première est leur taille plurikilométrique.

Il s'agit fondamentalement de tranches de terrain, plus larges que hautes, qui ont été transportées de façon grossièrement parallèle à la surface du globe : cela traduit, au total, une déformation discontinue, d'échelle régionale, par cisaillement « tangentiel ».

## F 1 — Analyse géométrique des nappes

On ne parle en général de nappe que lorsque le transport est supérieur à plusieurs kilomètres, réservant le terme de ***chevauchement*** pour des transports tangentiels de dimensions plus modestes. La disposition finale se caractérise fondamentalement par la superposition d'un ensemble ***allochtone*** (la nappe) sur un ***autochtone.***

### a) Description des nappes

■ Éléments constitutifs

Il faut considérer d'une part la limite entre nappe et autochtone et, d'autre part, la nappe elle-même (fig. F-1) :

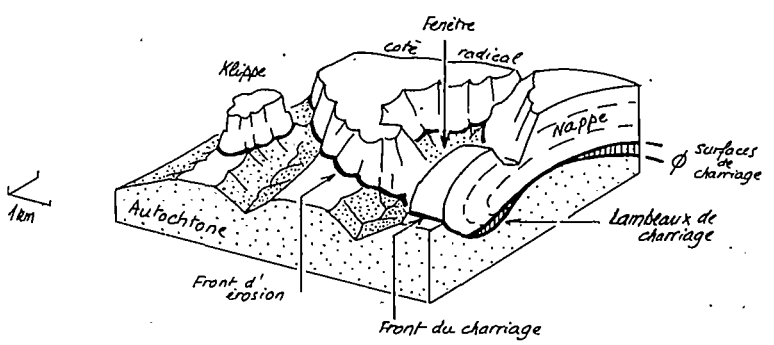



Fig. F-1. — *Éléments descriptifs majeurs d'une nappe.*

— **La surface de charriage** : comme dans le cas des surfaces de failles, mais à un degré souvent supérieur, la ***surface de charriage*** *(= Thrust-plane)* présente une épaisseur variable (parfois considérable) et une complexité interne qui en font une zone d'intense cisaillement, justifiant souvent une étude à elle seule.

Elle est fréquemment garnié, entre autochtone et nappe, d'un coussinet intercalaire continu ou lenticulaire, d'origine et de nature variables en fonction du mode de mise en place de la nappe (voir plus loin). Il est souvent formé de tectonites, telles que mylonites, mais peut aussi englober des fragments détachés, appelés ***blocs-klippes*** lorsqu'ils sont isolés ou en chapelets, et ***écailles*** lorsqu'ils sont plats et imbriqués en paquets.

La surface de charriage est souvent oblique aux repères stratigraphiques de la nappe et/ou de l'autochtone. Cette ***troncature*** (basale ou sommitale, selon le cas) est d'ailleurs un bon indice géométrique pour la repérer, dans les cas, assez fréquents, où elle se limite à une surface discrète.

– **La nappe elle-même** : on y distingue plusieurs parties (dont les limites sont parfaitement imprécises d'ailleurs) (fig. F-1) :

1. *La partie frontale,* ou ***bord externe*** *(= Leading-edge)* fait reposer la nappe sur un ***avant-pays*** autochtone *(= Foreland).* Elle est souvent largement enlevée par l'érosion. Le ***front d'érosion***, qui est la limite avancée de ce que l'érosion a laissé de la nappe, a souvent un tracé fort capricieux qui lui fait découper des ***fenêtres*** *(= Inliers),* des ***demi-fenêtres,*** imparfaitement fermées, et des ***klippes*** *(= Outliers).*

2. Le ***corps de la nappe*** *(= Hinterland)* constitue l'essentiel de la tranche charriée. Il n'est souvent qu'imparfaitement visible car il s'enfonce en général, du côté opposé au front (dit *côté* ***interne***), sous d'autres nappes ou sous des terrains de couverture. Les anciens auteurs considéraient que, ce faisant, la nappe tendait à se rattacher à l'autochtone et que ce secteur en représentait donc la « ***racine*** », ou encore son « bord radical ». Ces termes sont restés dans le langage courant mais ne correspondent pas à un concept clair.

3. *Le* ***bord interne*** de la nappe *(= Trailing-edge)*, c'est-à-dire la vraie limite de la tranche charriée, peut montrer un raccord plus ou moins progressif avec un domaine exempt de clivage tangentiel de l'écorce. C'est alors un véritable « ***enracinement*** ». Le plus souvent la nappe s'y biseaute, sectionnée par une nouvelle surface de charriage amenant en chevauchement une nappe supérieure.

## ■ Catégories de nappes

Du point de vue de la géométrie des relations entre la surface de charriage et les surfaces de couches on peut distinguer, de façon purement descriptive, plusieurs types de nappes.

– **Les *nappes plis-couchés*** : anciennement dénommées *« nappes du premier genre »* ou *« nappes de recouvrement » ;* elles se caractérisent par l'absence de toute surface de charriage matérialisée (fig. F-2*a*). La limite entre nappe et autochtone correspond seulement au plan axial d'un synclinal couché ; elle ne se repère qu'au fait que la succession normale de l'autochtone fait place à une succession inverse. De telles nappes résultent fondamentalement de l'accroissement de taille d'un pli initial par un processus de migration de charnière, souvent combiné à de l'étirement *(cf.* fig. E-12).

Dans ce type la partie inférieure de la série, au-dessous du niveau stratigraphique qui forme le cœur du pli, n'est plus engagée dans la nappe : la notion de racine s'applique bien au secteur où cela se produit (c'est à l'origine sur de tels cas que le concept de « racine » a été créé).

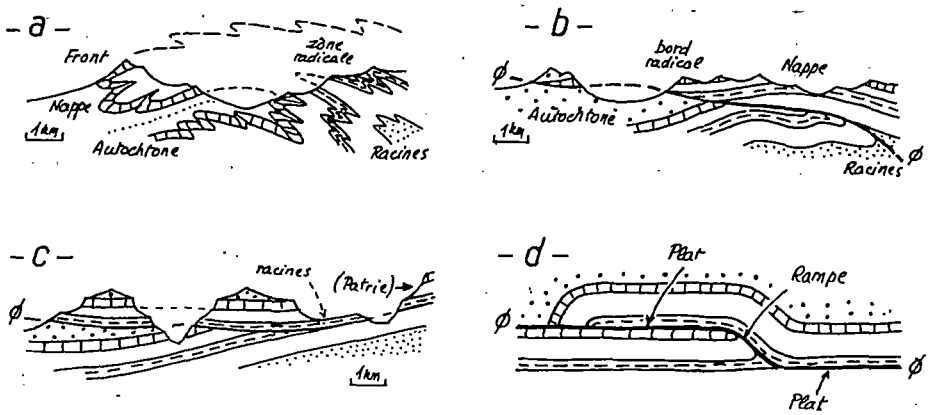



Fig. F-2. — *Types de nappe.*
a) nappe pli-couché (la limite entre nappe et autochtone est en pointillés) ; *b)* nappe faille inverse ; *c)* nappe de décollement ; *d)* nappe mixte, avec plats et rampes.

Contrairement à ce que l'on a anciennement cru et longtemps enseigné ce type de nappes n'est nullement le plus répandu ni celui dont dériveraient tous les autres. Il est, au contraire, plutôt exceptionnel.

— **Les *nappes failles-inverses*** : ce type de nappes *(= Overriding Thrust)* a reçu beaucoup d'autres noms tels que *« nappes du deuxième genre »*, *« nappes de charriage sensu stricto »*, *« nappes-écailles »*, *« nappes de cisaillement »*, dont aucun n'est adéquat.

Il se caractérise (fig. F-2*b*) par un sectionnement de la série, qui est recoupée en biseau, de bas en haut, de la partie interne vers le front. La surface de charriage fait donc fondamentalement reposer l'une sur l'autre deux tranches de terrains l'une et l'autre à l'endroit, comme le ferait une faille inverse. Elle en dérive d'ailleurs par exagération du rejet. Accessoirement il peut exister une ***charnière frontale,*** antiforme, assimilable à un crochon.

— **Les *nappes de décollement*** : ces nappes *(= Strip-sheets)* montrent aussi la superposition d'une succession à l'endroit sur l'autochtone. Mais ici la surface de charriage est parallèle aux couches de la nappe et se confond avec son niveau stratigraphique basal (fig. F-2*c*).

On peut appeler racines le secteur où la tranche déplacée cesse de reposer sur des terrains autres que ceux constituant sa base stratigraphique normale. Pourtant, si la tranche charriée n'est pas rompue on peut être certain que le déplacement se poursuit encore bien au-delà du côté interne.

Dans le cas où le décollement s'amorce, du côté interne, sur une rupture de la tranche de roche considérée on a proposé d'appeler « **patrie** » le secteur où s'est produit l'arrachement ; il s'agit là de considérations assez théoriques, d'un faible usage dans l'analyse de terrain.

— **Les nappes par sectionnement et décollement** : on a reconnu progressivement que le type de nappes le plus répandu était un hybride des deux précédents, associant du glissement parallèle aux couches, dans certains secteurs, les ***plats*** *(= Flats)*, à du sectionnement par failles inverses dans d'autres secteurs, les ***rampes*** *(= ramps)* (fig. F-2*d*).

Schématiquement la surface de chevauchement a donc un tracé en escaliers, tant vis-à-vis des couches de l'autochtone que de celles de la nappe. La ***rampe frontale*** de la nappe avance le plus souvent sur un plat de l'autochtone ; le bord frontal se déforme alors par « retombée » sur ce plat et dessine une ***charnière frontale antiforme :*** celle-ci ne correspond nullement à un crochon et ne présente pas, dans l'idéal, de flanc inverse. Le corps de la nappe subit également des torsions à l'aplomb de chaque point d'inflexion de la surface de charriage, aux raccords entre rampes et plats successifs : ce sont les ***plis de rampes*** (voir fig. G-5*e*).

## b) Caractérisation du charriage

Les nappes présentent ce caractère particulier d'être des objets dont l'existence n'est pas un fait d'évidence mais doit être prouvée. D'autre part leur déplacement est délicat à apprécier.

### ■ Mise en évidence des charriages

Un charriage *(= thrust)* peut se produire sans chevauchement, par exemple le long de plats, où la tranche décollée par le charriage reste en superposition sur son soubassement stratigraphique normal : il y a alors, malgré le déplacement, une apparence de succession non perturbée : cette disposition est, dans certains cas, qualifiée de ***substitution de couverture.***

Néanmoins le critère fondamental du charriage reste celui du chevauchement *(= Overthrust)*. On en démontre la réalité en mettant en évidence une ***superposition anormale,*** non conforme à l'ordre logique qui doit régner à l'intérieur d'une tranche autochtone.

— **Nature des anomalies de superposition** : les anomalies de superposition peuvent relever de deux types :

1. *Anomalies stratigraphiques :* elles se trahissent par la présence d'une tranche supérieure d'âge plus ancien que son soubassement. L'observation d'un ***redoublement*** de niveaux repères en est également symptomatique.

2. *Anomalies lithologiques,* relevant du métamorphisme et du mode de déformation des roches : l'ordre normal est un accroissement vers le bas du degré et de l'intensité du métamorphisme et/ou de l'incompétence des roches. En cas d'évolution polyphasée les roches les plus polymétamorphes ou polydéformées sont normalement en bas et non en haut.

— **Réalité géométrique de la superposition** : ce n'est que lorsque les conditions sont particulièrement favorables (grands versants en falaises, forages multiples sur un large secteur) que la réalité de l'empilement d'une tranche allochtone sur un autochtone est réellement observable. Dans la plupart des cas, au contraire, l'observation se fait sur des versants peu inclinés ou sur des surfaces presque plates : la ligne de séparation présumée entre allochtone et nappe peut alors être interprétée aussi bien comme traduisant une autre géométrie que celle d'une superposition par charriage.

Une analyse critique est donc toujours nécessaire, pour voir si d'autres schémas interprétatifs aussi satisfaisants que celui du charriage ne peuvent pas être proposés. De telles *interprétations antinappistes* ont alimenté maintes controverses, surtout au début du développement des applications du concept de nappe, à la fin du siècle dernier.

Les principales configurations qui prêtent classiquement à ce type de discussion sont les suivantes :

1. *Redoublements à flancs de versant* (fig. F-3). Le choix entre chevauchement et failles normales ou inverses est déterminé par la cartographie en utilisant les accidents topographiques.

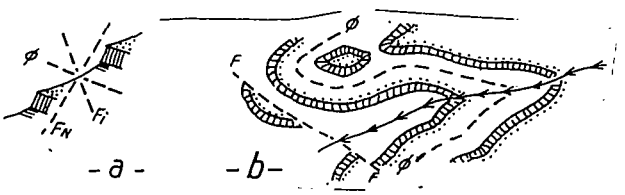



Fig. F-3. — *Mise en évidence géométrique d'une superposition anormale, par charriage*

*a)* Les trois interprétations possibles d'un redoublement à flanc de versant (coupe) : $\phi$ = chevauchement (charriage), Fi = faille inverse à pendage fort ; FN = faille normale.

*b)* Démonstration du recouvrement par la cartographie : le tracé du contact impliqué par le redoublement est plus ou moins rectiligne ou au contraire sinueux, selon qu'il s'agit d'une faille redressée (F) ou d'un chevauchement ($\phi$).

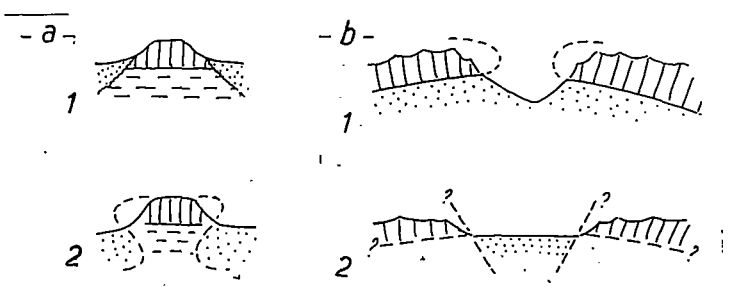



Fig. F-4. — *Interprétations « antinappistes » classiques pouvant être opposées à une interprétation par charriage* (les terrains en pointillés sont plus récents que ceux hachurés) :

*a) Cas d'une klippe* : 1 = ilôt transgressé ; 2 = pli en champignon ou extrusion par failles circulaires ;

*b) Cas d'une fenêtre* : 1 = « double pli », par plis couchés affrontés (exemple de la vallée de Glarus) ; 2 = fossé d'effondrement.

2. *Klippes :* cette disposition a causé beaucoup de problèmes aux antinappistes acharnés : l'étymologie même du nom vient d'ailleurs d'une interprétation qui considère qu'il s'agit d'*îlots* (fig. F-4*a*1), en contrebas et sur le flanc desquels se

sont déposées les couches relativement récentes que l'on trouve à leur base (cette interprétation est d'ailleurs correcte dans certains cas, très rares, comme celui des « klippes piénines » de Tchécoslovaquie).

Parmi les schémas antinappistes le plus souvent proposés figurent les « failles verticales circulaires » et les « plis en champignons » (fig. F-4*a*2), structures effectivement réalisées dans le cas, très particulier, des phénomènes de ***diapirisme*** (voir chap. G-2).

3. *Fenêtres :* elles ont souvent été interprétées (fig. F-4*b*) comme des effondrements circulaires, ou, lorsqu'elles étaient allongées, comme celle de la vallée de Glarus (Suisse), par des plis couchés affrontés.

4. *Faux chevauchements :* dans nombre de cas on a cru, par excès inverse, voir des chevauchements là où il n'y avait de redoublement que par suite de tassements superficiels sur un versant (voir chap. G-3).

— **Chevauchements inapparents :** diverses causes peuvent faire que la surface de chevauchement d'une nappe soit inobservable ou ne soit pas reconnaissable comme telle, à la surface du sol. Les principales peuvent être classées comme suit (fig. F-5) :

1. *Front masqué par des dépôts postérieurs au charriage :* c'est souvent le fait de dépôts quaternaires ; mais leur faible épaisseur et leur peu de continuité font en général qu'ils laissent affleurer des jalons de la surface de charriage. Par contre, il est fréquent que des régions apparemment autochtones bordées de bassins sédimentaires peu ou pas déformés se révèlent en réalité charriées, à l'occasion de forages par exemple (fig. F-5*a*) : tel semble être le cas des relations entre les chaînes subalpines septentrionales (massif des Bornes en particulier) et le bassin molassique miocène périalpin.

La nappe peut même s'être mise en place au cours de la sédimentation du bassin (voir fig. G-20).

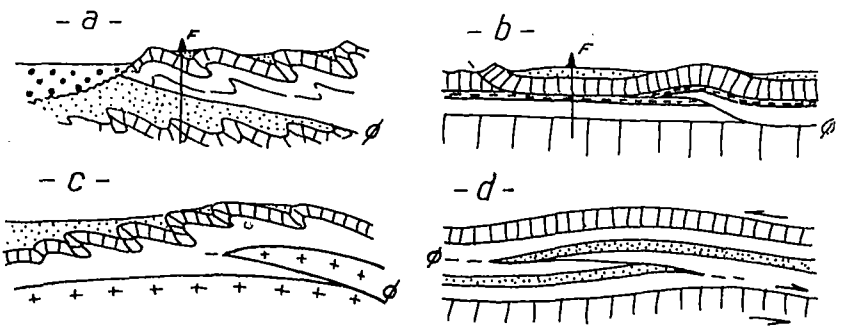



Fig. F-5. — *Chevauchements inapparents.*

*a)* Front masqué : le chevauchement ($\phi$) est démontré par le forage (F) ;

*b)* Portion redoublée, frontale, érodée ; le forage (F) traverse un plat de décollement et ne montre pas de redoublement (exemple du Pine Mountain thrust, dans les Appalaches de Virginie) ;

*c)* Amortissement du chevauchement dans des plis ;

*d)* Chevauchement intercutané (exemple des chevauchements de la vallée de la Roya, à l'ouest du massif de l'Argentera).

2. *Chevauchement en apparence mineur :* ce cas est réalisé lorsque l'érosion a enlevé toute la partie correspondant au plat le plus frontal d'une nappe, ne laissant alors voir que la première rampe (selon laquelle s'était fait le détachement frontal) : un forage pratiqué immédiatement à l'arrière ne révèle aucun chevauchement, mais dans un domaine encore plus interne il pourrait rencontrer celui correspondant à une rampe de niveau inférieur (fig. F-5*b*).

3. *Chevauchements* ***non émergents*** *(= Blind-thrusts)* : le charriage peut s'amortir vers le haut et le raccourcissement correspondant ne s'y traduire, dans les niveaux voisins de la surface, que par des failles inverses multiples ou encore par des plis (fig. F-5*c*). On envisage une telle explication au sujet du charriage profond éventuel des massifs cristallins externes des Alpes, qui ne se manifesterait alors que par les plis et les petits chevauchements des massifs subalpins (fig. H-18*f*).

4. *Chevauchement* ***intercutané :*** on appelle ainsi les chevauchements qui se limitent à un niveau donné de la série, sans se propager au-delà, ni vers le haut ni vers le bas (fig. F-5*d*). Cela implique l'existence d'un cisaillement diffus (« cisaillement continu ») dans les niveaux encadrants, par glissements couches sur couches ou par déformations franchement ductiles.

## ■ Paramètres du déplacement

Ce sont la direction, le sens et l'ampleur des mouvements. Ils sont parfois difficiles à préciser, ce qui porte aisément à se laisser entraîner à des conclusions hâtives et non fondées.

**— Direction du déplacement :**

1. Il est tentant d'admettre que les nappes se déplacent selon une perpendiculaire à leur front. Cela n'est pas vrai dans deux cas au moins :

- Lorsque l'on a affaire à un simple front d'érosion, dont l'orientation s'écarte de façon variable du front réel de la nappe. Il est vrai cependant que sur une grande distance ses sinuosités peuvent être négligées en ne considérant plus que sa direction moyenne, qui se rapproche plus alors de celle du front réel.
- Lorsque la déchirure frontale originelle résulte d'un cisaillement horizontal : elle est alors oblique au déplacement ultérieur, tangentiel.

2. L'outil le plus fiable est donc l'analyse des déformations microtectoniques associées au charriage. Tel est le cas des *linéations X*, dont l'azimut est proche de celui des axes a (fig. D-11*a*). Mais il faut prendre garde au fait qu'il peut y en avoir plusieurs générations, diversement orientées, d'abord parce que la direction de charriage a pu varier d'une étape à l'autre, ensuite parce que diverses influences locales peuvent jouer sur l'orientation des axes de déformation (serrage local contre un obstacle, etc.). Une discussion serrée s'impose donc avant toute conclusion.

**— Sens des mouvements** : il faut distinguer entre le mouvement relatif de la nappe vis-à-vis de l'autochtone et le mouvement par rapport à des référentiels pris à la surface du globe.

1. *Mouvements relatifs :* la règle est que la nappe tend à monter le long des rampes. Toutefois l'inclinaison de celles-ci par rapport à la surface du sol peut être dirigée vers l'aval du mouvement dans les cas suivants :

- Mise en place par glissement gravitaire (voir chap. F2).
- Mise en place sur une surface ondulée, par exemple sur la surface du sol (voir chap. F-2).

• Basculement posthume (voir chap. F3). Ce cas est fréquent ; les fronts de nappes ou de chevauchements basculés constituent des ***têtes plongeantes*** (fig. F-6).

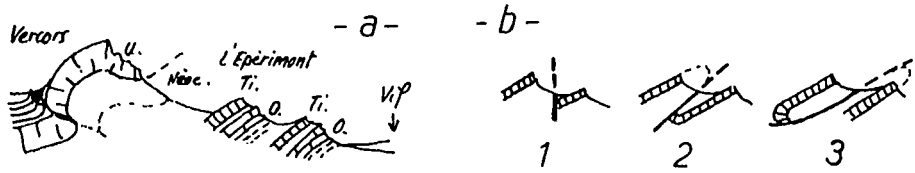



Fig. F-6. — *Sens relatif du mouvement.*
Exemple de la bordure E du Vercors au sud de Grenoble
U = Urgonien ; Ti = Tithonique ; O = Oxfordien.
*a)* Coupe schématique (l'ouest est à gauche) ;
*b)* Le redoublement du Tithonique a été interprété successivement de trois façons : 1 = faille verticale ; 2 = faille inverse à vergence Est ; 3 = faille inverse basculée à vergence W : les crochons observables démontrent la réalité de cette « tête plongeante » (d'orientation cohérente, d'ailleurs, avec le déversement au niveau de l'Urgonien).

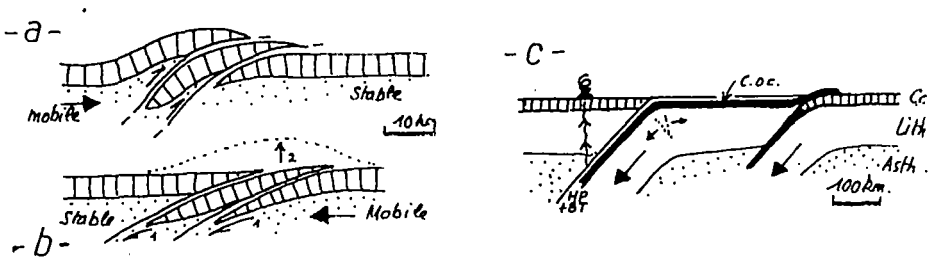



Fig. F-7. — *Sous-charriage et subduction.*
*a)* Charriage : montée des nappes sur le domaine stable.
*b)* Sous-charriage : enfoncement de nappes sous le domaine stable : 1 = étape de charriage ; 2 = étape de soulèvement permettant l'observation de la structure en surface ; le résultat final ne se distingue en rien de celui du schéma *a*.
*c)* Subduction (noter le changement d'échelle) : c.c. = croûte continentale ; c.o. = croûte océanique. La subduction de droite s'accompagne d'obduction de croûte océanique sur la croûte continentale. Noter aussi la distension des parties hautes dans la zone de flexion de la plaque subductée.

2. *Mouvements par rapport à la surface du globe :* une question souvent envisagée est celle de l'éventualité de ***sous-charriages,*** c'est-à-dire d'un enfoncement de l'autochtone, mobile, sous la nappe, fixe. En raison de ce que la structure charriée ne devient observable qu'à la faveur de l'intervention d'un soulèvement rien dans la disposition finale ne peut permettre de différencier charriage et sous-charriage au niveau des faits d'observation (fig. F-7*a*).

Il en va autrement, par contre, si l'on se place à l'échelle des plaques lithosphériques, dans le cadre des ***subductions*** (fig. 7*b*). En ce cas, en effet, le métamorphisme et le volcanisme spéciaux induits permettent de définir le côté qui, des deux, était plongeant.

On peut signaler enfin que l'on a parfois utilisé le terme de « sous-charriage » pour désigner un charriage profond inapparent en surface, ou des charriages de direction opposée au sens qui est général dans la région considérée : ce sont des acceptions ambiguës et impropres.

— **Ampleur du charriage :**

1. On confond souvent, à tort, deux notions (fig. F-8*a*) :

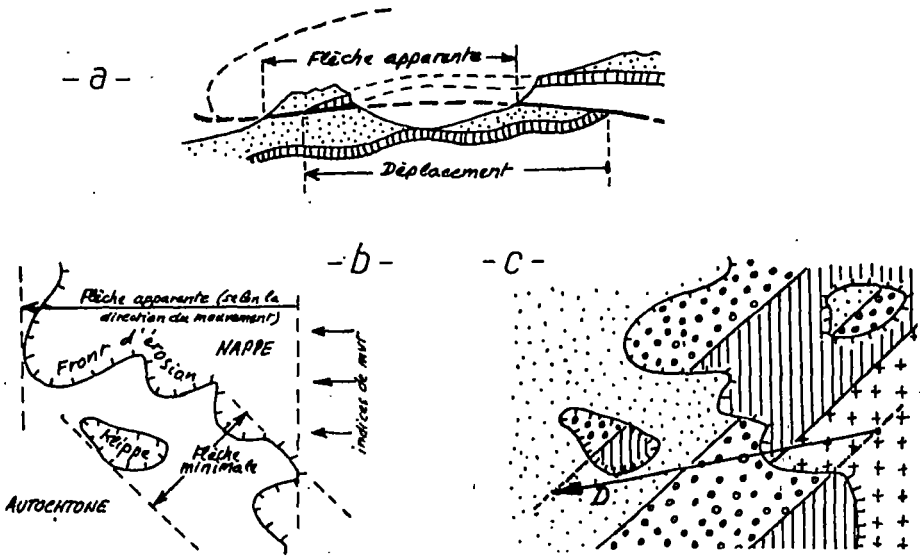



Fig. F-8. — *Ampleur du charriage.*

*a)* Différence entre déplacement et flèche apparente (coupe) ; *b)* Flèche minimale et flèche apparente selon la direction du mouvement (carte) ; *c)* Déplacement (D) d'après le décalage de repères linéaires (lignes des changements de faciès par exemple) ; la direction du mouvement est ici supposée connue (les figurés correspondent à des zones définies stratigraphiquement).

• Le *déplacement de la nappe,* équivalent du rejet d'une faille.

• La *flèche du chevauchement,* c'est-à-dire la largeur de la bande d'autochtone masquée par la nappe. Il faut même distinguer (fig. F-8*b*) la ***flèche minimale*** indiquée par la cartographie en l'absence de données sur la direction du mouvement, la ***flèche apparente,*** qui correspond à la partie révélée par l'érosion et la ***flèche réelle,*** rarement connue en réalité.

2. *La longueur de la flèche* est égale à celle du déplacement augmentée de la longueur du biseau coupant la série charriée (fig. F-8*a*) : elle est donc en général très supérieure à celle du déplacement, surtout en cas de nappe-faille inverse.

3. *La valeur du déplacement* est souvent délicate à évaluer.

Dans les meilleurs des cas l'on obtient jamais que des valeurs approximatives et minimales si l'on a recours à des constructions géométriques. En effet, on ne peut presque jamais connaître, sur une coupe, la position des deux intersections d'une même surface repère avec la surface de charriage : souvent l'une est

enlevée par l'érosion (au front de la nappe) ou l'autre est masquée par le recouvrement (dans l'autochtone). On se base donc sur les données de forages, sur celles de la géophysique ou sur la forme superficielle des plis pour détecter la position hypothétique des rampes masquées, afin de construire des coupes équilibrées donnant des valeurs minimales pour le déplacement.

Une autre méthode, peu rigoureuse mais classiquement utilisée, fait appel à l'évaluation du décalage des repères paléogéographiques mis en évidence par l'étude stratigraphique (fig. F-8*c*). L'importance des différences stratigraphiques entre la série de la nappe et celle de son soubassement est en tout cas un indice de plus ou moins grand déplacement.

## F 2 — Processus du charriage

L'étude des nappes conduit à reconnaître que les modalités de leur mise en place peuvent être assez variables. Ces dernières doivent être examinées de trois points de vue, qui sont le moteur du mouvement, les mécanismes mis en œuvre lors du déplacement et l'influence de l'ambiance régnant dans le secteur où s'est effectué le charriage.

### a) Moteur du mouvement

Toutes les causes de déplacement se ramènent en définitive à deux cas, selon que les forces primordiales sont horizontales, imputables en dernière analyse aux mouvements de plaques, ou verticales, et alors liées à des déséquilibres de la pesanteur (fig. F-9) :

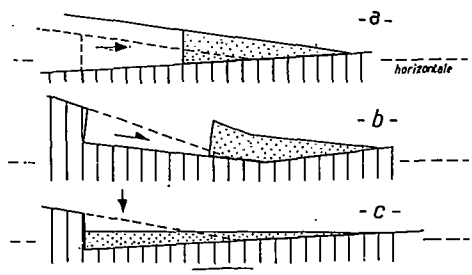



Fig. F-9. — *Moteur du déplacement des nappes.*

La tranche de roche charriée est en grisé et sa position initiale en tiretés. Les flèches symbolisent le mode d'application des efforts.

*a)* Poussée tangentielle par l'arrière : le charriage peut alors être entièrement « remontant ».

*b)* Glissement gravitaire sur une déclivité : la partie frontale seule de la nappe peut remonter (ce qui est une cause de blocage).

*c)* Étalement gravitaire : la surface supérieure de la tranche concernée se rapproche de l'horizontale mais le centre de gravité est abaissé : la partie frontale peut remonter une déclivité qui se poursuit, sans inversion de sens, sous la partie interne.

### ■ Poussées tangentielles

Dans cette hypothèse la nappe reçoit une impulsion sur son bord interne et transmet celle-ci jusqu'à la zone de détachement frontale. La masse rocheuse déplacée est soumise à des *efforts compressifs* qui ne peuvent que décroître en s'éloignant de leur point d'application, c'est-à-dire du bord interne vers le front.

### ■ Forces de pesanteur

La nappe est alors qualifiée de *gravitaire* ; son mouvement est toujours provoqué, de façon plus ou moins directe, par un bombement de la topographie.

— **Dispositifs gravitaires** : en fait deux variantes peuvent être imaginées quant à l'origine du bombement :

1. *Intumescence par soulèvements purement verticaux,* induits par des phénomènes tels qu'intrusion plutonique ou réajustement isostatique.

2. *Surrection induite par un chevauchement* d'ordre supérieur, éventuellement à l'échelle de la croûte terrestre. Un tel processus s'inscrit bien dans l'optique actuelle, où les mouvements horizontaux, par déplacements de plaques lithosphériques, sont considérés comme fondamentaux.

— **Modalités** : dans les déplacements gravitaires la nappe est tirée par son propre poids et subit donc des *efforts extensifs.* Toutefois la situation change lors de son immobilisation. Deux cas sont alors envisageables (fig. F-9*b* et 9*c*), selon la façon dont s'effectue le déplacement :

1. ***Glissement gravitaire*** *(= Gravity gliding)*, sur le flanc d'une déclivité : l'immobilisation résulte alors d'un accroissement de la friction sur la surface de glissement, par exemple par suite d'une atténuation ou d'une inversion de sa pente (fig. F-9*b*). Il en résulte des efforts en compression qui se propagent depuis l'avant, où s'exerce le freinage, vers l'arrière. Au total la nappe pourra donc enregistrer successivement de l'extension puis de la compression, ce qui est à retenir comme caractère distinctif.

2. ***Étalement gravitaire*** *(= Gravity spreading)*, par un aplatissement global aboutissant à l'abaissement du centre de gravité du bombement originel (fig. F-9*c*). Cet étalement peut d'ailleurs se faire même si la surface basale remonte de la zone interne vers le front. En tout cas les efforts subis se limitent ici à de l'extension horizontale.

## b) Mécanique du déplacement

On doit examiner les conditions permettant le mouvement et la déformation qui lui est associée.

### ■ Conditions permettant le mouvement

L'examen des données de la mécanique des roches montre qu'il est impossible que le déplacement sur la surface de charriage résulte d'un simple processus de fracturation cisaillante au sein d'un ensemble rocheux homogène, quel que soit le moteur envisagé :

— **Dans le cas d'un charriage gravitaire** le glissement suppose une déclivité dont la pente initiale correspondrait à la valeur de l'angle $\theta$ caractéristique de la roche considérée, c'est-à-dire d'environ 30°. Ceci impliquerait, pour de grandes nappes, des dénivellations considérables, puisque voisines de la moitié de la flèche du charriage, qui s'avèrent presque toujours incompatibles avec les autres données disponibles.

— **Dans le cas d'un déplacement par poussée arrière** le détachement, par faille, du front de la nappe, et la poursuite de son mouvement ne peuvent se produire que si une part suffisante des efforts appliqués à l'arrière est transmise jusqu'à ce front. Or, de tels efforts tendent à déformer, notamment par failles ou par plis, la tranche de roche sur laquelle ils s'exercent, et ceci d'autant plus facilement qu'elle est plus mince. De ce fait, la flèche admissible est fonction de cette épaisseur ; elle ne saurait dépasser 8 km pour une nappe épaisse de 1 000 m et 18 km seulement si l'épaisseur atteint 5 000 m (c'est le « paradoxe des grandes nappes »).

En définitive il apparaît donc que les grands charriages ne peuvent se produire que si la surface de charriage se localise dans un niveau particulier, caractérisé par une facilité particulière à se déformer, qui joue en somme le rôle de lubrifiant. Il s'agit d'une tranche de roches particulièrement ductiles, par exemple un niveau d'évaporites, ou d'un niveau affaibli par une surpression fluide (les évaporites y sont également propices).

## ■ Déformations associées

Plusieurs comportements sont susceptibles de se manifester au sein de la tranche de roches charriées (fig. F-10) :

— **Glissement en bloc** : c'est le comportement des matériaux très compétents.

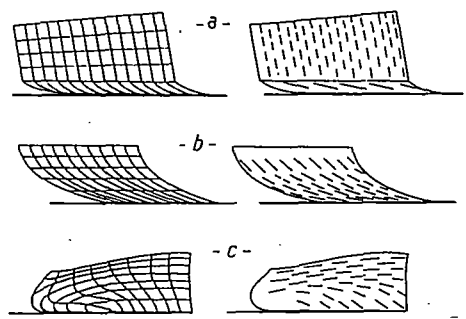



Fig. F-10. — *Déformations associées au charriage.*

On a représenté un fragment, initialement en forme de parallélépipède rectangle, de la tranche rocheuse charriée. Il porte, à gauche, le dessin déformé d'un quadrillage initialement régulier et, à droite, des tirets orientés en chaque point selon la direction de Z, et qui figurent donc l'attitude d'une éventuelle schistosité.

*a)* Glissement en bloc avec raccourcissement interne, sur un niveau moins compétent, cisaillé.

*b)* Glissement avec cisaillement continu hétérogène (décroissant vers le haut) de l'ensemble de la tranche rocheuse.

*c)* Étalement gravitaire.

La totalité des efforts cisaillants exercés par la friction sur la surface de charriage se concentre dans le niveau lubrifiant le long duquel elle est localisée. La déformation interne est nulle ou se manifeste par des failles qui sont inverses en cas de poussée arrière et normales en cas de glissement gravitaire (c'est d'ailleurs dans ce dernier cas que le déplacement en bloc est le plus facile à obtenir).

— **Glissement avec raccourcissement interne** : ce cas est réalisé, surtout par poussée arrière, dans des matériaux peu compétents mais contrastant encore fortement avec ceux, très incompétents, correspondant à la surface de charriage (fig. F-10*a*). Le raccourcissement s'exprime souvent en grande partie par du plissement, éventuellement accompagné d'une schistosité plutôt redressée.

Le déplacement frontal est ici inférieur au déplacement du bord interne, puisqu'une partie plus ou moins importante est absorbée par le raccourcissement du corps de la nappe. A la limite il peut même être nul, auquel cas on parle d'***amortissement frontal*** ou d'« *enracinement frontal* » : la surface de chevauchement ne perce alors pas la tranche charriée et il y a chevauchement inapparent (fig. F-18*b*1).

— **Glissement avec cisaillement** : lorsque la compétence des matériaux de la nappe n'est pas sensiblement plus forte que celle de sa base c'est l'ensemble de la nappe qui est soumis au cisaillement dû à la friction basale (fig. F-10*b*). L'intensité de ce dernier s'accroît vers le bas, de sorte que plis et schistosité y sont de plus en plus couchés. Le déplacement, par contre, va croissant vers le haut, et peut, à la limite, être nul dans les couches les plus basses, de sorte qu'il n'y a plus alors de surface de charriage matérialisée : c'est là une sorte de charriage inapparent qui intervient dans le cas d'un enracinement progressif.

Le glissement cisaillant est favorisé dans le cas où la nappe se déplace par entraînement sous une autre ; en effet à l'effort cisaillant supplémentaire induit par cette dernière s'ajoute l'effet de surcharge qui tend à diminuer la compétence.

— **Étalement gravitaire** : ce processus implique fondamentalement une déformation interne par extension subhorizontale (fig. F-10*c*). Cela se manifeste dans les niveaux les plus profonds par une schistosité également subhorizontale et, dans les niveaux superficiels plus compétents, par des failles normales. Il peut se former des plis d'écoulement à plan axial horizontal mais ceux-ci ne seront en général pas discernables puisque les marqueurs stratigraphiques qui pourraient les dessiner sont le plus souvent aussi horizontaux.

### c) Indices de l'ambiance du charriage

Les conditions d'environnement régnant à l'emplacement où s'est effectué le charriage vont de celles des fortes profondeurs jusqu'à celles de surface du sol. Ces conditions sont souvent trahies par les caractères du contact de la nappe sur son autochtone. Trois groupes de cas sont surtout à examiner :

#### ■ Présence d'un coussinet tectono-sédimentaire

Le sommet de l'autochtone est parfois couronné par des formations sédimentaires qui jalonnent la base de la nappe de façon plus ou moins discontinue et se révèlent avoir été alimentées, au moins en partie, par des débris empruntés à cette dernière (d'où leur nom de ***formations tectono-sédimentaires***). Deux variantes sont à distinguer selon les conditions de charriage dont elles témoignent :

— **Chevauchement *épiglyptique*** (fig. F-11*a*) : le coussinet est ici constitué de sédiments continentaux subaériens, alluvions fluviatiles ou éboulis, qui occupent

des dépressions de l'ancienne topographie recouverte par le charriage. Un exemple remarquable est fourni par les dépôts à fins litages entrecroisés que l'on rencontre de place en place sous la nappe de Digne : ils sont formés de débris de cargneules provenant des terrains de la semelle de cette nappe.

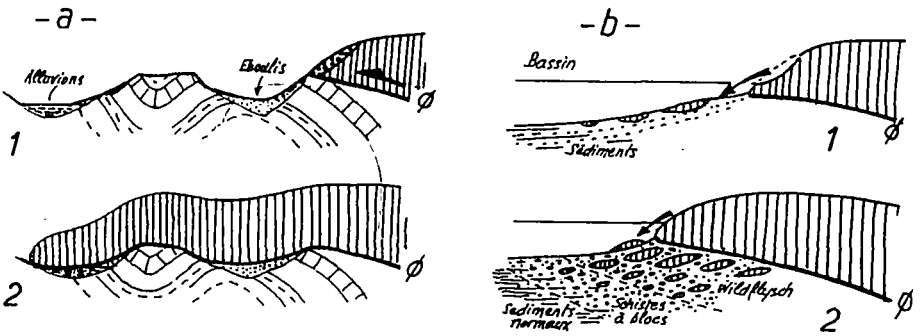



Fig. F-11. — *Nappes mises en place en conditions de subsurface.*
1 et 2 sont deux étapes successives.
*a)* Charriage épiglyptique ; *b)* Nappes humides : répartition du wildflysch et des schistes à blocs, en biais par rapport aux strates du sédiment dont ces formations viennent clore le dépôt.

— **Chevauchement *« humide »,*** sous-aquatique (fig. F-11*b*) : la formation tectono-sédimentaire s'intègre ici au sommet des sédiments « normaux » du bassin dans lequel s'avance la nappe ; il y a passage progressif, vertical et latéral, de l'un à l'autre, le sédiment « normal » se faisant « polluer » par les apports tectonosédimentaires. Ce type de coussinet est une variété d'***olistostrome*** (voir chap. G3). Un bel exemple est fourni par les « schistes à blocs » qui constituent le sommet de la formation paléogène des Grès d'Annot, sous le chevauchement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, dans les Alpes du Sud.

## ■ Présence d'une semelle de tectonites intensément déformées

C'est là le cas le plus général. *La nature et le type de tectonite* sont variables car ils dépendent du matériau et des conditions dans lesquelles les roches de la semelle de la nappe ont été broyées : ce sont des kakirites lors des chevauchements relativement superficiels, des cataclasites et souvent des mylonites pour des conditions plus profondes. Très souvent la semelle de tectonites est constituée de roches qui jouent le rôle de lubrifiant, à la faveur des surpressions fluides qu'elles sont susceptibles d'engendrer. Tel est le cas des gypses, qui jalonnent la majorité des bases de nappes dans les Alpes occidentales (où ils sont souvent remplacés maintenant par des cargneules formées à leurs dépens). Les serpentinites ont joué le même rôle et forment des chapelets de lentilles qui soulignent également les contacts anormaux dans les nappes du domaine piémontais alpin.

Les semelles de tectonites manquent parfois totalement et la base de la nappe est alors constituée par une surface nette comparable à un miroir de faille.

## ■ Métamorphisme dû au charriage

On connaît d'assez nombreux cas où des recristallisations métamorphiques se localisent au voisinage d'une surface de charriage, ce qui porte à les attribuer aux effets de la mise en place de la nappe.

Deux exemples illustrent le fait que cela peut correspondre à des phénomènes assez différents d'un cas à l'autre :

• L'autochtone du massif subalpin de Platé montre un accroissement vers le haut du degré de cristallinité des illites, aux approches du contact basal des nappes des Préalpes : dans ce cas on peut penser que la recristallisation est un « ***dynamométamorphisme*** » résultant de l'échauffement par friction (fig. F-12*a*).

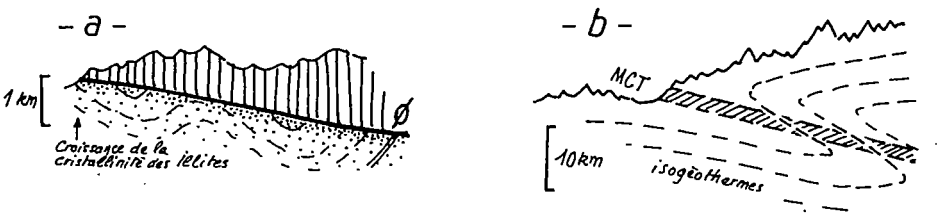



Fig. F-12. — *Nappes induisant un métamorphisme inversé.*
*a)* Métamorphisme thermique (à faible pression) induit par la friction.
*b)* Effet de « fer à repasser » (noter l'échelle) avec torsion des isogéothermes : métamorphisme de type HP/BT.

• Dans l'Himalaya la base de la nappe, épaisse de près de 20 km, qui est appelée « dalle du Tibet », est constituée par une épaisse zone de roches à déformation ductile (blastomylonites), qui jalonne sa surface de chevauchement appelée Main Central Thrust. Cette zone montre une inversion des zones d'isométamorphisme (fig. F-12*b*). On explique ceci par un « *effet de fer à repasser* » : la base de la dalle du Tibet plus chaude, car originellement profonde, étant venue reposer sur un autochtone plus froid, il en est résulté une inversion du gradient géothermique dans ce secteur.

# F 3 — Les systèmes de nappes de charriage

Il est tout à fait exceptionnel de rencontrer une nappe de charriage isolée : en général les nappes font partie d'un édifice d'empilement plus ou moins complexe. De plus il est également exceptionnel qu'une région qui a été sujette à des charriages n'ait pas subi la formation d'autres structures, soit contemporaines soit indépendantes du charriage. Enfin les systèmes de nappes sont souvent très morcelés, à la fois par le jeu de la tectonique et par celui de l'érosion. Aussi constituent-ils une sorte de puzzle que le tectonicien s'efforce de reconstituer, afin de retrouver l'ordonnance originelle des diverses tranches de terrain transportées. Tels sont les différents aspects qui sont abordés ici.

## a) La constitution des édifices de nappes

On doit l'examiner sous l'angle de la différenciation entre les éléments constitutifs et sous celui de la disposition géométrique de ces éléments.

### ■ Éléments constitutifs

Tout élément transporté par charriage qui acquiert une individualité, soit du fait de l'érosion, soit par le jeu d'un découpage tectonique supplémentaire, mérite le nom d'***unité allochtone.*** On a coutume, en outre, de distinguer plusieurs types d'unités, en fonction de leurs relations mutuelles.

— **Relations avec l'autochtone** : l'existence, fréquente, de charriages multiples, superposés ou empilés, conduit à nuancer la notion même d'autochtonie :

1. *Relativité de l'autochtonie :* chaque nappe repose sur un ***autochtone relatif*** qui peut être lui-même charrié : nombre de régions réputées autochtones se sont effectivement révélées charriées à l'occasion de forages ou sont soupçonnées telles sur la base de données géophysiques.

2. *Autochtonie en cas de charriages superposés :* lorsque plusieurs phases distinctes de charriage sont intervenues on peut être amené à distinguer les autochtones relatifs aux différentes phases sous les noms de ***éo-autochtone,*** pour les terrains charriés seulement dans la phase la plus récente (fig. F-13*a*), et de ***néo-autochtone,*** pour ceux charriés dans une phase antérieure mais non retransportés dans la phase plus récente (fig. F-13*b*).

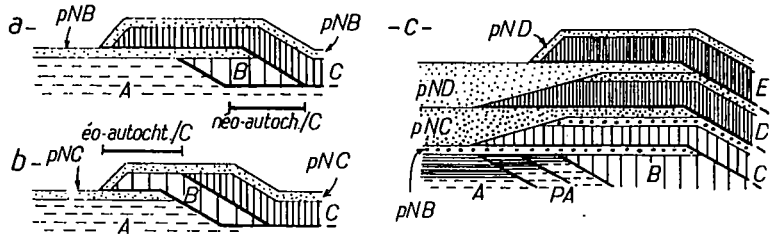



Fig. F-13. — *Charriages superposés et degré d'allochtonie.*
A = autochtone ; PA = Parautochtone ; B, C, D, E = nappes successives, de plus en plus hautes ; pNB, pNC, pND = terrains post-nappe, cachetant les charriages correspondants.
*a)* La nappe B est un néo-autochtone pour le charriage de C.
*b)* La nappe B est l'éo-autochtone du charriage C.
*c)* Intrication des nappes dans les formations post-nappes (superposées en avant du domaine charrié). Ici les nappes les plus hautes sont les plus récemment mises en place (séquence dite « inversée », *cf.* fig. F-16).

• La reconnaissance des néoautochtones dans un ensemble de nappes est précieuse pour mettre en évidence une chronologie des charriages (fig. F-13*c*). Elle se

base surtout sur les arguments stratigraphiques, tirés du recoupement des surfaces de charriage par des terrains sédimentaires discordants, dits « ***terrains post-nappe*** ». Dans les cas les plus favorables il y a autant de niveaux successifs, recouvrant chacun toutes les nappes antérieures et s'engageant chacun sous les nappes des étapes ultérieures, qu'il y a eu d'étapes de charriage. Tel est pratiquement le cas dans les nappes de flysch des Carpates (notamment en Roumanie).

• Malheureusement, soit que le charriage n'ait pas atteint la surface du sol lorsqu'il s'est produit, soit qu'une érosion plus récente ait enlevé les terrains sédimentaires post-nappe, il est très fréquent que ces derniers ne soient pas conservés. Il n'est plus alors possible de distinguer les étapes de mise en place des nappes. C'est en particulier le cas dans les Alpes où, hormis les couches du Crétacé supérieur de Gosau (en Autriche), il n'existe guère, à l'intérieur des domaines de charriage, de témoins stratigraphiques de la succession des phases tectoniques.

3. *Notion de « **parautochtone** »* : on désigne de ce nom la partie de l'autochtone située immédiatement sous la nappe la plus basse, lorsqu'il s'y développe des chevauchements mineurs contemporains du charriage.

— **Hiérarchie des unités allochtones** : il est habituel de distinguer plusieurs catégories d'unités allochtones en se basant sur leur importance individuelle. On peut l'apprécier en prenant comme bases la longueur cartographique du front de charriage, sa flèche de chevauchement, ou (ce qui est plus communément usité) son individualité lithologique ; chaque nappe se caractérise en effet, par rapport aux autres, grâce à des différences plus ou moins profondes de type de déformation, de degré de métamorphisme ou de constitution de la série stratigraphique (à tel titre que de telles différences sont souvent considérées comme nécessaires pour accéder au statut de nappe véritable). Quoi qu'il en soit la hiérarchie traditionnelle des subdivisions est la suivante :

1. *Les **nappes majeures*** correspondent à des ensembles lithologiques bien individualisés et correspondent même, en général, à tout un domaine paléogéographique. Leur flèche de chevauchement atteint parfois des valeurs hectokilométriques et l'on n'en distingue guère plus d'une demi-douzaine dans l'ensemble d'une chaîne : telle est la « nappe des Schistes lustrés » des Alpes occidentales.

2. *Les **nappes élémentaires*** sont des unités découpées au sein d'un même domaine paléogéographique ou structural ; si elles sont géométriquement bien individualisées et ont encore des flèches de dimensions communément décakilométriques elles ne diffèrent toutefois, entre elles, que par des détails de leur contenu lithologique. Telles sont, par exemple, les différentes nappes briançonnaises et subbriançonnaises des Alpes françaises.

3. *Les **digitations*** sont les plus petites subdivisions que l'on puisse caractériser par une particularité lithologique. Leur taille est parfois à peine plurikilométrique et elles n'intéressent, souvent, qu'une portion seulement de la tranche de roches d'une nappe, par exemple la seule partie haute de la série (fig. F-14*a*). En fait la distinction avec le cas précédent est floue, les nappes principales ne représentant que les plus grandes digitations des nappes majeures. On distingue deux catégories de digitations (fig. F-14) :

• Les ***digitations par redoublement***, détachées par repli ou chevauchement, c'est-à-dire en compression.

• *Les **diverticulations,*** détachées au contraire en distension, par glissement gravitaire ; chacune correspond à une tranche plus ou moins basse d'une même série stratigraphique.

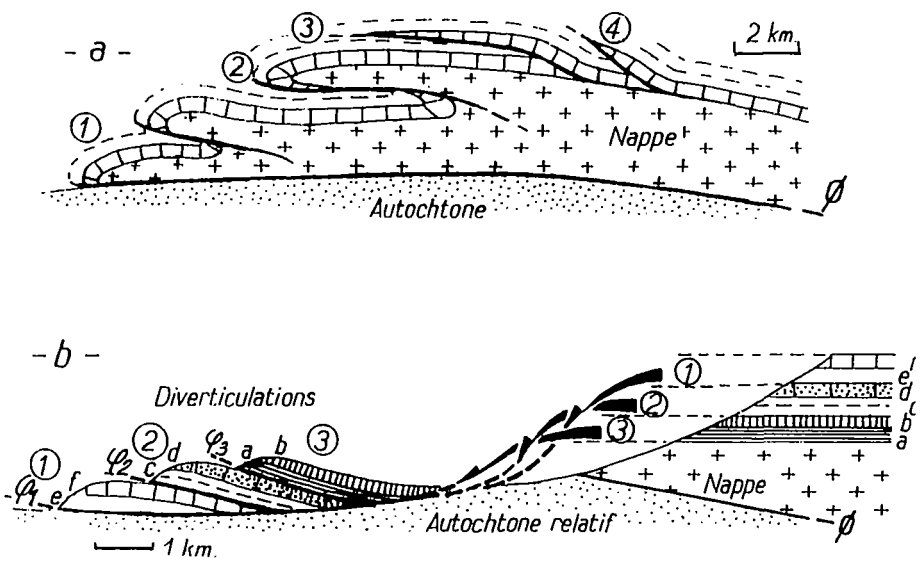



Fig. F-14. — *Digitations.*

*a) Digitations par redoublement*: 1 = digitation inférieure, frontale ; 2, 3, 4 = digitations supérieures (1 et 2 = par sectionnement ou pli couché ; 3 et 4 = par décollement).

*b) Diverticulations*: a, b, c, d, e, f = succession stratigraphique originelle. 1, 2, 3 = tranches décollées successivement, dans l'ordre de départ et de superposition de bas en haut.

4. Les ***lambeaux de charriage*** sont des éléments de faible dimension, en moyenne hectométriques à décamétriques, qui jalonnent la surface basale des unités plus importantes. On doit en fait y distinguer deux catégories (fig. F-15) :

• Les ***écailles*** *(= Horses)* sont des lambeaux imbriqués dont la formation relève du processus même de raccourcissement qui est à l'origine de la formation des charriages : ce sont en somme des digitations minuscules multiples.

• Les ***blocs-klippes*** véritables sont au contraire des lambeaux disjoints et alignés

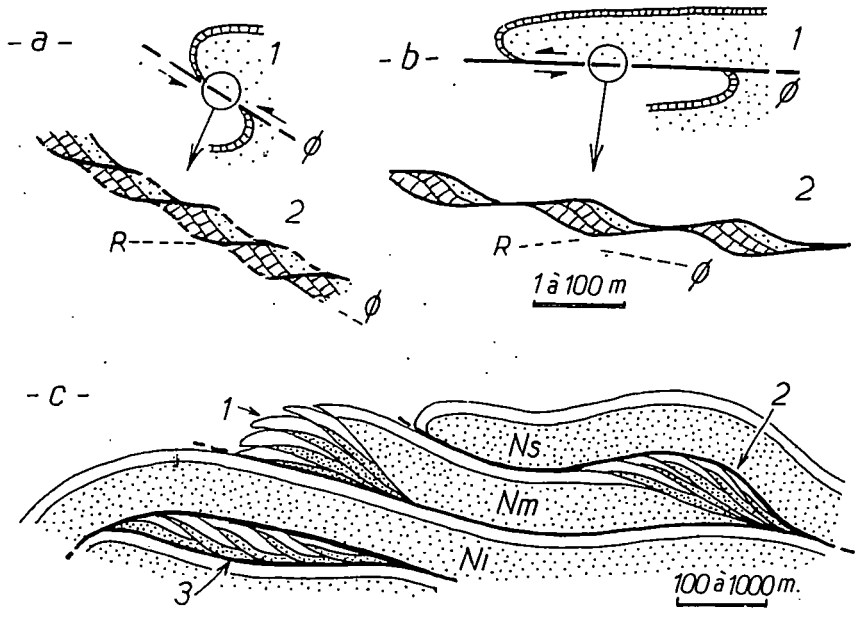



Fig. F-15. — *Lambeaux de charriage.*

*a) Rupture d'un flanc inverse de pli* : 1 = schéma d'ensemble ; 2 = détail de la zone de rupture du flanc inverse : débitage des bancs par failles plates (R) correspondant à des Riedel synthétiques du chevauchement $\phi$.

*b)* Exagération du phénomène dans une nappe dérivant d'un pli rompu (1) : dissociation en *blocs-klippes* disposés en chapelet (2).

Une disposition analogue, en tronçons disjoints, sera obtenue à partir de tout lambeau traîné passivement sous la nappe, quelle qu'en soit l'origine (et notamment en cas de décapitation morphotectonique de reliefs de l'autochtone, dans les charriages épiglyptiques : voir fig. G-18).

*c) Zones d'écaillage :* Différences avec les blocs-klippes (disposition en redoublement) ; diverses positions vis-à-vis des nappes (Ns, Nm, Ni = nappe supérieure, moyenne et inférieure) : 1 = écailles frontales de Nm ; 2 = écailles du bord interne de Nm ; 3 = imbrications basales sous Ni *(= Duplex).*

en chapelets : ils résultent d'un phénomène d'extension, aux dépens d'unités sectionnées en tronçons par le cisaillement entre nappe et autochtone.

5. Les ***unités parautochtones*** sont des unités charriées de dimension comparable à des digitations mais que l'on considère comme appartenant plus à l'autochtone qu'à la première nappe recouvrant ce dernier : une telle distinction ne peut évidemment se faire qu'en se basant sur des critères de parenté lithologique. Elle n'est donc applicable que lorsque la différenciation est, à ce point de vue, suffisante entre l'autochtone et le parautochtone, d'une part et la première nappe qui les recouvre, d'autre part.

**— Ordre de superposition :**

1. *Interprétation de l'ordre d'empilement :* la superposition finale des nappes reflète en général (sauf dans des cas de mise en place complexe qui seront exami-

nés plus loin) l'ordre de succession horizontale originel des unités. Les unités les plus basses sont considérées comme les plus proches de l'autochtone, et dites *externes* (par rapport au domaine charrié). Plus une unité est haute plus son origine est présumée lointaine et plus elle sera donc dite d'origine *interne.*

2. *Édification de l'empilement :* rien dans les faits connus ni dans les considérations théoriques ne porte à penser que toutes les surfaces de charriages d'un même empilement aient pu fonctionner simultanément : la construction de l'édifice de nappes, même s'il apparaît relever d'une seule phase, est toujours un phénomène à déroulement progressif.

En ce qui concerne l'ordre d'entrée en activité des différentes surfaces de charriage superposées deux « séquences » d'événements sont l'une et l'autre possibles (fig. F-16) :

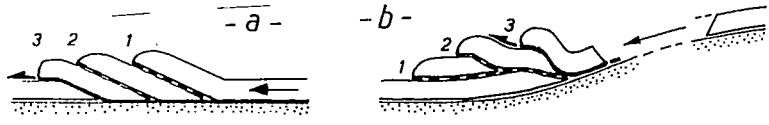



Fig. F-16. — *Séquences de mise en place des nappes.*

1, 2, 3 = positions successives des surfaces de charriage actives ; en gras la surface active à l'étape 3, en tiretés gras les surfaces antérieurement fonctionnelles mais inactives au stade 3, en double trait les surfaces de glissement potentielles mais encore non utilisées.

*a) Séquence « ordinaire »* : Charriage par poussée arrière, avec chevauchements migrant vers l'avant. Les nappes 2 et 1 sont transportées sur le dos de la nappe 3 et le front du domaine des charriages progresse dans le même sens que les nappes. Les unités les plus hautes et les plus internes sont les plus précocement charriées.

*b) Séquence « inversée »* : Charriages à empilement par l'arrière (ici en cas de nappes de glissement gravitaire). Le front du domaine charrié ne tend pas à progresser dans le sens des déplacements. Les unités les plus hautes et les plus internes sont les plus tardivement charriées.

• *La séquence ordinaire* correspond à une propagation du phénomène de charriage vers l'avant (dans le sens des mouvements). Ce sens paraît normal si l'on considère que la mise en place, puis le blocage de la première nappe formée induisent des efforts accrus, par effet de cisaillement et de surcharge, dans l'autochtone sous-jacent (où ils peuvent, de plus, induire des surpressions de fluides). C'est donc sous la nappe, et à l'avant de sa ligne de détachement (mais pas forcément au point atteint par son front) que se détachera une seconde nappe. Celle-ci se déplace alors en portant « sur son dos » *(= piggy-back)* la nappe précédemment mise en place. Il en résulte que l'*ancienneté du mouvement de charriage croît ici de bas en haut dans l'empilement.* Ce cas est de loin celui qui prédomine dans les charriages mûs par poussée arrière.

• *La séquence inversée* se fait par détachement des nouvelles nappes à l'arrière du front des précédentes. *Les nappes les plus hautes sont donc ici les plus récentes.* Ce processus ne semble guère jouer qu'en liaison avec des circonstances particulières, par exemple :

— Détachement gravitaire de tranches successives, indépendantes, venant à tour de rôle se bloquer sur l'arrière de l'empilement des précédentes (fig. F-16*b*).

— Blocage d'une séquence de progression ordinaire par suite d'une disposition (épaississement de la série, disparition du niveau de décollement) empêchant

de nouveaux détachements à l'avant du système. En ce cas les chevauchements reprennent à l'arrière du premier mis en place, à partir des portions « internes » des nappes précédentes ; c'est ce que l'on peut appeler une « reprise par l'arrière » du chevauchement *(= Regressive overthrust).*

## ■ Dispositions géométriques

Divers aspects sont à considérer selon que l'on examine l'organisation verticale ou les variations horizontales de l'empilement.

– **Géométrie de l'empilement** : l'analyse de la géométrie des empilements de nappes s'est beaucoup affinée à une époque récente, sous l'impulsion des écoles anglaises et américaines, à partir d'exemples particulièrement bien documentés (grâce à l'appoint des forages et des données géophysiques), tel celui des Montagnes Rocheuses. Dans l'optique de ce genre d'analyse il n'est accordé que peu d'importance aux nappes en tant qu'entités rocheuses, mais on privilégie l'étude de la géométrie des surfaces de charriage et de leurs interconnections.

1. *Fondamentalement,* il est apparu que les différents chevauchements se rejoignent, le plus souvent en profondeur, par des ***lignes de connection*** *(= Branch-lines)* et finissent par se raccorder sur quelques surfaces majeures qui correspondent aux principaux niveaux de décollement. Ces dernières sont les *surfaces majeures de déplacements (= Major thrusts),* qui ne se manifestent souvent par aucun chevauchement mais constituent les vraies surfaces d'enracinement des nappes élémentaires.

2. *Diverses variantes géométriques* ont été inventoriées et dénommées ; deux aspects sont pris en compte pour ce faire :

• La position des empilements d'unités mineures, dits ***zones d'écaillage*** *(= Imbricate structures)* par rapport aux nappes d'ordre supérieur ; on distingue ainsi (fig. F-15*c*) :

– Les ***écailles frontales*** *(= Leading imbricate fans),* qui découpent en gerbe le front de la nappe.

– Les ***écailles du bord interne*** *(= Trailing imbricate fans)* qui sont, en somme, des écailles par autochtones vis-à-vis de la nappe immédiatement supérieure.

– Les ***imbrications de semelle de nappe*** *(= Duplexes).* Un ***Duplex*** est un coussinet d'imbrications en jeu de cartes sous le corps même de la nappe.

• Le rapport existant entre le déplacement des diverses écailles et leur longueur : selon sa valeur l'allure globale de l'imbrication change notablement (fig. F-17). Parmi la multitude de géométries possibles on remarque spécialement celles qui peuvent être groupées respectivement sous les noms d'***imbrications antiformes*** *(= Antiformal Stack),* de ***duplex à pendage externe*** *(= Foreland dipping duplex)* et de ***duplex à pendage interne*** *(= Hinterland dipping duplex).*

Il est important de bien voir que, dans ce schéma, les zones d'écaillage ne résultent pas de l'entraînement de copeaux arrachés et traînés par une nappe (ce qui se produit réellement dans le cas des blocs-klippes) mais qu'au contraire c'est par le mouvement de l'écaille la plus basse que se fait le déplacement de toutes les autres et, éventuellement des grandes nappes qui les recouvrent.

Le transport des nappes supérieures, même si elles ont la plus grande flèche, est largement passif et l'importance du déplacement à leur front vient de ce

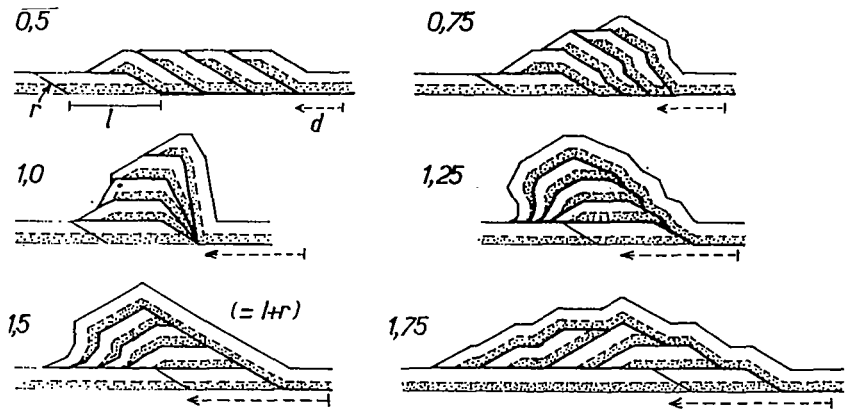



Fig. F-17. — *Dispositifs d'imbrications.*

Parmi la très grande variété des géométries d'imbrications possibles les 6 schémas ci-dessus en illustrent les principales ; ils ont été construits en maintenant constante la longueur « l » séparant originellement les chevauchements, et en faisant varier la valeur d du déplacement de chaque écaille (d et l sont les mêmes pour toutes les écailles d'un même schéma). On a indiqué la valeur du quotient d/l :

– d/l = 0,5 : c'est une imbrication *en jeu de cartes* idéale (= duplex à pendage interne),

– d/l = 0,75 et d/l = 1,0 : tendance à la formation de *gerbes* d'écailles,

– d/l = 1,25 et d/l = 1,5 (dans ce cas particulier d = longueur de l'écaille + longueur de la rampe) : constitution d'une *pile antiforme* (= antiformal stack),

– d/l = 1,75 : tendance à l'organisation en imbrication à pendage externe ; un duplex idéal est obtenu pour d/l = 2,0 (non représenté).

Lorsque les imbrications apparaissent sous un premier charriage dont la flèche est importante (*cf.* fig. F-15-*c*) la longueur individuelle l des écailles formées est, en général nettement plus faible et tend à être constante ; ceci privilégie les dispositifs en jeu de cartes à pendage interne, et d/l avoisine 0,5.

qu'il cumule tous les déplacements des écailles élémentaires des duplex de leur base.

3. *L'organisation transversale globale* de l'édifice se caractérise par une certaine polarité ; elle est liée à la manière dont il s'est édifié, par propagation du ***front d'extension*** *(= Thrust front)* du domaine charrié, vers l'avant-pays (dans le cas général).

On note en effet, des zones internes vers l'avant-pays (fig. F-18*a*) :

- Une diminution de la profondeur des niveaux de décollement majeurs (c'est-à-dire des « zones de racines » des nappes majeures).
- Une diminution du nombre des duplex, qui finissent par ne plus concerner que des niveaux élevés de la série.
- Un amortissement progressif du cisaillement tangentiel qui est, de proche en proche absorbé par les déformations.

4. *Dans le secteur du front des charriages* les structures observées sont différentes suivant les particularités propres à chaque cas.

- Parfois les chevauchements s'amortissent dans des cœurs de plis sans atteindre

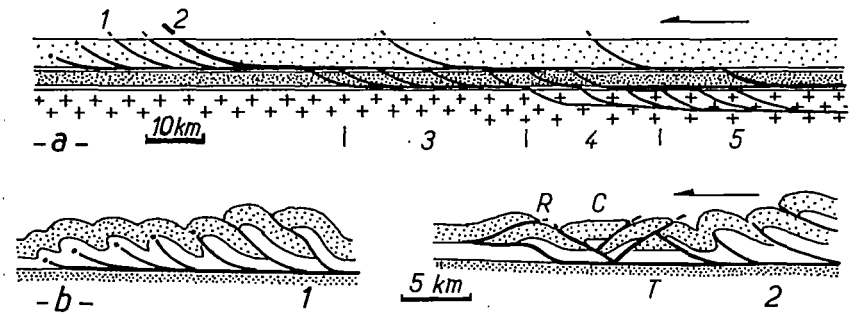



Fig. F-18. — *Organisation des zones de charriages.*

*a) Coupe restaurée théorique,* montrant les branchements entre futures surfaces de charriage et la polarité d'organisation (la propagation des charriages et le mouvement des nappes se font de la droite vers la gauche) ; 1 = gerbe d'écailles frontale ; 2 = chevauchement majeur le plus externe ; 3 = zone d'imbrication (duplex) dans la couverture profonde (figuré de pointillés serrés) ; 4 = zone d'imbrication de socle et de couverture ; 5 = zone d'imbrication de socle (figuré en croix).

*b) Aspects du front d'extension* des zones de charriages (état après le blocage des déplacements) : 1 = *amortissement (« enracinement ») frontal* par « dilution » du mouvement entre plusieurs plis absorbant le raccourcissement : chaque gros point indique la ligne de terminaison (= tip-line) du chevauchement considéré ; le dispositif frontal est celui de chevauchements « non émergents » (= Blind thrusts) ; 2 = *combinaison de chevauchements proverses avec des chevauchements rétroverses* (vergence indécise) : R = chevauchement rétroverse frontal (= Backthrust), C = coin expulsé, en arrière du front d'extension (= Pop-up) T. = Système triangulaire de deux failles affrontées (= Triangle zone).

le sommet de la pile stratigraphique (fig. F-18*b*1 et F-5*c*) : c'est l'***amortissement frontal.*** On appelle alors ***ligne frontale*** *(= Tip line)* la ligne extrême atteinte par la déformation discontinue avant de se transformer en déformation continue.

• Dans d'autres cas l'amortissement du mouvement cisaillant est tel que des chevauchements antithétiques, vers l'arrière *(= Backthrusts)*, peuvent s'y développer : deux types de structures sont alors principalement notées (fig. F-18*b*2) :

— des chevauchements vers l'arrière, masquent, par recouvrement, le front, enfoui en profondeur de chevauchements vers l'avant *(= Triangle-zones)* ;

— des chevauchements vers l'arrière se combinent avec d'autres, vers l'avant pour délimiter des ***coins expulsés*** *(= Pop-up).*

— **Variations longitudinales de la géométrie de l'édifice charrié** : si l'on se déplace longitudinalement par rapport aux fronts d'érosion des nappes on constate des variations dans la constitution de l'édifice de leur empilement. En effet celui-ci ne se prolonge pas, indéfiniment semblable à lui-même, selon une géométrie que l'on pourrait alors qualifier de « cylindrique », et chaque unité est amenée à disparaître passagèrement ou définitivement (fig. F-19) :

1. ***Cicatrices :*** il s'agit de la disparition transitoire de l'une des unités.

Lorsque la séquence de progression a été ordinaire elle a en général pour cause une avancée originelle plus importante du front de la nappe supérieure par

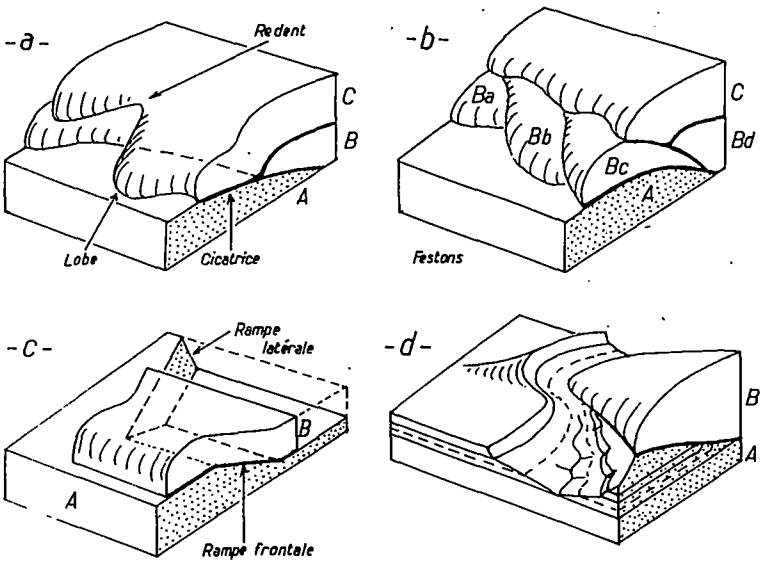



Fig. F-19. — *Variations le long du front des nappes.*

A = autochtone : B et C = nappes successives de bas en haut ; Ba, Bb, Bc, Bd = digitations successives, de bas en haut.

*a)* Lobes, rentrants (R) et cicatrices, dans le cas d'une variation progressive, continue, de la flèche de charriage de la nappe supérieure C.

*b)* Festonnement des digitations d'une nappe B : la disposition ici schématisée suggère une origine par chevauchement oblique, avec cisaillement senestre entre l'autochtone et la nappe C.

*c)* Terminaison sur une rampe latérale (= variation brutale, « discontinue », de la flèche de charriage).

*d)* Terminaison par amortissement, au cœur d'un pli à axe plongeant : la surface de charriage se prolonge vers la gauche, dans le niveau inférieur (en pointillés), masquée sous la surface topographique, alors qu'elle est déjà amortie dans les niveaux plus élevés.

rapport à celui de la nappe inférieure, ainsi absente de la succession locale.

En cas de séquence inversée, les cicatrisations peuvent se produire par troncature de la nappe inférieure, rabotée par le charriage de la supérieure.

Enfin les cicatrices peuvent provenir du sectionnement d'une pile d'unités par un accident de chevauchement tardif plus plat que le contact basal des nappes antérieures.

2. *Rampes latérales* : la disparition longitudinale, définitive ou passagère, d'une unité se fait souvent par une déchirure oblique au front et au mouvement de la nappe. Ces ***rampes latérales*** *(= Lateral ramps)* sont plus ou moins fortement inclinées et dotées d'un rejet de faille inverse ; elles s'apparentent, par leur rôle, aux failles transformantes (fig. F-19*c*).

Deux rampes latérales symétriques délimitent un ***lobe chevauchant*** ou, au contraire un rentrant, selon qu'elles convergent vers l'avant ou vers l'arrière. Plusieurs rampes latérales parallèles se connectant avec les bordures radicales d'unités successives dessinent un dispositif en ***festons*** de digitations se relayant les

unes les autres (fig. F-19*b*) ; un bon exemple en est donné par les digitations qui se succèdent du N au S dans la zone subbriançonnaise des Alpes françaises.

3. *Amortissement sur plis :* la nappe peut également se terminer latéralement par une diminution progressive de sa flèche. Il y a alors abaissement progressif de la position de la ligne frontale par rapport à la succession des niveaux de la série stratigraphique et passage à un chevauchement de cœur d'un pli (fig. F-19*d*) : cartographiquement le chevauchement disparaît en faisant place à un pli lorsque le niveau stratigraphique où se situe sa ligne frontale passe sous la surface du sol mais l'amortissement définitif se trouve quelque peu au-delà, en profondeur.

## b) Analyse rétrotectonique des pays de nappes

Reconstituer la disposition initiale des fragments de nappes observables constitue la *restauration palinspastique* du domaine charrié (voir par exemple fig. F-18*a*). Elle met en œuvre deux approches différentes et complémentaires, l'une basée sur l'analyse géométrique de l'empilement, l'autre utilisant la caractérisation lithologique et surtout stratigraphique des diverses unités.

### ■ Analyse des rapports géométriques

— **Le fondement de la méthode** est de se référer à trois principes élémentaires, le plus souvent non formulés et implicites, qui ne s'avèrent malheureusement vrais que dans les cas les plus simples :

1. *Sens du charriage :* les nappes s'étant empilées sur l'autochtone leurs racines doivent se trouver du côté où les surfaces de charriage plongent et disparaissent sous le sol.

Ceci est faux dans divers cas tels que le glissement gravitaire ou, plus fréquemment, le basculement posthume des domaines de charriage (fig. F-21*a*). C'est ainsi que les nappes hercyniennes de la Montagne noire, qui s'enfoncent vers le sud sous les sédiments mésozoïques, ont néanmoins leur domaine de racines du côté Nord, dans les reliefs érodés du sud du Massif central. La microtectonique a joué un rôle décisif et exemplaire dans la découverte de la solution dans cet exemple.

2. *Constitution de l'empilement :* la succession verticale des unités doit récapituler leur succession horizontale originelle : elle peut donc être prise comme fil directeur de coordination entre les divers lambeaux conservés en klippes. Ce principe a été la règle d'or de l'exploration dans la plupart des domaines charriés ; son illustration la plus célèbre a été la reconstitution profonde des Alpes internes de Suisse à partir des coupes fournies par leurs diverses vallées, en mettant à profit le plongement général (transverse à ces vallées) des plis post-nappes.

Ceci est souvent mis en échec (fig. F-20) par les cicatrisations, le festonnement, bref le manque de cylindrisme des grandes nappes qui fait que la succession verticale des unités n'est pas la même d'un témoin de l'empilement à l'autre. En ce qui concerne les unités d'ordre secondaire (écaillages) ce principe est même généralement faux parce que leur extension longitudinale et transversale est trop modeste.

3. *Ordre de succession :* les nappes les plus hautes sont normalement celles dont l'origine est la plus interne, les unités successives rencontrées en descendant la pile étant originellement de plus en plus proches de l'autochtone.

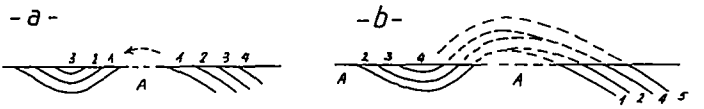



Fig. F-20. — *Raccords entre secteurs disjoints d'un empilement de nappes* (aspect géométrique) :

*a)* relations géométriques simples : la succession des unités dans la klippe (à gauche) et dans la zone de racines (à droite) est la même.

*b)* relations plus complexes : il n'y a pas d'unité correspondant à 1 dans la klippe (cicatrisation de cette unité) ; existence dans la klippe d'une unité 3 (digitation) absente dans les racines.

L'ordre d'empilement ne peut donc être considéré comme un critère suffisant dans la coordination des unités de deux secteurs, entre lesquels il n'y a pas continuité dans l'observation des nappes.

Cette règle n'est fiable que si le charriage n'est pas polyphasé et si au cours de la phase de charriage la séquence de mise en place des unités a gardé la même polarité. Il n'est pas rare, au contraire, que des unités internes, mises en place précocement, aient vu leur partie frontale jouer le rôle de Néoautochtone et être recouvertes par des unités plus externes mises en place ultérieurement (fig. F-21*d*). On parle alors d'***unités « ultra »,*** par analogie avec le nom des digitations ultrahelvétiques des Préalpes romandes suisses qui sont repincées dans les plis couchés de leur soubassement « helvétique » : tel est aussi le cas de la nappe du flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais qui est chevauchée par les nappes briançonnaises, alors qu'elle avait été préalablement charriée par-dessus leur domaine originel.

— **La méthode des *coupes équilibrées,*** développée cette dernière décennie sous l'impulsion de l'école anglo-américaine peut être utilisée pour améliorer la rigueur de ces reconstitutions, notamment en déterminant des valeurs minimales pour les flèches de charriages.

Dans sa mise en œuvre on cherche, à l'aide de diverses données tirées principalement de la forme des structures superficielles, des relevés de forages ou des études géophysiques à détecter les connections et biseautages (masqués en profondeur) des diverses unités. Le dessin de ces parties profondes s'inspire des géométries de chevauchements par plats et rampes exposées plus haut.

## ■ Analyse des données lithologiques et stratigraphiques

Relativement peu prise en considération dans la construction des restaurations par coupes équilibrées cette méthode à de longue date été privilégiée par l'école européenne traditionnelle. Elle conduit à mener de front, avec l'analyse tectonique, une étude stratigraphique, voire pétrographique (notamment sur les caractères métamorphiques des unités). Deux approches peuvent être pratiquées :

— **Reconnaissance d'une identité litho-stratigraphique** propre à chaque unité, fondée sur le degré et la nature du métamorphisme éventuel, la tranche de succession concernée, la composition faciologique et séquentielle de cette succession. Ces principales rubriques permettent d'établir la « carte d'identité » des unités. On

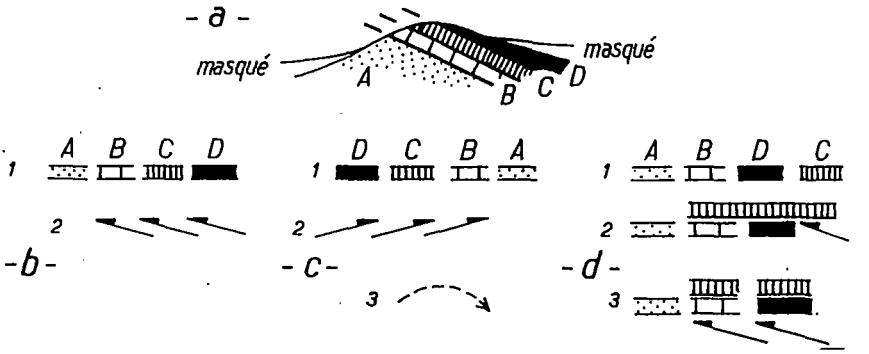



Fig. F-21. — *Relations originelles entre unités charriées : rapports géométriques.*
A = Autochtone relatif ; B, C, D = unités superposées, de bas en haut.
1 = Relations originelles ; 2 = Charriages ; 3 = Déformations tardives (nouveaux charriages dans le cas d).
*a)* Situation actuellement observable : on ne sait pas ce qui se passe dans les secteurs alentours, masqués par des alluvions ou par la mer, selon le cas. Divers scénarios de mise en place sont à priori possibles ; on en a retenu trois, schématisés en b, c, et d :
*b)* Charriages sur des surfaces remontantes, de la droite vers la gauche.
*c)* Charriages basculés postérieurement (ou effectués sur des surfaces plongeantes : cas du glissement gravitaire).
*d)* Charriages en deux étapes : C est d'abord charriée sur les domaines, encore autochtones, de B et D ; ultérieurement D, surmonté de C, ainsi que B, également surmonté de C, sont charriées tour à tour. Les portions de C prises sous D sont *« en position ultra »*.

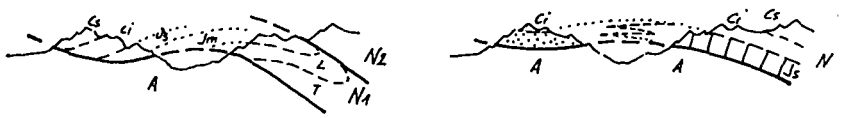



Fig. F-22. — *Obstacles à l'identification stratigraphique des éléments disjoints d'une nappe* (problème de la reconnaissance des racines d'une klippe) :
*a)* la tranche stratigraphique n'est pas la même dans les racines d'une part et dans la klippe d'autre part.
*b)* il y a changement de faciès (figurés différents) entre klippe et racines.

espère ainsi suivre de proche en proche ces unités et voir leur interrelations d'un secteur d'observation à l'autre du domaine charrié.

En fait cette méthode, historiquement tout à fait fondamentale, peut achopper sur quelques difficultés (fig. F-22) :

1. Parce que, d'un lambeau à l'autre d'une même nappe, ce peut ne pas être la même tranche de la série qui est conservée.

2. Parce que, si la distance est suffisamment grande, il y a, au sein de la nappe, des passages latéraux altérant les caractéristiques utilisées pour sa reconnaissance.

C'est pourquoi l'emploi de cette méthode a surtout été fructueux pour recon-

naître et suivre les nappes majeures, qui sont les mieux individualisées à ce point de vue puisqu'elles correspondent originellement à de grands ensembles paléogéographiques.

— **Reconnaissance de la logique des rapports originels :** il s'agit principalement de l'agencement des domaines paléogéographiques représentés par les unités charriées : les reconstitutions doivent aboutir à des voisinages et à des enchaînements dans les variations stratigraphiques qui soient harmonieux et conformes aux schémas paléogéographiques reconnus. On peut sur cette base obtenir des indications à la fois sur l'ordre de succession de plusieurs unités et sur le sens dans lequel elles se succédaient avant charriage (fig. F-23). Deux types de documents sont classiquement utilisés :

1. Les *biseaux de discordance,* notamment dans l'exemple célèbre des diverticulations du domaine ultrahelvétique des Préalpes suisses (fig. F-23*a*).

2. Les *passages latéraux de faciès* (fig. F-23*b*), bien illustrés, quant à eux par l'exemple des nappes helvétiques : le passage, de haut en bas, depuis des unités à Crétacé inférieur pélagique jusqu'à des unités à faciès néritiques s'accorde avec une mise en place d'est en ouest ; en effet, c'est dans ce sens que le passage progressif de faciès, se manifeste au sein même de chacune de ces unités.

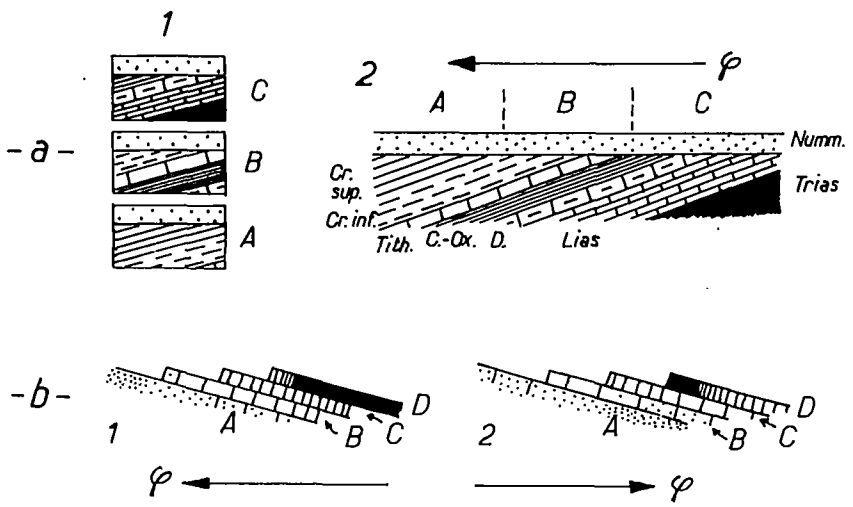



Fig. F-23. — *Relations originelles entre unités charriées ; critères stratigraphiques.*
A = autochtone ; B, C, D = unités superposées, de bas en haut.
*a)* Critère des biseaux de discordance (inspiré de l'exemple des digitations « ultrahelvétiques » des Préalpes romandes). 1 = caissons représentant symboliquement les caractères stratigraphiques des trois unités superposées : dans chacune la discordance du Nummulitique (N) recoupe, de la gauche vers la droite, des terrains de plus en plus anciens. 2 = reconstitution déduite : les unités montrant la plus forte érosion anténummulitique se placent nécessairement à droite de celles moins profondément érodées.
*b)* Critère des passages latéraux de faciès. Les schémas reprennent la disposition et les figurés de la fig. F-21, mais on a ajouté des figurés représentant les faciès intermédiaires avec leurs passages transitionnels : 1 = les passages de faciès à ceux de l'unité supérieure se font vers la droite au sein de chaque unité : les unités se sont donc déplacées de la droite vers la gauche ; 2 = passages vers la gauche : déplacements de la gauche vers la droite.

Chapitre G

# STRUCTURES COMPOSITES

Ce chapitre porte sur des dispositifs structuraux qui associent des structures appartenant aux diverses catégories étudiées précédemment. Certains sont en outre dus à l'influence de facteurs spéciaux, qui ont peu été pris en compte dans les chapitres précédents.

## G 1 — Combinaisons entre structures des différents types

Encore que ce ne soit pas toujours évident dans les faits il est important de distinguer les organisations formées de structures *congénères* de celles où elles sont *superposées* (c'est-à-dire formées successivement).

### a) Plis et failles superposés

Selon l'ordre chronologique de la superposition on observe deux groupes de dispositifs :

#### ■ Failles antérieures au plissement

La faille peut être déformée par les plis ou influer sur le plissement, voire le diriger :

— **Failles déformées** : cet aspect a déjà été évoqué plus haut (chap. C2 ; fig. C-11). Le plissement peut plus précisément avoir deux effets :

1. *Torsion de la faille* si elle est affectée par la charnière (fig. G-1*a*) ; de telles dispositions peuvent aussi se produire lorsque plissement et fracturation se produisent en une même phase (voir ci-après).

2. *Déformation en baïonnette,* par le jeu des glissements couches sur couches, dans les flancs de plis de flexion (fig. G-1*b*).

— **Plis gouvernés par des failles antérieures** : l'hétérogénéité structurale introduite par la faille est souvent à l'origine de la localisation des plis formés ultérieurement. Plusieurs cas sont classiques :

1. ***Ancrages :*** il s'agit d'un rebroussement de couches le long du plan de failles (fig. G-1*c*). L'ancrage s'associe souvent à une torsion de la faille par emboutissage des deux compartiments l'un dans l'autre ; ce dernier est dû à l'affrontement de niveaux ayant une inégale tendance au plissement, par exemple du fait des différences d'épaisseur des bancs (petits bancs donnant des plis de faible longueur d'onde butant contre des bancs massifs épais ne se plissant qu'avec un grand rayon de courbure).

L'ancrage sur une faille du socle sous-jacent est une cause envisageable pour expliquer la localisation des plis d'une succession sédimentaire.

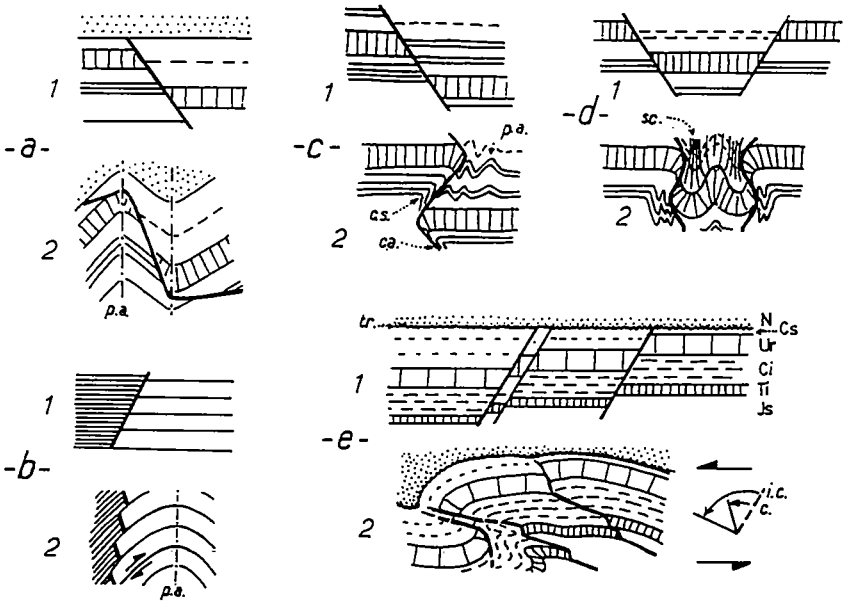



Fig. G-1. — *Associations de plis avec des failles formées antérieurement.*
1 = état avant plissement ; 2 = géométrie après le plissement.
*a) Faille plissée* (p.a. = plans axiaux des plis). La faille initiale était une faille normale, ce qui exclut que son jeu ait pu être congénère du plissement (comparer avec le cas de la fig. G-7*a*).
*b) Faille déformée en escaliers* par le glissement couche sur couche dû au plissement (voir aussi fig. C-11).
*c) Plis d'ancrage* (p.a.), sur une faille normale, et formation tardive de crochons synthétiques (c.s.) et de crochons antithétiques (c.a.). Les bancs massifs s'emboutissent dans les lits plus déformables, ce qui conduit en outre à une torsion de la faille.
*d) Pincée,* avec plis d'ancrage et développement, dans les plis de la pincée, d'une schistosité (s.c.) qui tend à être parallèle aux failles.
*e) Plissement d'une succession préalablement faillée* (inspiré de la coupe des chaînons subalpins dans la vallée de l'Arve) : le Nummulitique (N), qui repose en transgression (tr.) sur le Crétacé supérieur (Cs), cachète de faux plis-failles obtenus par distorsion de failles anténummulitiques (comparer avec les fig. G-3*b* et G-6). Le cisaillement associé au plissement a basculé les surfaces de faille inégalement selon la compétence (c) ou l'incompétence (i.c.) des divers niveaux stratigraphiques.

L'ancrage crée donc des faux crochons : lorsque le sens de torsion du crochon est opposé à celui indiqué par le rejet stratigraphique (« crochons antithétiques ») il y a lieu d'envisager cette interprétation (fig. C-4*d*, G-1*c* et G-2).

2. ***Pincées :*** ce sont des ancrages sur deux failles antithétiques proches l'une de l'autre (fig. G-1*d*) ; elles résultent en fait de l'écrasement transversal de grabens ou de horsts (fig. G-2*a*). Telle est l'origine des *« faisceaux »* de plis du Jura tabulaire qui accidentent les plateaux par ailleurs non plissés.

Dans les pincées plus encore que dans les ancrages le raccourcissement qui s'exerce aux limites de la bande concernée a pour effet de réorienter les contraintes à l'intérieur de cette bande, selon le schéma de la ***transpression*** (chap. C3).

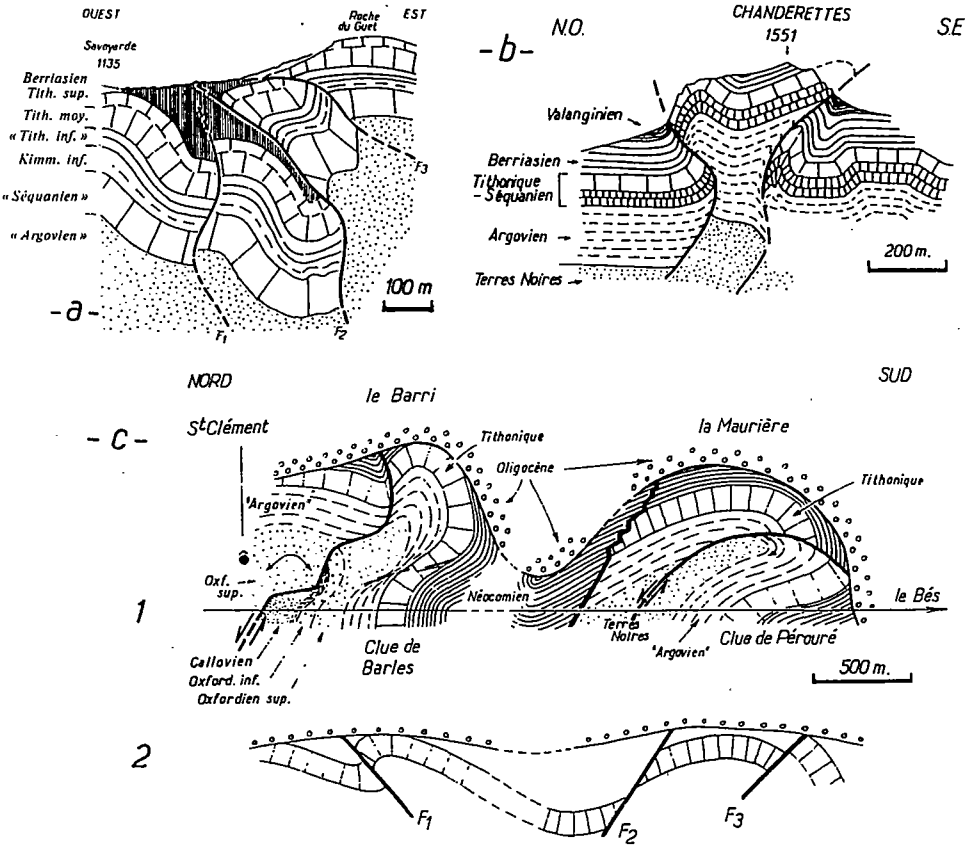



Fig. G-2. — *Trois exemples de failles déformées, dans le Mésozoïque des chaînes subalpines.*

*a)* Extrémité S du massif des Bauges, au-dessus de Montmélian. La disposition en éventail des failles correspond à un ploiement synclinal d'ensemble ; leur tracé sinueux paraît attribuable à un emboutissage des bancs massifs tithoniques.

*b)* Environs de La-Motte-du-Caire (Alpes-de-Haute-Provence) : horst, transformé en pincée par étranglement de sa base, formée de niveaux marneux.

*c)* Coupe naturelle de la vallée du Bès, en aval de Barles (Alpes-de-Haute-Provence) : 1 = dessin actuel des 3 failles représentées ; 2 = restauration de la disposition avec le plissement qui affecte l'Oligocène.

F1 a été basculée par un cisaillement vers le S, avec le pli du Barri. F2 est déformée en escaliers par les glissements couches sur couches du flanc N du pli de La Maurière. F3 est enroulée, comme le plan axial du pli du Tithonique, par le pli post-oligocène de La Maurière.

Les plis s'orientent donc presque longitudinalement à la bande, quelle que soit, hors de celle-ci, la direction régionale de raccourcissement. Ce dispositif peut donc générer des *plis secondaires obliques aux plis principaux* au cours d'une même étape de déformation.

3. ***Faux plis-failles*** : le cisaillement posthume peut induire, aux dépens de failles, même originellement normales, la formation de plis déversés, « ancrés »

sur les plans de faille ; ceci aboutit à une image comparable à celle des plis-failles ou des plis rompus (voir ci-après) et ne peut en être distingué que par la détermination de l'ordre de succession des déformations, par exemple sur des critères stratigraphiques (fig. G-1*e*).

## ■ Plis antérieurs aux failles

Les géométries obtenues sont surtout fonction de l'orientation relative des surfaces de failles et des plans axiaux de plis.

— **Failles longitudinales aux plis** : de nombreux facteurs, tels que sens de rejet et inclinaison de la surface de faille, sont susceptibles de jouer. La diversité des dispositifs obtenus est donc très grande. Deux sont plus couramment rencontrés :

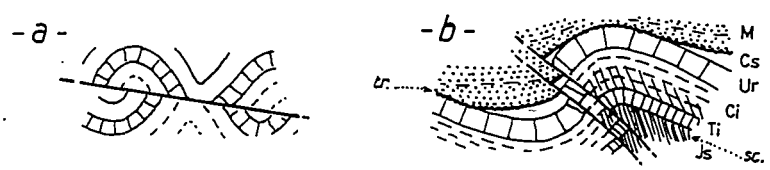



Fig. G-3. — *Failles postérieures à un plissement.*

*a) Plis tranchés* (« décapités ») par une faille inverse presque plate ; la rupture n'est pas guidée par la structuration antérieure, par exemple parce qu'il n'y a pas une différenciation lithologique suffisante (cas fréquent dans des roches métamorphiques).

*b) Rupture de flanc de pli* (dispositif souvent facilité par l'érosion de la voûte). Le pli est ici antérieur au Miocène (M), qui repose par transgression (tr.), soit sur le Crétacé supérieur (Cs) soit sur l'Urgonien. La rupture tranche les couches sans renversement ni étirement de celles-ci ; elle tranche aussi la schistosité (sc.), qui peut être tordue en crochons aux abords de la surface de faille (inspiré des plis rompus des massifs de la Chartreuse et du Vercors). Comparer avec les vrais plis-failles (fig. G-6).

1. ***Plis rompus :*** la rupture du flanc court des plis déjetés, par une faille dirigée vers leur cœur, est fréquente ; elle est d'ailleurs induite, parfois, par l'érosion de la voûte du pli (fig. G-3*b*). A la différence des vrais plis-failles (formés en une seule phase) de tels plis secondairement faillés *(= Breack-thrust)* ne montrent ni renversement ni étirement du flanc rompu ; la schistosité qui leur est éventuellement liée est, de plus, franchement tranchée par le chevauchement.

2. ***Plis tronqués :*** ce sont principalement des dispositifs liés aux charriages car ils impliquent des failles inverses très plates (moins inclinées que le plan axial du pli). A la différence du cas précédent les deux flancs sont sectionnés (fig. G-3*a*) ; le pli est dit « transporté », voire « décapité » s'il s'agit d'une antiforme.

— **Failles transverses aux plis** : deux cas sont principalement à distinguer, selon que le rejet est essentiellement vertical ou au contraire horizontal (fig. G-4).

1. Un *rejet vertical* induit une érosion plus profonde du pli dans le compartiment soulevé : ceci se traduit (fig. G-4*b*) par une différence de largeur d'affleurement du cœur du pli, de part et d'autre de la faille (cœur plus large pour une anti-

forme soulevée, plus étroit pour une synforme soulevée). D'un flanc à l'autre du pli les décalages cartographiques des niveaux repères sont systématiquement inversés.

2. Le rejet horizontal est celui des véritables ***décrochements***. Il se traduit par des décalages de même sens pour les deux flancs, sans variation de la largeur d'affleurement du cœur de pli (fig. G-4*a*).

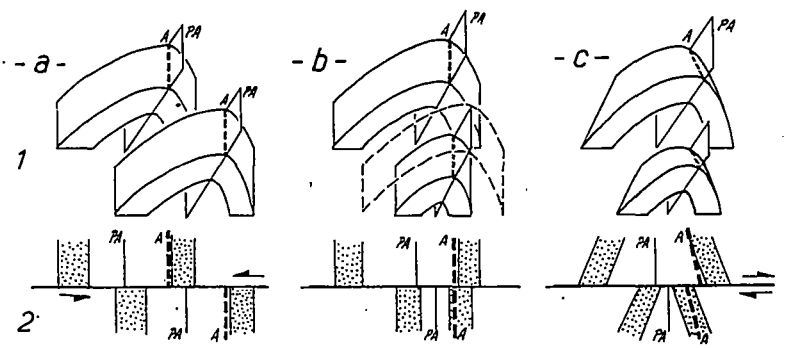



Fig. G-4. — *Failles transverses aux plis.*

Trois cas sont envisagés pour montrer que la détermination du rejet véritable n'est pas toujours évidente : 1 = tectonogrammes ; 2 = carte schématique.

A = axe, sur un niveau repère déterminé ; PA = plan axial ; en grisé = section, par une surface topographique horizontale, de la couche représentée.

*a) Décrochement senestre.* Il s'agit là d'un cas simple où le rejet est uniquement horizontal : tous les repères sont décalés dans le même sens et d'une valeur égale.

*b) Faille à rejet vertical* mimant un décrochement senestre : du fait de l'inclinaison du plan axial le rejet vertical induit un décalage de la trace topographique de ce plan. Toutefois

— l'axe sur le banc repère n'est pas décalé ; il l'est par contre sur une surface supérieure (représentée en tiretés).

— l'écartement entre les traces topographiques des deux flancs de plis change, ce qui est dû au décalage vertical.

— l'un des flancs est plus décalé que l'autre et le sens de décalage s'inverse, d'un flanc à l'autre, sur la carte.

*c) Pli à axe plongeant affecté par un décrochement dextre avec composante de rejet vertical :* la différence d'écartement des deux flancs atteste du rejet vertical ; le décalage du plan axial donne une indication illusoire sur le rejet horizontal, qui est indiqué par le décalage dextre de l'axe.

En définitive le tracé cartographique réel de l'axe est essentiel à déterminer pour apprécier le rejet horizontal.

En fait deux facteurs viennent compliquer l'appréciation du rejet des failles transverses lorsque ce dernier possède à la fois une composante horizontale et une composante verticale. Ce sont d'une part l'inclinaison du plan axial des plis et, d'autre part le fait que les charnières observables ne correspondent pas souvent à un même niveau stratigraphique (fig. G-4*b* et G-4*c*).

## b) Plis et failles congénères

Les structures qui se forment sont différentes, selon les relations de causalité liant l'apparition des plis à celle des failles.

### ■ Plis induits par le jeu des failles

Parmi de nombreux cas possibles on peut relever les suivants :

— **Plis d'amortissement d'une faille** : la déformation discontinue s'y convertit en une déformation continue.

1. *Les **flexures*** sont des plis monoclinaux qui correspondent soit à une faille normale (fig. G-5*a*), soit à une faille inverse (fig. G-5*b*). La reprise d'une flexure par un cisaillement tangentiel ultérieur est souvent cause de nucléation d'un pli déversé, ainsi localisé à l'aplomb d'une faille (fig. G-5*c*). Les plis coffrés sont souvent le résultat de l'amortissement vers le haut de deux failles conjuguées (normales ou inverses) (fig. G-5*d*).

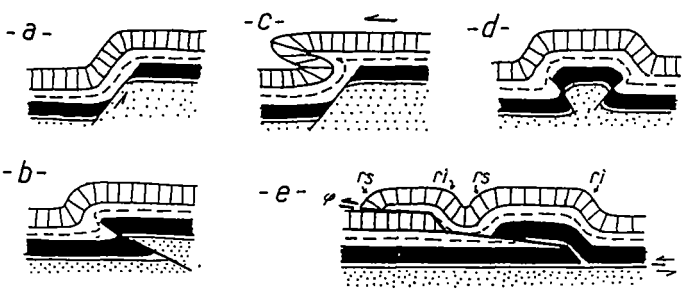



Fig. G-5. — *Plis induits par des failles.*
*a)* Amortissement d'une faille normale : les niveaux supérieurs plissés en flexure, subissent soit un étirement soit un décollement (cas représenté ici) pour s'adapter à l'extension.
*b)* Amortissement d'une faille inverse : le pli absorbe à lui seul le raccourcissement.
*c)* Pli couché induit par une faille normale à la faveur d'un cisaillement avec décollement.
*d)* Origine de certains plis coffrés, par amortissement de deux failles inverses conjuguées.
*e)* Plis de rampe : rs = pli induit par le sectionnement, en rampe, de la lèvre supérieure ; ri = plis induits par le passage à l'aplomb des rampes de la lèvre inférieure.

2. *Les **plis de rampes*** sont induits par le déplacement d'une nappe sur une surface de charriage en escaliers, avec rampes et plats (fig. G-5*e*). Deux sortes de plis se forment (voir chap. G1) :

- ceux « frontaux », antiformes, dus à la retombée des couches coupées obliquement par une rampe dans la nappe, sur le plat du compartiment chevauché ;
- ceux dus au passage du compartiment chevauchant à l'aplomb des ruptures de pentes séparant rampes et plats.

Ils sont alternativement antiformes et synformes, de sorte qu'ils peuvent se combiner pour dessiner des *plis coffrés*.

## ■ Failles induites par le plissement

Les cas les plus importants sont les suivants :

— **Failles d'extrados et d'intrados** : elles se forment sur les faces d'une strate pliée par flexion, par concentration de la déformation à la charnière (fig. G-6*a*).

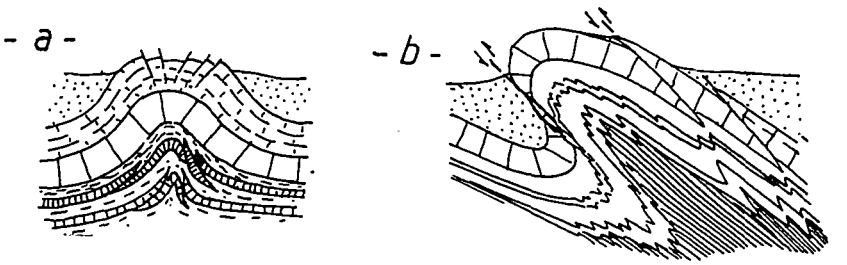



Fig. G-6. — *Failles induites par le glissement.*
*a)* Failles de cœur (inverses) et de voûte (normales), induites de part et d'autre d'un banc compétent épais, gouvernant la forme du pli (voir aussi fig. E-8*a*).
*b)* Failles inverses dans un pli-faille : leur vergence est celle du déversement du pli. Leur apparition dans les niveaux compétents est particulièrement favorisée dans le flanc inverse, qui tend à être étiré (comparer avec les plis déjetés-faillés, fig. G-3).

1. *A l'extrados* elles sont extensives et dessinent des *grabens de voûte.*

2. *A l'intrados* elles sont compressives et constituent les *écaillages de cœur* ; ceux-ci expliquent les complications, parfois inattendues que l'on rencontre souvent en traversant par tunnel ou forage le cœur profond de plis de forme très simple en surface.

— **Plis-failles** : des ruptures apparaissent aussi sur les flancs courts des plis déversés, par le seul effet des efforts cisaillants qui sont cause du déversement (elles peuvent apparaître sur les deux flancs mais se forment très préférentiellement dans le flanc inverse, parce que son orientation est plus proche de celle de l'extension maximale).

Ce type de rupture donne les vrais ***plis-failles*** *(= Stretch-thrust)*, caractérisés par le renversement et l'étirement du flanc court, rompu en chevauchement (fig. G-6*b* et F-15*a*). La schistosité liée au pli s'engage dans le chevauchement et ce dernier peut passer, en profondeur, à une faille ductile (par glissements sur les plans de schistosité), dans des niveaux incompétents plissés par aplatissement-glissement.

## ■ Plis et failles développés concurremment

Trois catégories d'associations relèvent d'un tel processus :

— **Plis à déchirures transverses** : il s'agit des systèmes de *faux décrochements,* obtenus en réalité par le jeu de déchirures qui ont joué un rôle transformant entre les tronçons successifs d'un pli au cours de sa formation (fig. G-7*b*).

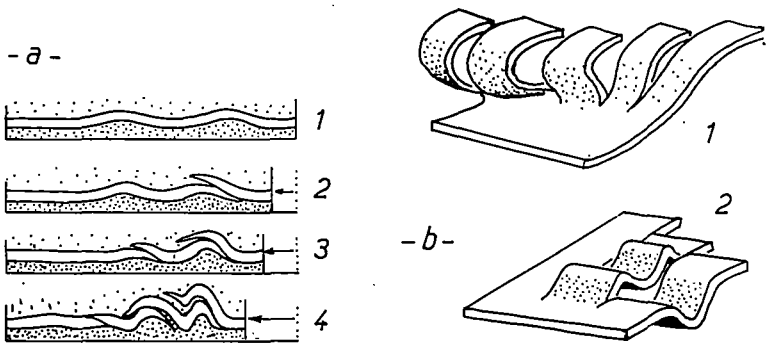


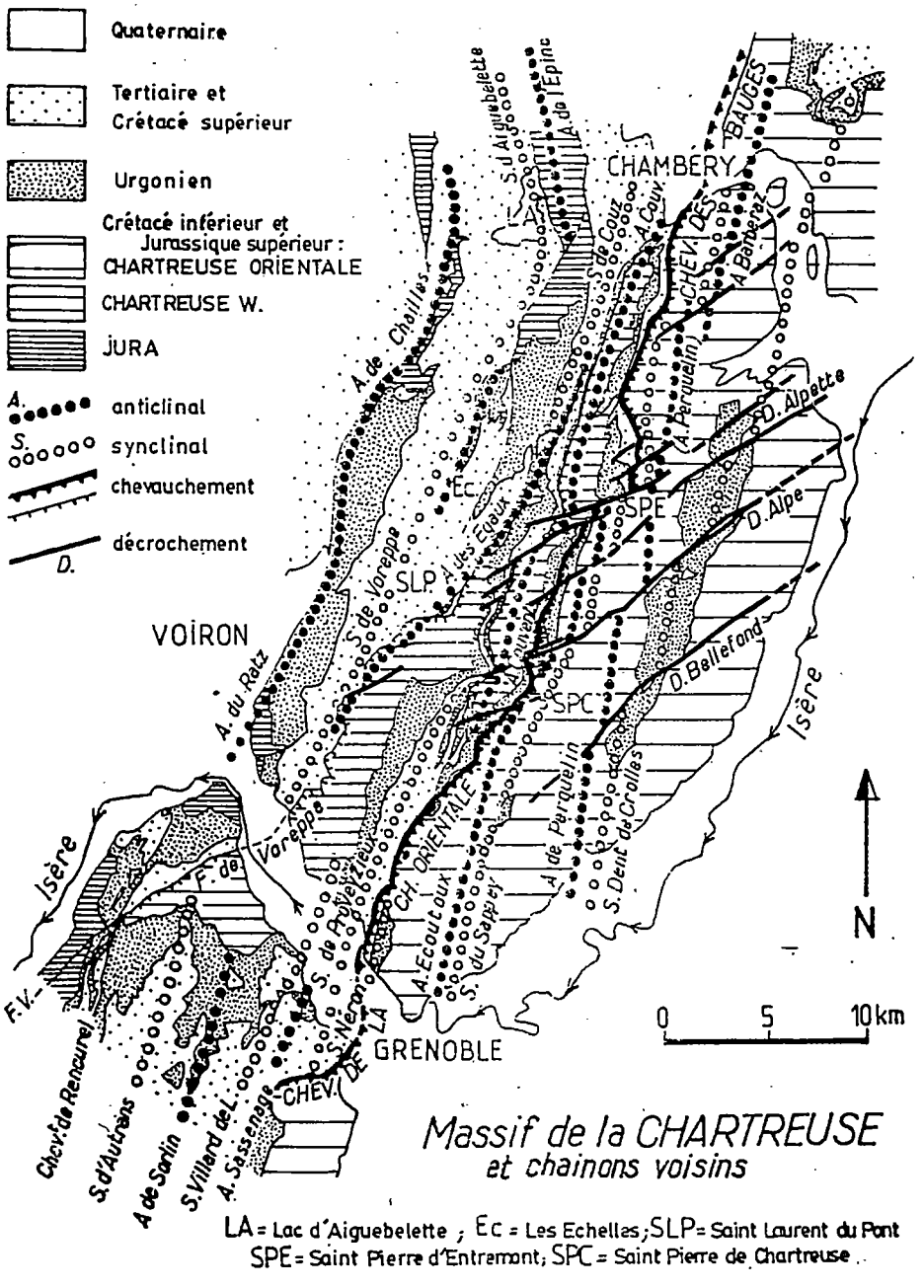

Fig. G-7. — *Plis et failles développés concurremment.*
*a)* Interférence entre apparition des plis et des failles inverses, dans une expérience sur modèle réduit. Le mouvement sur les premières failles apparues se bloque lorsque la surface de ces failles devient trop tordue.
*b)* Failles de déchirure séparant des tronçons de plis : 1 = tronçons plus ou moins déversés d'un même pli ; 2 = tronçons plissés indépendamment et de façon différente.

— **Failles inverses enroulées par un plissement congénère** : les failles normales enroulées sont nécessairement antérieures au pli qui les déforment (étant des accidents extensifs elles n'ont pu se former en même temps que d'autres compressifs). Par contre, la formation de failles inverses peut parfaitement entrer en compétition avec la formation de plis, et interférer avec elle (fig. G-7*a*).

— **Associations des zones de coulissement** : dans les zones de coulissement le schéma de Riedel (voir chap. C3) indique qu'une compression s'exerce à environ 45° des limites de la zone (cet angle variant selon qu'il y a transpression, cisaillement simple ou transtension). Cette compression est susceptible de créer des plis, en plus des failles d'extension et de failles cisaillantes (ainsi que l'ont montré de très nombreuses expériences).

Ces plis en échelons sont rompus en plusieurs tronçons, décalés par les failles transverses qui se développent concurremment, et se connectent en même temps avec des failles de chevauchement qui s'amortissent dans les extrémités des plis. Il s'agit là de systèmes qui sont typiques des grandes fractures coulissantes (faille de San Andréas, faille « alpine » de Nouvelle-Zélande, faille de la Mer morte, etc.). Un excellent exemple alpin est celui de la structure de la branche W de l'Arc de Castellane. Il est probable que la structure du massif de la Grande-Chartreuse relève également, pour une bonne part, de ce schéma (fig. G-8).

Fig. G-8. — *Carte schématique du massif subalpin de la Grande Chartreuse.*
Exemple d'une association de plis (souvent rompus en chevauchement) et de failles coulissantes (dextres pour les plus importantes) qui est probablement due à un cisaillement horizontal dextre d'ensemble.
Toutefois, cette interprétation ne suffit pas à rendre compte de toute l'organisation structurale du massif et ne correspond qu'à une étape relativement tardive (post-miocène) de *reprise de plis et de failles diverses* apparus ou ébauchés antérieurement.
Les failles de décrochement ont un rejet qui s'atténue du NE vers le SW et s'annule pratiquement avant d'atteindre le chevauchement de Voreppe : ce sont donc des *déchirures* dont la formation est à relier à celle des chevauchements.




D'autre part la disposition des plis s'apparente à un *dispositif en échelons* de type dextre : les plis du massif du Vercors, à l'ouest de Grenoble, se terminent à tour de rôle, en direction du nord, avant d'atteindre la faille de Voreppe (chevauchante et à composante de coulissement dextre). Le pli médian du massif, ou anticlinal du couvent, s'efface aux abords de Chambéry et n'atteint pas, vers le sud, la vallée de l'Isère. Les plis de la Chartreuse orientale sont tranchés à tour de rôle par le chevauchement de la Chartreuse orientale (qui devient au nord de Chambéry celui du front des Bauges).

### c) Associations de plis, de failles et de nappes

Dans la plupart des cas les nappes de charriage coexistent avec d'autres structures, principalement plis ou failles, congénères ou non.

#### ■ Rapports chronologiques

L'étude d'un pays de nappes suppose d'y faire la part des déformations ***« syn-nappes »***, liées aux divers charriages et de celles qui en sont indépendantes, formées dans des phases ***anté-nappes*** ou ***post-nappes.*** En fait, ce sont plutôt les données fournies par l'étude comparée des microstructures associées d'une part à la surface de charriage et d'autre part aux autres structures de la nappe et de l'autochtone qui fournissent la meilleure base de discrimination : en premier lieu elles renseignent sur le sens et l'ambiance du déplacement, qui sont compatibles ou non avec la formation des diverses autres structures observées ; de plus leurs superpositions permettent d'établir le calendrier de la succession des événements microtectoniques dans lequel s'inscrivent les charriages.

— **Déformations liées au charriage** : aucune structuration n'est, en soi, caractéristique des nappes de charriage. Il n'est même pas rare que le charriage ne se soit accompagné de la formation d'aucune mégastructure (en particulier lorsqu'il s'est produit par glissement en bloc). En l'absence de preuves d'un redoublement il est donc facile de s'abuser et de croire, au vu de la « tranquillité tectonique » d'un secteur, que celui-ci est autochtone, alors qu'il a été, en réalité, soumis pourtant à de vastes déplacements.

Plus rares sont les cas où le déplacement ne s'accompagne pas d'une structuration, au moins microtectonique, au voisinage de la surface de charriage. C'est par l'intermédiaire de son étude que l'on pourra définir les caractéristiques du charriage et déterminer, par contrecoup quelles sont les structures de la nappe dont la formation est vraisemblablement liée au charriage.

Quoi qu'il en soit les structures, de caractéristiques comparables, qui sont présentes dans la nappe et l'autochtone et qui se greffent sur la surface de charriage sans la déformer peuvent être présumées syn-nappes sous réserve d'une analyse plus poussée (fig. G-9*b*).

— **Distinction entre structures syn-nappe et anté-nappe** : les structures anténappes du domaine charrié sont également appelées *structures transportées.* Elles sont théoriquement reconnaissables à ce qu'elles sont soit tranchées par la surface de charriage soit redéformées par les structures syn-nappe (fig. G-9*a*). Toutefois les structures syn-nappes édifiées au début du charriage sont également susceptibles de présenter ces caractères, de sorte que ce critère de distinction purement géométrique est très ambigu.

— **Distinction entre structures syn-nappe et post-nappe** : là aussi la distinction paraît facile, puisque seules les structures post-nappes sont susceptibles de déformer à la fois la nappe et sa surface de charriage.

Dans le cas des failles il n'y a aucune ambiguïté. Par contre, en ce qui concerne les inflexions des surfaces de charriage, le problème est de déterminer leur origine réelle ; trois possibilités sont en effet à considérer :

1. ***Anticlinaux et synclinaux de nappes :*** on désigne ainsi les inflexions postnappe. Ils se reconnaissent à ce que l'autochtone est affecté au même titre que les nappes par ces plis (fig. G-9*c*).

2. *Inflexions dues au charriage :* lors d'une propagation des charriages vers l'avant les premières nappes mises en place sont déformées par l'apparition ultérieure de nappes inférieures. Les ***imbrications antiformes*** (fig. F-17) aboutissent notamment à de véritables anticlinaux de nappes dont la particularité est seulement de s'amortir vers le bas avant d'atteindre l'autochtone (encore faut-il que celui-ci soit visible pour le constater) ; il s'agit bien là de déformations tardives mais non posthumes car toujours liées aux charriages.

3. *Charriage utilisant une surface incurvée,* sur laquelle la nappe se moule ou dans laquelle s'engage sa surface de charriage : ceci est particulièrement le cas dans les ***charriages épiglyptiques*** (fig. G-18*c*).

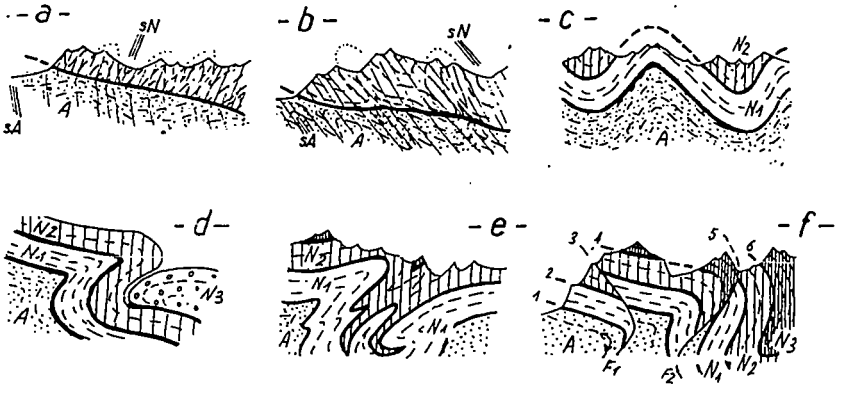



Fig. G-9. — *Superpositions de structures en pays de nappes.*

*a)* Plis et schistosités (sN dans la nappe et sA dans l'autochtone) tranchés par la surface de charriage : structures anté-nappe.

*b)* Plis s'amortissant sur la surface de charriage et schistosités plan-axiales, identiques dans la nappe et l'autochtone : structures syn-nappe probables.

*c)* Couches des nappes et surfaces de charriage ployées de la même façon que les couches de l'autochtone : structures post-nappes ; comparer avec les piles antiformes de nappes (fig. F-17) : la distinction nécessite une bonne coupe naturelle.

*d) Encapuchonnement* de la nappe N3 dans les nappes inférieures : ce dispositif suppose que N3 s'est mise en place après N2 et N1 ; il est difficile à distinguer d'un reploiement d'ensemble des 3 nappes après leur mise en place.

*e) Involutions* : nappes superposées reprises par des plis fermés et/ou reployés (inspiré de la structure des nappes penniques du haut Valais suisse).

*f)* Superposition de nappes, failles et plis (inspiré de la structure de la zone briançonnaise des Alpes françaises) : alors qu'une coupe profonde montre qu'il n'y a en réalité que trois nappes (numérotées en bas) un levé selon la surface du sol fait rencontrer 6 surfaces successives interprétables en chevauchements ; en réalité 3 et 5 sont des failles tardives. La reconnaissance des diverses nappes, par des critères d'individualité lithologique (voir chap. F-3, p. 134), permet de mieux déceler ce genre de structure.

### ■ Structures résultant de charriages déformés

La superposition de structures tardives, dans les domaines de charriages, est une cause aggravante pour la complexité de ces régions.

— **Un des résultats** en est que l'organisation en nappes superposées pourra même passer inaperçue, parce que masquée par les structures post-nappes qui attirent plus l'attention. Ceci est particulièrement le cas lorsque l'édifice des nappes est morcelé dans le sens horizontal par des panneaux effondrés, surtout s'il est en plus peu entaillé par l'érosion (reliefs peu montagneux). De nombreuses régions de charriages (dont, jusqu'à une date relativement récente, la Grèce) n'ont pas, pendant longtemps et pour cette raison, été reconnues comme telles.

— **Quelques exemples** de motifs structuraux, parmi ceux résultant de ces superpositions, sont classiques :

1. *Les **involutions*** (fig. G-9*e*) sont des synclinaux de nappes profonds et aigus, souvent reployés. De beaux exemples sont offerts par les nappes de schistes lustrés des Alpes penniques du Haut Valais (région de Zermatt) qui sont pincées entre des coupoles gneissiques représentant leur autochtone relatif.

2. *Les **encapuchonnements*** (fig. G-9*d*) sont des plis post-nappes, à déversement vers le domaine interne, qui enveloppent le front d'une nappe supérieure ; ils ont d'abord été expliqués par l'emboutissage des nappes inférieures par la supérieure, lors de sa mise en place, tardive (ce qui suppose une séquence de progression inversée). Ils peuvent correspondre aussi à des renversements liés au charriage tardif de nappes inférieures (lors d'une séquence ordinaire de progression). L'exemple classique est celui de l'encapuchonnement du front de la nappe du Niesen, dans les Préalpes romandes.

3. *L'intrication des plis, des failles et des nappes* aboutit à des dispositifs à première vue ambigus, où l'on peut prendre pour un empilement de multiples unités ce qui, après analyse plus complète s'avère ne correspondre qu'à un nombre réel de nappes réduit (fig. G-9*f*).

## G 2 — Dispositifs liés à des conditions particulières

Un certain nombre de structures composites se signalent par le rôle qu'y joue l'influence de dispositions superficielles de l'écorce terrestre, notamment par le biais des forces de pesanteur.

### a) Dispositifs diapiriques

Il s'agit de structures composites qui sont dues à des déplacements ascensionnels de masses rocheuses.

## ■ Processus du diapirisme

— **Définition du *diapirisme*** : l'étymologie du mot évoque le fait que les roches concernées se déplacent en « perçant à travers » celles qui les recouvraient. C'est ce que l'on exprime parfois en parlant de ***tectonique extrusive.***

— **Caractéristiques fondamentales**

1. Ce déplacement s'effectue sous l'effet de la pesanteur, par le jeu des différences de densité, aux dépens de roches peu denses recouvertes par d'autres qui le sont plus ; on peut le comparer à celui qui fait remonter à la surface l'huile que l'on a recouvert d'eau.

2. Il implique que le matériau soit peu compétent, et notamment susceptible d'un fluage aisé permettant son « écoulement » vers les points hauts. Il faut aussi que cet écoulement ne soit pas trop freiné par une largeur insuffisante du conduit emprunté par le matériau pour se diriger vers le point d'ascension.

3. Il ne faut pas y ranger les effets ascensionnels affectant des panneaux de roche délimités par des failles, tels que horsts ou navettes.

— **Échelle** : le diapirisme peut se produire à diverses échelles de dimension et de temps, depuis celle de l'expérimentation par centrifugation sur des couches de matériaux de faible viscosité superposées (fig. G-10) jusqu'à celle de la tectonique globale. A l'échelle de la tectonique régionale le diapirisme est presque exclusivement le fait des roches salines (ou évaporites) : on parle en ce cas d'***halocinèse.***

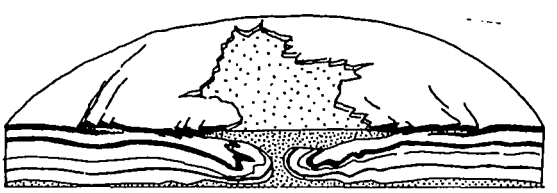


Fig. G-10. — *Diapirisme expérimental.*
Aspect d'une galette cylindrique (sectionnée diamétralement), obtenue par centrifugation ($\sigma 1$ vertical). La couche profonde, moins dense, perce à travers les autres et s'étale en surface en repoussant les couches superficielles (cette dernière disposition n'est pas sans évoquer le processus de l'expansion océanique).

## ■ Dômes de sel

A l'échelle régionale les structures diapiriques les plus typiques, parce que ne mettant en jeu aucun autre processus que l'halocinèse, sont les ***dômes de sel.***

— **Aspects essentiels**

1. *Localisation :* ils doivent leur nom à ce qu'ils se manifestent par un relief saillant ; celui-ci atteste de la montée du sel puisque la dissolution tendrait, sans elle, à créer une zone déprimée. Ils s'observent indifféremment dans des régions tectoniquement déformées ou non, encore que les vrais dômes de sel aient une prédilection pour les régions tabulaires : la région du Hanovre en est un bon

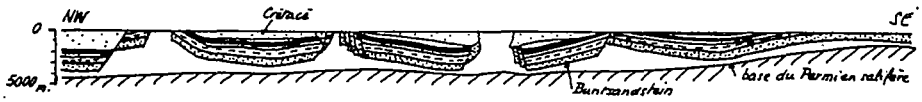



Fig. G-11. — *Coupe d'un secteur des diapirs du Hanovre.*
Le soubassement de la formation salifère, ici permienne, est hachuré et son toit (Buntsandstein) est en pointillés serrés ; le sel est en blanc.

exemple (fig. G-11). Lorsque la région est déformée les vrais dômes, qui ne manifestent aucune liaison de localisation avec les autres structures, sont des structures tardives.

2. *Conditions de formation :* leur existence est liée à des conditions favorables qui ne sauraient cependant être définies avec trop de rigueur :

- L'épaisseur de la couche de sel doit être de plusieurs centaines de mètres pour que ce dernier puisse migrer.
- La surcharge minimale, due aux terrains surincombants, doit correspondre à une épaisseur de l'ordre de 500 mètres.

3. *Géométrie :* elle présente divers traits caractéristiques fort connus (fig. G-12) :

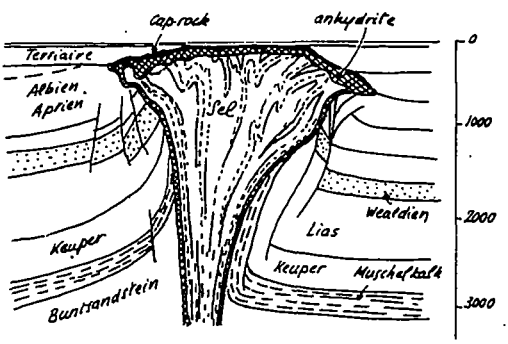



Fig. G-12. — *Coupe d'un dôme de sel du Hanovre.*
Image caractéristique où l'on note particulièrement les déformations à l'intérieur du sel et le rebroussement des couches traversées (= « Rimsyncline »).

- Forme en champignon du corps de sel, qui tend à s'étaler hors de sa cheminée de montée : c'est l'***extravasion*** qui correspond à un chevauchement par affaissement gravitaire (voir chap. F2). Le sommet du dôme, garni de résidus de dissolution bréchique et/ou en grande partie argileux, forme un chapeau imperméable (= ***Cap-rock***), qui est un classique « piège à pétrole ».
- Découpage à l'emporte-pièce de la succession des terrains encaissants, qui subissent un rebroussement synclinal annulaire, « en margelle de puits » (= ***Rim-syncline***), autour de la cheminée d'ascension. C'est aussi un piège à pétrole.
- Intense déformation interne du sel : il dessine des plissotis serrés, en fourreaux à axe d'étirement vertical, qui sont dus à la constriction des strates du sel lors de

son entraînement dans le conduit étroit de la cheminée. De plus il englobe des « ***blocs exotiques*** », de taille parfois hectométrique, arrachés aux terrains encaissants.

## ■ Autres structures halocinétiques

La montée des évaporites est souvent facilitée par l'existence d'un dispositif de faiblesse de l'écorce, qu'emprunte le diapir. Ils sont de deux sortes :

— ***Plis diapirs :*** ce sont des diapirs correspondant à l'expulsion du cœur d'un pli anticlinal ; ils se forment soit par éclatement de la voûte du pli au cours de sa formation soit à la suite d'une érosion qui a détruit ultérieurement cette même voûte. Certaines bandes triasiques de Provence (fig. G-13*b*) répondent à ce schéma ; il a surtout été illustré par les structures des champs pétroliers de Roumanie pour lesquelles le terme même de diapir a été créé.

— **Diapirs sur fractures :** les failles constituent des lignes de faiblesse susceptibles de déterminer les diapirs à s'y localiser. Ceci se produit surtout aux points de rencontre de plusieurs fractures, plus spécialement là où la fracturation s'accompagne d'un régime extensif, c'est-à-dire dans les rifts et dans les bassins de ***pull-apart.*** Les diapirs des chaînes subalpines, au nord-est d'Orange, semblent relever d'une telle interprétation (fig. G-13*a*)

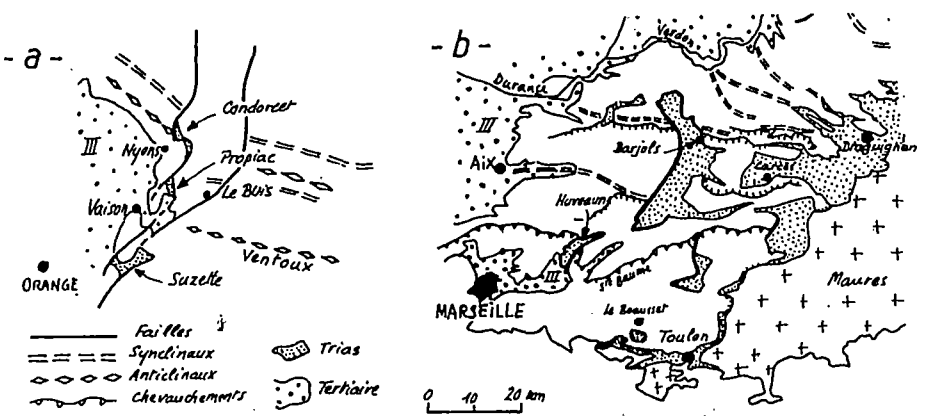



Fig. G-13. — *Le diapirisme du Sud-Est de la France.*

*a)* Carte des diapirs des Baronnies : noter l'absence de relations claires entre les diapirs et les plis. Par contre les diapirs connectent entre elles des failles NE-SW : la montée du Trias salifère peut être liée à une ouverture en « pull-apart », lors d'un mouvement senestre sur ces failles (*cf.* fig. C-21).

*b)* Carte schématique de la répartition du Trias provençal. Dans certains secteurs, comme celui de Draguignan, les bandes triasiques sont liées au plissement et en adoptent la direction. Ailleurs les limites du Trias recoupent à l'emporte-pièce les structures de plis et de chevauchements (vallée de l'Huveaune, Barjols, etc.), ce qui trahit une mise en place par diapir.

## ■ Diapirisme au sens large

Les processus qui s'appliquent si favorablement sur les évaporites intéressent également d'autres matériaux dans certains cas particuliers, et ce à diverses échelles.

— **Les diapirs de sédiments meubles** : les sédiments gorgés d'eau sont capables de fluer (par comportement « visqueux ») et de gicler localement vers le haut sous la simple surcharge des strates venues les recouvrir. Cela s'exprime par différentes figures sédimentaires de tailles variées :

1. Les ***figures de charge*** des sédimentologues : elles sont de taille décimétrique, à l'échelle d'un banc. Parmi celles-ci les structures en ***teepee*** sont assez proches des diapirs par le rebroussement annulaire des couches. Des structures franchement identiques à des diapirs, mais de taille métrique, s'observent dans les sables des alluvions périglaciaires (notamment en Bas-Dauphiné) : la mobilité des sables gorgés d'eau a sans doute été accrue, dans ce cas, par la cryoturbation due aux gels et dégels.

2. Les ***diapirs boueux,*** de taille décamétrique à hectométrique, qui ont été maintes fois reconnus par les sondages d'exploration pétrolière dans les deltas sous-marins, sont liés aux tassements créateurs des « failles de progression » (voir plus loin : chap. G2-*c*). Ils résultent de la mobilité et de la faible densité des boues argileuses vis-à-vis des sédiments du « prisme terrigène deltaïque » qui les recouvrent.

— **Le diapirisme à l'échelle du globe** : les roches profondes peuvent acquérir, au moins localement, un état de viscosité suffisamment faible pour être l'objet d'un véritable diapirisme à l'échelle régionale ou même globale.

1. ***Diapirisme crustal :*** la mise en place des plutons granitiques relève en tout point du processus diapirique ; elle aboutit à des structures de géométrie très comparable, bien que plus grandes. On sait en particulier que les domes plutoniques se rétrécissent et s'étranglent en profondeur plus ou moins complètement, en se réduisant à un simple pédoncule. Toutefois le refroidissement et la diminution de pression dus à la montée conduisent, dans la plupart des cas, les magmas acides à se solidifier avant qu'ils aient atteint la surface du sol.

A cette échelle le chevauchement, par extravasion, des marges des diapirs trouve son homologue dans les nappes-plis couchés « de style pennique », formées par les gneiss « remobilisés » (c'est-à-dire à déformation ductile) du haut Valais. Les images fournies par l'étude des nappes de migmatites du Groënland oriental sont également très suggestives à cet égard : elles évoquent beaucoup celles obtenues par diapirisme expérimental (fig. G-10).

2. ***Diapirisme mantellique :*** les montées de manteau dues à l'expansion océanique, au niveau des dorsales, et surtout celles que l'on pense être à l'origine des « points chauds » (= Hot-spots) de la croûte, en relèvent indubitablement, au moins en ce qui concerne le processus.

*En définitive* cet aspect des choses montre que le diapirisme, loin d'être une curiosité locale, spécifique de certaines roches relativement exceptionnelles, représente peut-être le processus le plus fondamental de tous les phénomènes tectogéniques.

## b) Structures collapses et morphotectonique

Sous ces deux noms se rangent diverses structures qui ont en commun d'apparaître aux approches de la surface du sol, sous l'effet de déséquilibres des forces de pesanteur, souvent à la suite d'une érosion. Dans le premier cas le relief est le déclencheur de la déformation ; dans le second il se contente de l'influencer et de modifier les caractères des structures.

### ■ Structures collapses

Ce terme, tiré du mot anglais qui signifie « affaissement », désigne les structures induites par le glissement vers l'aval de la partie superficielle des versants ; il s'agit donc d'un cisaillement sous l'effet de la pesanteur.

La reconnaissance de ces structures est importante pour le tectonicien car, sinon, il sera induit en erreur par leur présence et prendra pour des manifestations de la structuration régionale ce qui ne correspond qu'à des accidents locaux, parasites et sans signification quant au contexte général de la déformation proprement tectonique.

— **Collapses à l'air libre** : selon les modalités du cisaillement on en distingue deux groupes :

1. *Collapses « souples », par flexion* : les plis de flexion formés à proximité de la surface du sol se reconnaissent assez souvent aux variations capricieuses de la torsion et à la tendance qu'ont les couches à se briser en fragments plutôt qu'à donner des charnières bien arrondies. Deux cas sont à évoquer :

• Le ***fauchage*** *(= Hill-creep)* : il correspond au basculement des têtes de bancs, de préférence à partir de couches très redressées, sur une profondeur métrique en général mais pouvant parfois dépasser 10 m (fig. G-14*a*). Le fauchage doit être particulièrement redouté chaque fois qu'un massif rocheux est très feuilleté : il s'exerce aussi bien sur les feuillets schisteux et sur les foliations des roches cristallophylliennes que sur les roches sédimentaires à bancs minces.

• Les ***plis de versants*** (fig. G-14*c*) : ils affectent l'aspect de plis déversés dans le sens de la pente, parfois même dotés d'une charnière anticlinale basculée en synforme vers l'aval ; outre ce dernier caractère, qui constitue déjà une forte présomption de l'origine par collapse, la comparaison entre plusieurs versants peut en fournir une confirmation par le fait que le sens du déversement est toujours vers l'aval, quelle que soit la direction du versant : si deux versants se font face la disposition peut donner l'impression d'un synclinal se fermant vers le haut, en « blague à tabac ». Les plis de versant se forment par décollement, souvent à la faveur d'un niveau très plastique comme des marnes, aux dépens de niveaux plus compétents, de préférence minces ou isolés.

2. *Collapses « rigides » par arrachement* : il s'agit là de tranches de roches détachées par une cassure extensive et qui glissent, sans trop se disloquer, pour l'essentiel, sur la pente. Diverses variétés sont distinguées :

• Les ***glissements sur dalles structurales*** (fig. G-14*b*) intéressent des tranches de strates, épaisses en général de quelques mètres au maximum, disposées originellement avec un pendage proche de la pente topographique ; elles se déplacent en glissant sur des surfaces de strates dégagées par l'érosion, ou « dalles structurales ». La cause originelle du glissement est un sapement, par l'érosion ou

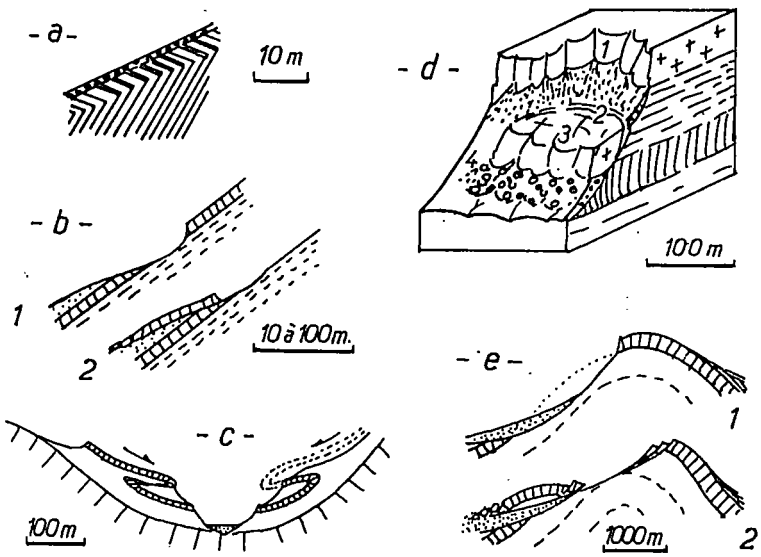



Fig. G-14. — *Structures collapses formées à l'air libre.*

*a) Fauchage* ;

*b) Glissement d'une dalle structurale* : 1 = érosion naturelle ou anthropique (entaille de route etc.) sectionnant la dalle rocheuse ; 2 = décollement et glissement sur la pente.

*c) Plis « de versant »*, formés par glissement gravitaire, au sein d'une assise très déformable (marnes etc.), aux dépens de bancs plus compétents.

*d)* Morphologie des *paquets tassés* : 1 = cirque d'arrachement, avec sa ceinture d'éboulis ; 2 = crevasse limitant le paquet à l'amont ; 3 = surface irrégulière, en moyenne peu inclinée, du paquet tassé ; 4 = marge disloquée passant à une frange d'éboulis.

*e) Décoiffement* : 1 = entaille du flanc d'un anticlinal exhumé en relief conforme ; 2 = effondrement de la voûte du pli. Lorsque les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer le soubassement des paquets tassés ils peuvent être confondus avec des fenêtres d'autochtone apparaissant sous un chevauchement : l'observation morphologique est utile pour suggérer la bonne interprétation.

par une entaille de main d'homme (route à flanc de versant), de la base de la tranche détachée.

• Les ***paquets tassés*** sont plus volumineux et peuvent atteindre plusieurs kilomètres de longueur : ils induisent un redoublement des niveaux repères observables sur le versant et peuvent faire croire à la présence d'un chevauchement. Lorsque leur mise en place est encore récente (ce qui est le cas dans les Alpes pour beaucoup de paquets tassés déclenchés par la fonte des langues glaciaires qui occupaient les vallées) ils possèdent une morphologie caractéristique (fig. G-14*d*) que tout géologue doit savoir reconnaître.

• Les ***décoiffements*** (fig. G-14*e*), définis initialement dans le Jura, sont des paquets tassés réalisés par sapement du flanc d'un « mont », relief structural correspondant à un anticlinal, aux dépens de la voûte de l'anticlinal.

— **Collapses sous-aquatiques** : ce sont les structures qui se forment, par glissement gravitaire, dans un bassin sédimentaire en cours de sédimentation. L'action des forces d'Archimède et la plasticité des sédiments, meubles ou peu indurés en général, qui servent de substrat au glissement, rendent ce dernier aisé : il se produit sur des pentes de quelques degrés seulement.

Selon la plasticité des éléments transportés ces derniers peuvent se déformer ou non durant le glissement, ce qui définit les types ci-après :

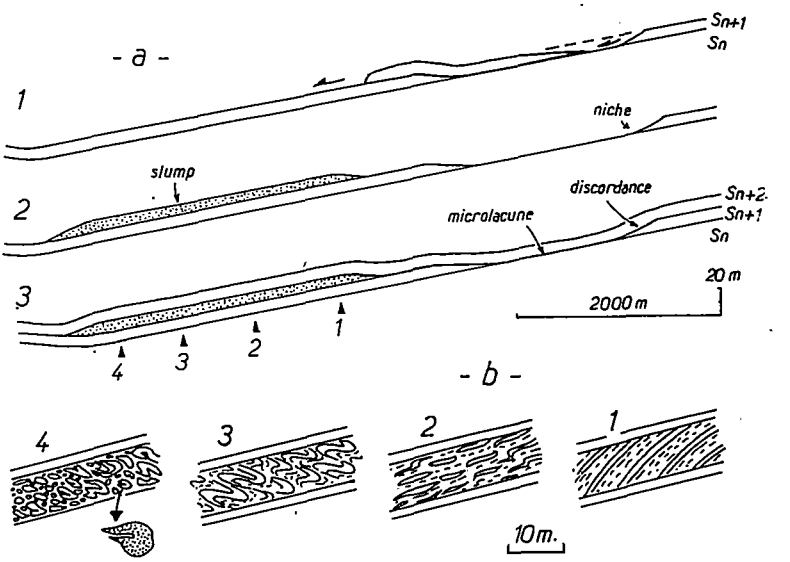



Fig. G-15. — *Tectonique des glissements sous-marins* (= slumping).
*a) Étapes de formation* : 1 = détachement d'une tranche de sédiment frais, non induré ; 2 = mise en place du slump (les différents secteurs caractérisés par leur organisation interne sont repérés par des numéros correspondant à ceux de la figure b) ; 3 = cachetage par la sédimentation : mur et toit sont parallèles, à l'échelle de l'affleurement.
*b) Types d'organisation interne* en fonction de la distance par rapport à la niche d'ablation ; 1 = bancs sectionnés (déplacement en masse) ; 2 = bancs dilacérés et disjoints (glissement sous traction) ; 3 = bancs plissés et imbriqués (freinage du glissement) ; 4 = bancs disloqués passant à des galets de conglomérat (disjonction par éboulement) ; le détail agrandi représente un slump-ball (fragment de banc replié sur lui-même).
Sn, Sn+1, Sn+2 : numéros d'ordre des strates successives.

1. Les ***slumpings :*** ils se forment aux dépens de la dernière tranche de strates déposée, alors qu'elle est encore peu ou pas indurée ; ils se caractérisent, du premier coup d'œil, dans les cas typiques, par le contournement de leurs couches, qui contraste avec le parallélisme régulier des bancs qui les encadrent (fig. G-15). Leur épaisseur est en moyenne décamétrique ; le détail de leur structure interne varie avec la distance par rapport au front de la tranche déplacée (fig. G-15*b*). De tels dispositifs sont communs dans les dépôts hémipélagiques de talus, tels ceux de l'Hauterivien des chaînes subalpines.

2. Les ***olistolites,*** ou « klippes sédimentaires » sont des lentilles de matériaux rocheux qui sont étrangers au sédiment qui les héberge et s'y sont interstratifiées par glissement en bloc. Les formations riches en olistolites sont appelées ***olistostromes*** (fig. G-16).

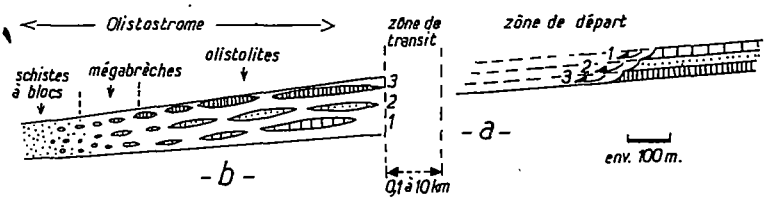



Fig. G-16. — *Constitution des olistostromes.*

*a)* Stratigraphie « inversée » de l'olistostrome par rapport à celle de la zone de départ des olistolites (à droite) : les tranches supérieures sont celles qui fournissent les premiers olistolites mis en place.

*b)* Calibre des éléments en fonction de la distance à la zone de départ et nomenclature correspondante.

La caractérisation des olistolites est parfois délicate. On peut, en effet, les confondre d'une part avec des lentilles sédimentaires formées *in situ* (par changement latéral de faciès) et, d'autre part, avec des lames rocheuses (« écailles ») introduites mécaniquement, par chevauchement, dans les couches après la fin de leur dépôt. La présence, à leur pourtour, d'un essaim de débris de même nature mais de calibre décroissant est un bon critère mais il n'est pas toujours réalisé.

L'émission des olistolites est le fait d'une instabilité des fonds marins. Celle-ci est souvent liée à l'activité de failles, soit normales soit inverses, ou encore à l'avancée de nappes (fig. F-11*b*).

3. Les ***mélanges*** (terme international) sont à considérer comme des olistostromes caricaturaux par l'extrême diversité de nature et de taille de leurs éléments. Ils montrent en outre souvent les traces d'un broyage tectonique, syn- et postsédimentaire, important. L'exemple le plus célèbre est celui du « Franciscan melange » (du nom de San Francisco) en Californie.

La présence fréquente de roches vertes et la localisation, également fréquente, des mélanges sur d'anciennes sutures océaniques portent à interpréter ces formations comme des olistostromes formés dans des domaines de subduction ou de coulissements majeurs entre plaques.

## ■ Morphotectonique

L'existence d'un éventuel rôle directeur de la disposition des reliefs vis-à-vis de celle des structures tectoniques est souvent une hypothèse féconde. Elle demande cependant à être étayée par la mise en évidence d'une organisation paléomorphologique, qui ne peut guère être prouvée que par la découverte et l'étude de dépôts continentaux subaériens conservés. C'est dire que les exemples certains sont rares.

Les structures morphotectoniques se répartissent en deux groupes :

— **Structures dues à une reprise après une érosion** : l'érosion des structures antérieurement formées y détermine des lignes de faiblesse sur lesquelles se concentre leur déformation ultérieure. Divers exemples sont classiques (fig. G-17) :

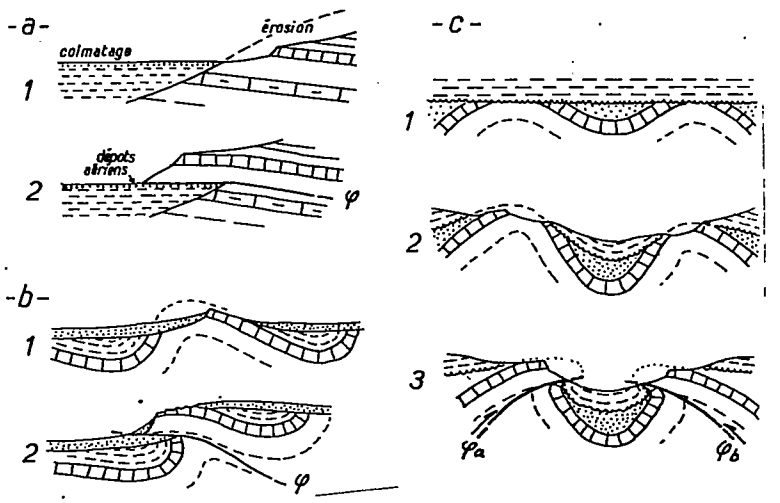



Fig. G-17. — *Morphotectonique.*

1, 2, 3 = États successifs.

*a)* Chevauchement d'une *marge de bassin* par décollement le long d'un niveau favorable mis à nu par l'érosion : la surface d'érosion fossile ne se raccorde plus à la surface du colmatage. C'est le niveau atteint par ce dernier qui détermine l'emplacement de la surface de chevauchement (voir également la fig. C-19*b*).

*b)* Chevauchement induit par *l'érosion d'une voûte anticlinale :* on trouve sous le chevauchement des dépôts continentaux, discordants sur des couches plissées avant le chevauchement. L'érosion des voûtes anticlinales est facilitée par les fissures en distension que les roches résistantes à l'érosion mécanique — en général compétentes — tendent à y acquérir.

*c) Chevauchements affrontés* et fermeture d'un synclinal « en blague à tabac », par rejeu, puis rupture à leur voûte, de plis voisins. La vergence des chevauchements est déterminée par la topographie créée par l'érosion après le second plissement.

1. *Le chevauchement des colmatages de bassins par leurs bordures* (fig. G-17*a*) : c'est une disposition assez commune, que montrent par exemple le Jura vis-à-vis de la Bresse ou les chaînons de Haute-Provence, entre Digne et Moustiers-Sainte-Marie par rapport au bassin miopliocène de Valensole.

2. *La rupture de cœurs de plis,* après érosion de leur voûte et formation d'un relief de « combe » jurassienne (fig. G-17*b*), est démontrée sur certains plis provençaux.

3. *La formation de chevauchements affrontés* aux dépens des flancs d'un « val » jurassien (fig. G-17*c*), est également observée en Provence.

— **Structures liées aux chevauchements épiglyptiques** : l'avancée d'une nappe sur une surface topographique non aplanie peut occasionner la formation de dispositifs spéciaux ; en voici quelques exemples (fig. G-18) :

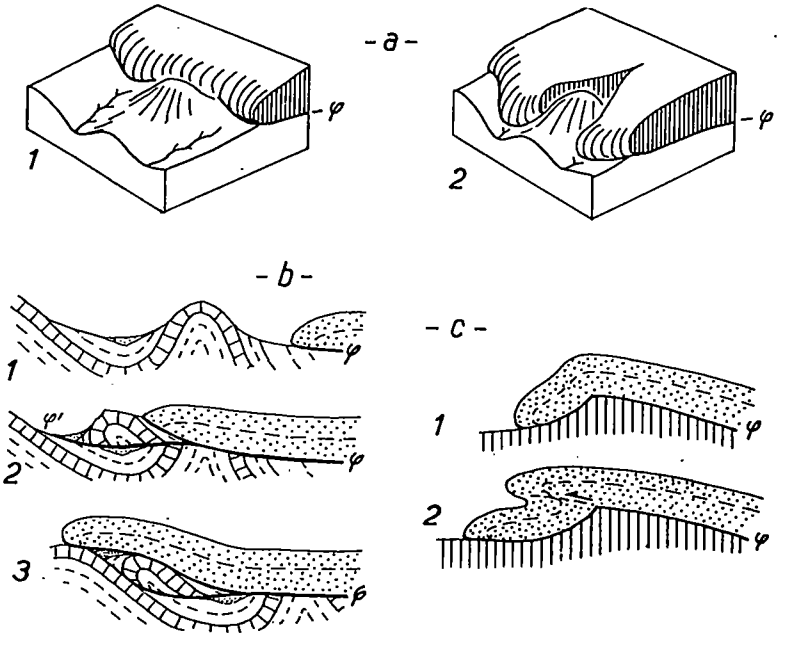



Fig. G-18. — *Morphotectonique : chevauchements épiglyptiques.*
(1, 2, 3 = étapes successives).
*a)* Nappe se partageant en deux lobes de part et d'autre d'une zone en surélévation.
*b)* Décapitation d'un relief structural, poussé à l'avant de la nappe (2), puis recouvert par son avancée à la faveur du « piégeage » de cette écaille parautochtone dans une dépression préexistante.
*c)* Replis et, éventuellement naissance d'un chevauchement, à l'intérieur de la masse de la nappe, par suite du franchissement d'un relief de l'autochtone.

1. *Moulage des reliefs* par la nappe (fig. F-11*a*) ; sa base peut localement remonter des pentes, à la façon d'un glacier. Il semble que les gypses de la Vanoise enrobent ainsi des reliefs qu'ils sont venus recouvrir.

2. *Contournement des reliefs* par la nappe (fig. G-18*a*) ; cette dernière se déchire, autour d'un ***redent*** d'autochtone en deux lobes qui s'engagent dans les zones déprimées. Les lobes sont limités alors de l'autochtone par des ***rampes latérales*** où le mouvement est un coulissement. La nappe du Flysch à Helminthoïdes forme ainsi, dans l'Embrunais, un lobe qui s'est engagé dans une dépression créée au Tertiaire entre les massifs de l'Argentera et du Pelvoux.

3. ***Décapitation des reliefs*** (fig. G-18*b*) par des failles plates secondaires (assimilables à des failles de Riedel), détachant des blocs-klippes ; ceux-ci seront éventuellement abandonnés plus loin dans une dépression fonctionnant comme un piège.

4. *Création d'accidents secondaires dans la nappe,* au franchissement d'une rupture de pente (fig. G-18*c*) : ce peuvent être suivant le cas des replis ou des écaillages.

### c) Tectonique synsédimentaire

On réserve ce nom aux structures formées aux dépens de couches en cours de sédimentation, donc sans interruption de cette dernière. On n'y range toutefois pas les collapses sous-aquatiques, dont l'origine est purement locale et gravitaire.

#### ■ Mise en évidence

Le caractère synsédimentaire de la déformation responsable d'une structure ne peut être établi qu'à la suite d'une analyse critique des données de terrain.

— **Les causes de sous-estimation :** l'existence des structures synsédimentaires a très longtemps été méconnue et leur importance souvent sous-estimée. Il y a, à cela, diverses raisons :

1. La réticence à recourir à une explication compliquée, mettant en jeu des interférences entre sédimentation et déformation, qui n'apparaît pas nécessaire, dans la plupart des cas, face à des schémas plus simples.

2. L'accoutumance à raisonner en termes de phases tectoniques et donc à concevoir implicitement que sédimentation et tectonique ne vont pas de pair.

3. Le fait que l'expérience d'un géologue ne lui donne en général que rarement l'occasion d'en étudier des cas probants. En effet le champ de la tectonique synsédimentaire est évidemment limité à la partie superficielle de l'écorce, souvent enlevée par l'érosion ; en outre il faut des conditions de conservation et d'observation particulièrement bonnes pour que les particularités qui caractérisent les structures synsédimentaires soient visibles : aussi ne les observe-t-on clairement que dans des cas relativement particuliers et peu nombreux.

— **Les critères de reconnaissance** sont essentiellement de deux sortes :

1. *Existence de dispositions caractéristiques :* ces dernières sont à leur tour de deux ordres :

• *Variations stratigraphiques* du faciès, si la déformation provoque des dénivellations suffisantes, et si le milieu sédimentaire est en outre tel que des dénivellations entraînent des changements de faciès (ceci est généralement vrai pour les domaines continentaux ou marins peu profonds).

• *Organisations géométriques,* consistant essentiellement en variations du pendage, qualifiées de ***discordances progressives*** puisque l'obliquité des couches, l'une par rapport à la suivante, ne se localise pas à un seul niveau mais se répète sur toute une succession. Il s'ensuit évidemment des variations de l'épaisseur des strates, qui dessinent alors des *biseaux latéraux* avant de passer éventuellement à des microlacunes, en cas d'absence de sédimentation (voire d'érosion) sur les parties soulevées de la structure.

2. *Preuves de la continuité de la sédimentation :* la sédimentation peut être localement interrompue, à l'emplacement des structures actives ; mais elle se rétablit rapidement dès qu'on s'en éloigne. De plus, à l'aplomb des structures saillantes, les discontinuités tendent à se multiplier, en même temps que leur importance

individuelle se réduit ; ceci atteste de la poursuite et de la progressivité de la déformation sur un laps de temps que l'on peut ainsi apprécier.

## ■ Divers cas possibles

Ce sont les failles normales qui sont les plus fréquentes car les dépressions où s'accumulent les sédiments, surtout à faible profondeur, se forment par le jeu d'extensions (systèmes de grabens intracontinentaux et d'hémigrabens des marges passives). Les structures synsédimentaires formées en tectonique compressive, plis et chevauchements, se rencontrent surtout dans les prismes d'accrétion tectonosédimentaires des marges actives, ainsi que dans les avant-fosses et intra-fosses des orogènes en phase de surrection.

— **Failles et chevauchements synsédimentaires** : leurs caractères distinctifs sont les suivants (fig. G-19) :

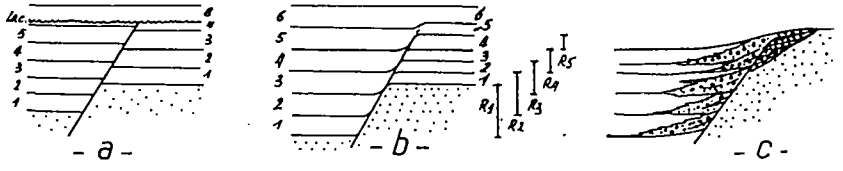



Fig. G-19. — *Failles normales synsédimentaires*

*a)* Faille cachetée (Lac. = Lacune de sédimentation).

*b)* Faille active pendant la période de dépôt des couches 1 à 6 : noter l'absence de lacune et l'amortissement vers le haut par réduction du rejet ;

R1, R2 etc. représentent les rejets mesurés au mur des couches 1, 2 etc. : le rejet de 1 cumule tous les mouvements effectués entre le début du dépôt de 1 et la fin du dépôt de 6.

*c)* Prismes détritiques alimentés par la lèvre surélevée d'une faille normale pendant son activité. A l'opposé de la disposition en *onlap* due à une simple transgression sur une pente, les prismes ne s'effilent pas tangentiellement à leur support : ils sont sectionnés (sauf le plus récent) par la surface de faille. Seules d'excellentes conditions d'observation permettent de faire la distinction entre les deux cas...

1. *Présence de discordances et lacunes,* limitées à la lèvre soulevée (à la différence du cas des failles cachetées) (chap. H-1) après une phase tectonique.

2. *Amortissement progressif du rejet,* vers le haut, par le truchement de la réduction d'épaisseur des strates de la lèvre soulevée. Cette réduction peut porter de façon équitable sur tous les bancs ou non, et résulter de multiples microlacunes imperceptibles ou de lacunes plus importantes et plus espacées. Cela dépend des diverses modalités du processus sédimentaire (érosions ou non dans le compartiment soulevé, par exemple) et du processus tectonique (saccades de mouvement plus ou moins espacées).

3. *Variations de faciès,* se manifestant par des faciès moins profonds sur la lèvre soulevée mais surtout par des *accumulations détritiques localisées* à la proximité de l'abrupt de faille, du côté de la lèvre abaissée. Il est à noter que de telles accumulations ne témoignent, à elles seules, que de la présence d'un relief soumis

à érosion ; il faut donc que ce dernier coïncide avec une faille manifeste pour que cela témoigne d'une activité tectonique vraie.

4. *Présence de* ***structures « hydroplastiques »*** sur le miroir de faille. Il s'agit de traces témoignant d'un écoulement boueux de sédiments le long de l'abrupt de faille (il faut des circonstances très favorables pour en observer).

5. Dans le cas des ***« nappes humides »*** (voir chap. F2, fig. F-11), l'arrivée de la nappe dans le bassin sédimentaire a parfois pour effet, si ce dernier est peu profond, de le colmater totalement, de sorte que cet événement clôt la sédimentation dans ce domaine ; c'est ce qui se produit pour le bassin nummulitique des Grès d'Annot et du Champsaur avec l'arrivée des nappes de Flysch à Helminthoïdes.

Dans le cas contraire (fig. G-20) la nappe est interstratifiée, au même titre que son olistostrome « précurseur » dans la série sédimentaire : un exemple célèbre est celui des nappes rifaines du Maroc septentrional, interstratifiées entre un « Miocène anté-nappes » et un « Miocène post-nappes ».

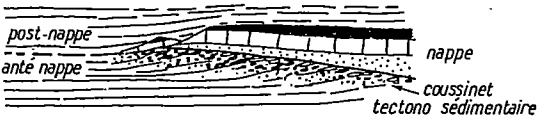



Fig. G-20. — *Charriage synsédimentaire.*
Le front de la nappe, plus ou moins dilacéré en olistolites, s'interstratifie dans une série sédimentaire continue : on peut dater l'immobilisation du charriage par l'âge de la limite entre série anté-nappe et série post-nappe. Il s'agit nécessairement d'une nappe humide qui progresse sur un coussinet tectono-sédimentaire (olistostrome).
Cette disposition constitue une variante du type de charriages inapparents par masque sédimentaire : comparer avec la fig. F-5*a*.

— **Plis synsédimentaires** : leur caractéristique distinctive est une disposition des *couches « en éventail »,* par suite des discordances progressives. Dans le détail diverses variantes d'ordonnance des couches et de géométrie finale de la structure plissée interviennent suivant les cas :

1. *Plissement et sédimentation réguliers et continus :* on obtient les images les plus simples (fig. G-21*a*), aisées à distinguer de celles des plis cachetés.

2. *Plissement ou sédimentation apparemment saccadés :* le secteur mobile, notamment celui proche de la charnière, montre une succession de discordances franches, dont la présence suggère l'intervention de saccades de plissement (fig. G-21*b*). C'est parfois l'explication correcte, mais on doit tenir compte du fait que des *saccades sédimentaires*, couplées avec un plissement continu et régulier, donnent un dispositif identique : il est en particulier très normal que l'érosion agisse sur la partie soulevée en lui enlevant périodiquement une tranche plus ou moins épaisse de couches précédemment basculées, avant le dépôt d'une nouvelle tranche sédimentaire, créant ainsi une succession de discordances assez fortes.

3. *Plissement de dépôts effectués à fleur de sol :* c'est ce qui se réalise en dépôts continentaux ou, plus fréquemment encore, dans les marges des bassins sédimen-

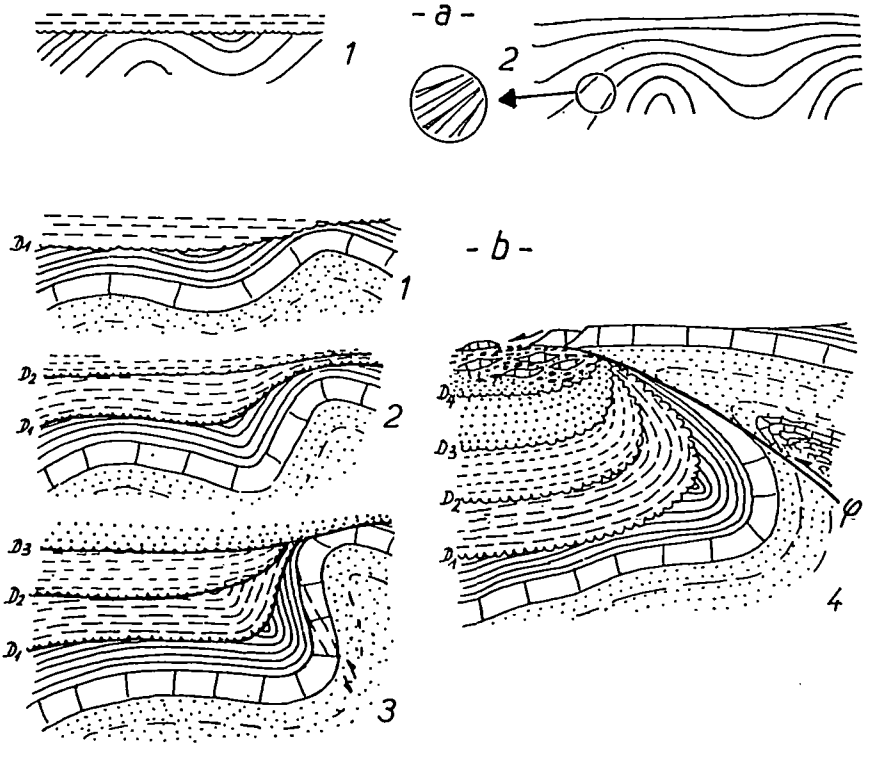



Fig. G-21. — *Plissement synsédimentaire.*

*a)* Différence entre un pli cacheté après une érosion (1) et un pli formé durant le dépôt des couches (2) : la portion cerclée est agrandie pour montrer les biseaux élémentaires qui aboutissent à une disposition en éventail.

*b)* Évolution par saccades : chaque étape, soit d'arrêt de sédimentation, soit de saccade de plissement, induit une discordance locale (notée D1, D2, D3 et D4). Le schéma 4 correspond à une étape ultime où l'érosion de l'anticlinal déclenche sa rupture. Il se forme un chevauchement épiglyptique, accompagné de glissements gravitaires nourrissant un olistostrome. Ces schémas sont inspirés par l'exemple de la marge nord orientale du bassin néogène de Valensole, au nord de Digne (Alpes-de-Haute-Provence).

taires en cours de subsidence : un basculement se localise alors au voisinage du littoral. Les strates s'y terminent donc toutes en biseau dans la direction de ce dernier.

Les rapports entre les biseaux sont alors variables selon la *tendance évolutive du bassin* (fig. G-22) :

• *En cas de subsidence croissante* les bordures sont ennoyées : la tendance est ***transgressive*** et chaque biseau déborde alors le précédent ; la structure finale montre une ouverture progressive des flancs des synclinaux par transgression progressive sur les voûtes anticlinales.

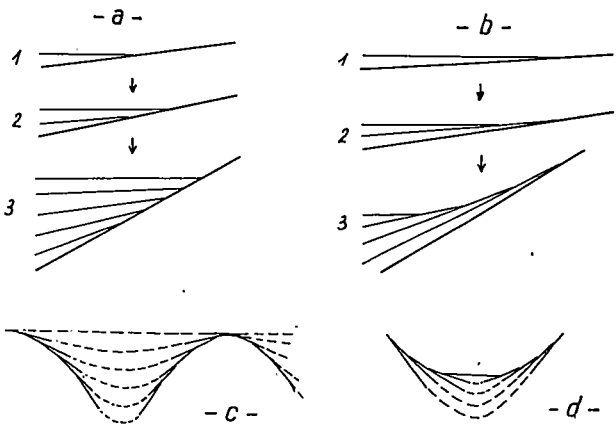



Fig. G-22. — *Plissement à la marge d'une zone de sédimentation.*
1, 2, 3 = étapes successives.
*a)* La montée progressive du niveau atteint par la sédimentation excède l'affaissement dû à la flexion : évolution transgressive.
*b)* La montée du niveau sédimentaire est insuffisante pour compenser l'affaissement : évolution régressive.
*c)* Géométrie des plis en évolution transgressive.
*d)* Géométrie des plis en évolution régressive (il ne se forme pas de structures anticlinales synsédimentaires dans ce cas).
Noter que l'intervention d'une éventuelle érosion n'est pas envisagée ici (fig. G-23).

• *En cas de fermeture tectonique* les bordures se soulèvent : la tendance est ***régressive*** et chaque biseau est en retrait par rapport au précédent. Il y a donc rétrécissement du contenu du synclinal, préludant à un arrêt de sédimentation.

Quoiqu'il en soit le plissement synsédimentaire se caractérise, dans de tels cas, par des discordances et des lacunes d'autant plus importantes que l'on se trouve plus près des voûtes anticlinales et, par contre, une plus grande *continuité de sédimentation (parfois sans discordance) dans les cœurs synclinaux.* Ces caractéristiques se rencontrent précisément dans les plis (dits « anté-sénoniens ») du début du Crétacé supérieur des chaînes subalpines méridionales (Diois - Dévoluy).

4. *Plissement accompagné d'érosion des parties émergées :* le dessin des surfaces de discordance plissées prend alors des allures caricaturales, inconcevables en l'absence de déformation synsédimentaire (fig. G-23). Là encore le dessin est différent selon que la tendance est transgressive ou régressive (fig. G-23*a* et G-23*b*). Il se peut, de plus que l'évolution totale comporte un enchaînement régressif/transgressif, avec des érosions d'abord profondes (fig. G-23*c*) ou, au contraire avec des érosions d'abord modestes, permettant la conservation de couches renversées avant leur transgression (fig. G-23*d* et G-21*b*4).

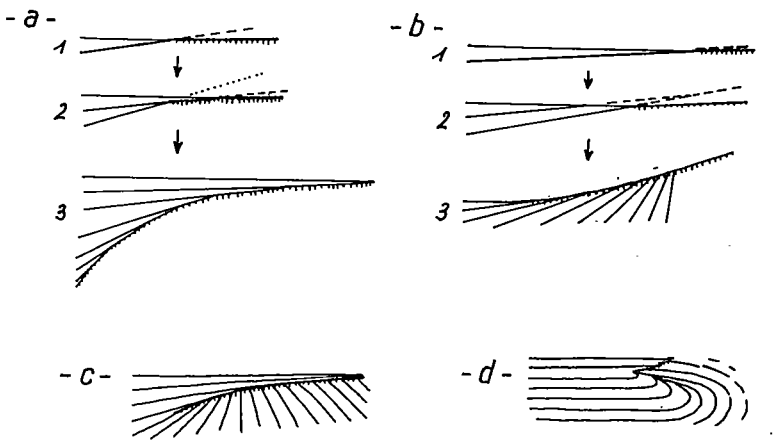



Fig. G-23. — *Plissement synsédimentaire s'accompagnant d'érosion.*
1, 2, 3 = étapes successives ; la surface d'érosion (le plus souvent due à l'exondation des portions soulevées) est représentée par une ligne barbelée ; en tiretés les surfaces érodées.
*a)* Rapports de transgressivité (enfoncement d'un rivage).
*b)* Rapports de régressivité (soulèvement d'un rivage).
*c)* Évolution finale de type transgressif dans le cas de l'arasion en continu de la structure plissée.
*d)* Évolution finale dans le cas d'une érosion insuffisante pour araser la structure plissée de marge du bassin.

— **Tectonique induite par la sédimentation** : les accumulations sédimentaires peuvent induire, au cours de la sédimentation, la formation de structures particulières, souvent révélées par l'analyse de l'organisation profonde des bassins actuels lors des recherches pétrolières. Parmi les diverses possibilités trois sont plus particulièrement importantes :

1. *Déformations par **réajustement isostatique*** (fig. G-24*a*) : l'affaissement isostatique de la croûte, sous des accumulations suffisamment épaisses et d'extension plus que décakilométriques, s'effectue sur une largeur qui excède celle de l'accumulation : il en résulte la formation de dépressions marginales appelées « *douves* », qui sont surtout connues du côté océanique des grands deltas littoraux.

2. *Déformations par **déséquilibre gravitaire*** (fig. G-24*b*) : les prismes deltaïques de matériel terrigène reposent sur des sédiments argileux moins denses et gorgés d'eau : il en résulte des instabilités qui sont compensées par des failles d'affaissement, dites ***failles de progression*** parce qu'elles apparaissent au fur et à mesure de la progradation du delta, et des ***diapirs boueux*** (voir chap. G2-*a*).

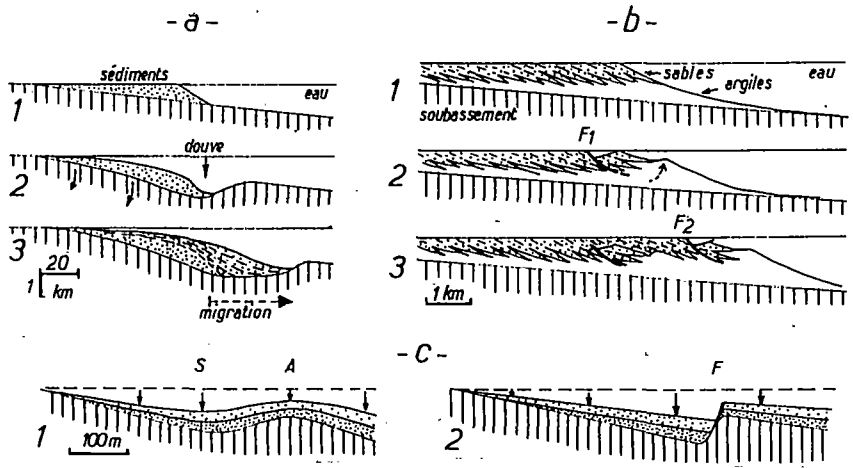



Fig. G-24. — *Déformations induites par la sédimentation.*

*a) Effet de douve* par affaissement isostatique lié à de puissantes accumulations (grands deltas) : 1 = en l'absence de réajustement ; 2 = après réajustement, par flexure de la croûte ; 3 = migration de la douve sous l'effet de l'extension (« progradation ») du prisme sédimentaire.

*b) Failles « de progression »,* dans un prisme sédimentaire deltaïque : 1 = organisation sédimentaire, extrêmement schématisée ; 2 = faille de tassement (F1) et remontées de matériel argileux non compacté ; 3 = suite de la propagation du delta et nouvelle faille « de progression » (F2). Les tiretés obliques symbolisent les limites des prismes d'aggradation successifs, disposés concentriquement, au front du delta.

*c) Déformations par compaction :* 1 = synclinaux (S) et anticlinaux (A) liés à des ondulations du soubassement, existant antérieurement au dépôt ; 2 = faille de tassement par compaction (F, soulignée de gras) à l'aplomb d'un escarpement (éventuellement créé par le jeu d'une faille, antérieurement au dépôt). En tiretés la surface du colmatage sédimentaire avant la compaction (supposée ici dans le rapport de 2 à 1).

3. *Déformations par compaction diagénétique* (fig. G-24*c*) : la réduction de volume des sédiments au cours de la diagénèse, notamment par expulsion d'eau, entraîne un basculement des strates, si leur support n'est pas horizontal ou si l'épaisseur de la succession varie latéralement. Les inversions de pentes du soubassement et les alternances d'épaisseurs fortes et faibles induites se traduisent alors par des plis dont l'origine ne correspond donc à aucun raccourcissement horizontal. Des variations assez rapides de ces paramètres peuvent même induire des ***failles de tassement par compaction ;*** elles se forment notamment à l'aplomb de ressauts topographiques (falaises ennoyées), dans les alluvions quaternaires. De telles failles sont susceptibles d'être confondues avec des cassures traduisant des mouvements néotectoniques.

Chapitre H

# ASSEMBLAGES TECTONIQUES

Dans les chapitres précédents il a été procédé à une exploration principalement descriptive des aspects propres aux principaux types de structures. Dans ce dernier chapitre par contre l'approche sera plutôt thématique ; on cherchera en effet à y mettre en lumière les deux aspects principaux de la tectonique des assemblages structuraux que sont :

- les types d'interrelations entre les structures élémentaires de diverses tailles, et les renseignements apportés par leur étude ;
- les différents facteurs qui influent sur la représentation, la répartition et la disposition des divers types de structures.

Certains aspects des thèmes traités ici ont été implicitement ou partiellement abordés au cours des chapitres descriptifs : ils seront, par contre explicités ici.

Cette étude des assemblages tectoniques concerne des ensembles rocheux de diverses tailles ; elle s'applique tout particulièrement à l'échelle régionale et constitue ainsi une *introduction à une étude synthétique de la tectonique régionale.*

## H 1 — Étude des relations entre les différentes structures

Les différentes structures qui coexistent dans une même région peuvent notamment différer par leur époque de formation et/ou par leur taille. Il importe d'examiner comment se manifestent, en fonction de ces deux aspects, les relations qu'elles ont entre elles.

### a) Établissement des relations chronologiques

Un problème majeur posé par toute analyse tectonique régionale est de distinguer, parmi les diverses structures, celles qui sont *congénères*, produites par une même étape de déformation, de celles dites *superposées*, formées à l'occasion d'étapes distinctes. Plusieurs critères sont a priori utilisables :

#### ■ Critères de *cachetage*

Une structure est dite cachetée (ou encore « scellée ») lorsque elle est masquée par des couches qui la recouvrent et qu'elle n'affecte pas (fig. H-1*b*). En fait, il importe de détenir la preuve que cela résulte d'une véritable discordance stratigraphique ; en effet une structure qui est présente dans des couches profondes disparaît souvent aussi, dans les niveaux supérieurs, soit par amortissement progressif, soit à la faveur d'une désolidarisation tectonique brutale (c'est la disharmonie).

En particulier le fait qu'une schistosité disparaisse en atteignant le toit d'une formation et ne se rencontre pas dans la formation supérieure ne doit pas nécessairement être interprété comme un cachetage : cette disparition peut aussi bien correspondre à un accroissement brutal de la compétence, à l'occasion du changement de nature des roches correspondant.

Une autre manifestation des véritables cachetages est le caractère plus polyphasé de la déformation des niveaux inférieurs comparés à celle des niveaux supérieurs : au-dessus de la surface de discordance il y a toujours une phase de moins

d'enregistrée qu'au-dessous. Ce critère est très utile dans le cas des roches métamorphiques, où les rapports géométriques et stratigraphiques entre formations discordantes sont peu aisés à observer et même souvent indiscernables.

## ■ Critères de compatibilité ou d'antinomie

Une comparaison pratiquée entre deux structures juxtaposées permet de déterminer s'il y a ***compatibilité*** des caractères de la déformation que chacune implique : ce doit être le cas dans l'hypothèse où elles sont congénères. Si elles sont superposées il se peut, au contraire, qu'il y ait ***antinomie*** des diverses caractéristiques de la déformation impliquée. Des structures compatibles entre elles peuvent donc seulement être *présumées* congénères ; par contre, des structures antinomiques ne le sont *certainement* pas.

L'antinomie peut essentiellement porter sur deux ordres de caractères :

— **La disposition des axes de déformations** impliquée par les structures considérées (fig. H-1*a*) : les failles normales sont par exemple, a priori, incompatibles avec les plis puisque le raccourcissement est vertical dans un cas et plutôt horizontal dans l'autre.

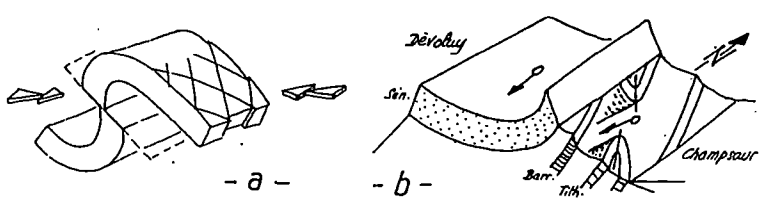



Fig. H-1. — *Critères de superposition.*

*a) Compatibilité* : les plis, faille inverse et petites failles coulissantes sont tous ici compatibles avec un raccourcissement orienté selon les grosses flèches et peuvent donc être congénères.

*b) Cachetage et antinomie* (exemple des plis de la bordure orientale du massif subalpin du Dévoluy) : Sén. = Sénonien ; Barr. = Barrémien ; Tith = Tithonique. Axes des plis indiqués par des cercles fléchés.

Les plis antésénoniens E-W sont cachetés par la discordance et basculés. Ils ont une direction à peu près orthogonale aux plis affectant le Sénonien, ce qui est incompatible avec une formation congénère.

Toutefois ceci cesse d'être vrai si, des deux structures, l'une se révèle être une secondaire de l'autre : c'est le cas des failles d'extension qui se développent à l'extrados des plis de flexion, par déformation de charnière (fig. E-8*a* et G-6*a*).

— **Le mode de déformation** correspondant au type de structure : par exemple il y a antinomie entre les plis semblables, qui supposent une roche peu compétente, et les failles, qui impliquent au contraire une compétence élevée. Toutefois il faut que la comparaison porte sur des matériaux semblables : l'association de cassures dans des bancs de dolomie avec des plis semblables dans des calcaires voisins n'est pas antinomique (voir chap. B2).

## ■ Critères géométriques de *superposition*

L'examen de la géométrie d'une structure porte souvent à avoir le sentiment d'y reconnaître l'une des configurations classiques, fruits des superpositions, qui ont été décrites dans les chapitres précédents.

— **Dans le cas des grandes structures** une telle conclusion ne doit pas être adoptée sans un examen approfondi. En effet, il est souvent possible de rendre compte également de telles configurations par un processus monophasé. Quelques exemples simples illustrent cette ambiguïté :

1. *Un réseau losangique* de fractures est susceptible de correspondre aussi bien à des décrochements conjugués qu'à l'entrecroisement de deux familles apparues successivement (fig. C-14*b*).

2. *L'entrecroisement de plis* que suggèrent des culminations et des ensellements à peu près alignés entre eux peut n'être qu'une apparence et relever de toute autre cause (fig. E-9*d*), en particulier d'un raccourcissement horizontal équidimensionnel, avec Z = Y (ce qui est peu fréquent, il est vrai, à l'échelle régionale).

3. *Une sinuosité cartographique* des axes de plis relève de deux interprétations possibles : cisaillement coulissant, transverse à des plis initialement rectilignes, ou au contraire, virgation apparue lors de la formation même des plis, par poinçonnement (fig. E-16*b*).

— **Le recours à l'étude des microstructures** est, de façon générale, recommandé : en effet, les grandes structures ne permettent en général pas une observation assez complète de leurs caractéristiques individuelles totales ni de leurs interrelations mutuelles, pour constituer un bon matériau dans l'analyse des déformations superposées.

Les microstructures, plus nombreuses, ont aussi des interrelations plus simples et mieux observables. En outre, la nature de leurs rapports avec les structures de plus grande taille est un bon révélateur de la part des déformations congénères et superposées. Ce dernier aspect mérite d'être examiné à part, d'abord en ce qui concerne les assemblages de structures congénères puis pour les structures superposées.

### b) Relations entre structures congénères de tailles différentes

Lorsque des microstructures et des structures de plus grande taille sont congénères elles présentent alors des relations géométriques bien définies et caractéristiques. Ceci débouche, dans la pratique, sur le fait que l'on peut déterminer certaines des caractéristiques des grandes structures et du style régional à partir de l'analyse simple d'un affleurement isolé. En ce qui concerne les plis et les failles, plusieurs critères sont d'un usage courant, en raison des déductions qu'ils permettent.

## ■ Attitude des grands plis

On peut déterminer les attitudes des axes et, plus rarement, celles des plans axiaux par l'examen de la disposition des trois types de microstructures suivants :

— ***Linéations*** (et lignes diverses apparentées) : la direction et plongement des axes de plis peuvent en être déduits de façon simple et sûre (fig. H-2) :

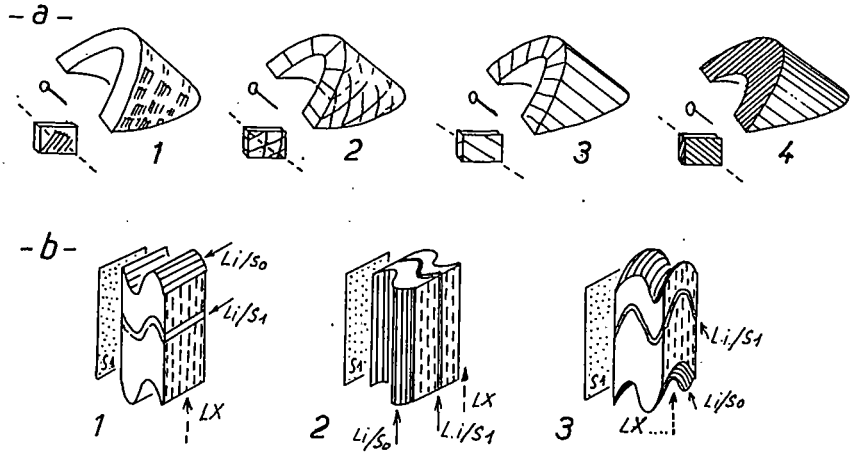



Fig. H-2. — *Rapports entre axes de plis et traces linéaires diverses à la surface des strates* (linéations au sens très large).

*a) Diverses lignes utilisables* : l'axe du pli est représenté avec un rond prolongé par un trait sur les tectonogrammes ; le tireté montre sa position, par rapport aux lignes observées sur des affleurements isolés.

1 = stries de friction (voir aussi fig. H-3) ; 2 = réseau de diaclases conjuguées ; 3 = schistosité espacée, en éventail (les intersections restent parallèles entre elles) ; 4 = schistosité ardoisière.

*b) Linéations dans les plis d'aplatissement-glissement :* trois cas extrêmes sont représentés : 1 = cas où LX est perpendiculaire à l'axe B du pli ; 2 = cas où LX est parallèle à l'axe B (« pli d'axe a ») ; 3 = pli à axe courbe.

Li/S0 = Linéation d'intersection observée sur la surface de strate.

Li/S1 = La même, observée sur la surface de schistosité S1.

1. *Les **stries de friction*** sont perpendiculaires dans la majorité des cas à l'axe B. Toutefois cela n'est vrai, en toute rigueur que si l'axe Y et l'axe B du pli coïncident, c'est-à-dire, le plus souvent lorsque les couches étaient originellement horizontales et aboutissent à un pli d'axe également horizontal. Les stries correspondent alors à des lignes de plus grande pente sur les surfaces de strates. Mais lorsque l'axe est incliné il y a, en fait, trois configurations à considérer :

- Le pli a subi un basculement posthume (fig. H-3*a*) : les stries sont perpendiculaires à l'axe B. Elles s'écartent de la verticale, et leur pendage est complémentaire de celui de l'axe du pli (que l'on peut ainsi déterminer).
- Les couches étaient originellement inclinées sur l'horizontale avant plissement : les stries sont des lignes de plus grande pente pour la surface de strate mais sont obliques à l'axe B, incliné (fig. H-3*b*).
- L'axe s'est incliné au cours du plissement, par accroissement progressif de la flèche du pli (c'est le cas aux extrémités — coniques — d'un pli ou aux approches d'une culmination) ; les stries tendent à se disposer selon une attitude comprise entre la perpendiculaire à l'axe B et la perpendiculaire à l'axe Y.

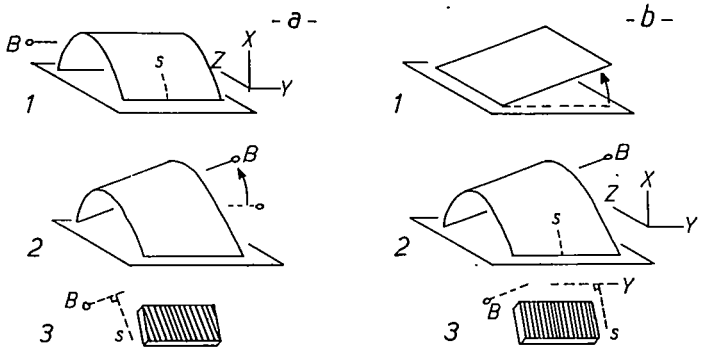



Fig. H-3. — *Stries de friction sur les surfaces de strates, en plis concentriques à axes inclinés* (divers cas possibles).

*a) basculement posthume de l'axe* : 1 = formation du pli : l'axe B est parallèle à Y ; 2 = basculement de l'axe (et des stries) ; 3 = attitude des stries obliques à la pente des strates, orthogonales à B (*cf.* fig. H-2*a*).

*b) axe incliné dès le plissement* : 1 = basculement de la strate (ou inclinaison originelle) ; 2 = formation du pli : B est oblique à Y ; l'attitude des stries semble indiquer un axe B horizontal car elles sont orientées selon la plus grande pente des strates : en fait, elles sont plutôt orthogonales à Y et donc obliques à B.

2. *Les réseaux losangiques de* ***diaclases*** se forment souvent aux stades précoces du plissement (voir chap. D1). La bissectrice de l'angle aigu de ces réseaux indique l'axe Z ; elle est, au moins au début du plissement, perpendiculaire à l'axe du pli.

3. *Les* ***linéations d'intersection,*** S1.S0, sont parallèles à l'axe du pli (fig. H-2*a*3 et 2*a*4), que l'on obtient donc directement par leur mesure. Ceci est vrai dans le cas de plis où la schistosité est bien parallèle, partout plan-axiale par conséquent. Cela reste vrai dans celui où la réfraction dispose les schistosités en éventail, en dépit du changement de pendage et d'azimut que subit la schistosité elle-même.

Souvent l'observation d'une telle linéation est pratiquée sur une surface S1 (fig. H-2*b*) ; c'est pratiquement le cas chaque fois que la schistosité est assez pénétrative pour avoir effacé le litage stratigraphique. Ses variations de pendage traduisent alors les variations de plongement d'axe du pli invisible auquel S1 est associé (que ces inflexions d'axe soient dues à l'intersection avec des plis superposés ou qu'elles résultent de culminations et ensellements formés lors même du plissement).

4. *L'attitude de l'axe du pli* est aussi fournie directement par les ***linéations de crénulation par microplis :*** toutefois dans ce dernier cas une dispersion plus ou moins importante intervient alors, notamment en cas de microplis parasites formés par glissement-aplatissement (*cf.* fig. E-9*d*) : seule la valeur moyenne d'orientation obtenue est significative et assimilable à celle de l'axe du grand pli.

5. *Les* ***linéations d'étirement*** sont, par contre, totalement inutilisables puisque la direction de l'axe X est susceptible d'attitudes très variables, par rapport à l'axe du pli (fig. H-2*b*).

**– Schistosités**

1. *L'examen de l'attitude de la* ***schistosité*** n'est pas, en soi, très intéressant puisque celle-ci est sujette à des variations capricieuses, ne fut-ce que par l'effet de la réfraction ou de la disposition en éventail. Ce sont précisément ces deux effets que l'on met à profit pour obtenir l'axe du pli par une construction simple. L'axe est en effet donné par l'intersection de deux surfaces de schistosités, si elles ont une attitude suffisamment différente pour permettre une construction sur canevas significative. On les mesure donc soit en deux points *suffisamment distants* d'un même banc (emploi de la disposition en éventail : fig. H-4*a*) soit sur deux bancs *de compétence suffisamment différente* (emploi de la réfraction : fig. H-4*b*).

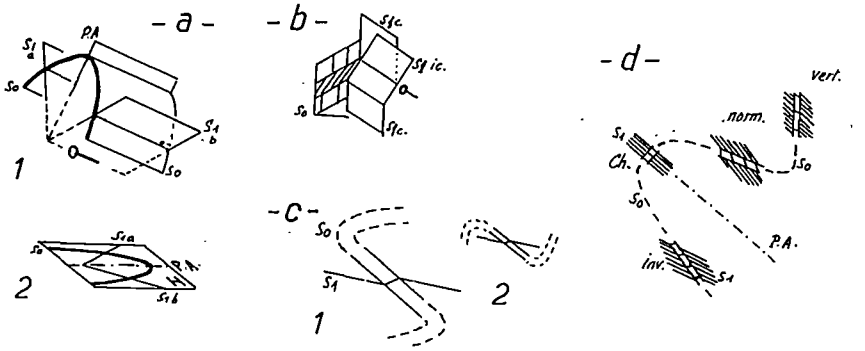



Fig. H-4. — *Emploi des schistosités.*

*a)* Variations d'azimut de S1 en cas d'éventail de schistosité et d'axe incliné : 1 = vue perspective ; 2 = section cartographique par une surface horizontale (noter la divergence des azimuts de S1 d'un flanc à l'autre).

*b)* Variation d'azimut de S1 avec la réfraction, entre bancs compétents (c) et incompétents (ic).

*c)* Position des charnières synformes et antiformes par rapport à un flanc de pli : 1 = correct (S1 ne coupe qu'une fois S0) ; 2 = faux (S1 recouperait plusieurs fois S0). L'inflexion de S0 (en tiretés) doit donner un flanc à peu près symétrique par rapport à S1.

*d)* Pendages comparés de S1 et S0 en flanc inverse, vertical, ou normal, et à la charnière (seul cas où S1 est perpendiculaire à S0).

2. *L'attitude du* ***plan axial*** n'est en général pas déterminable car elle nécessite une coupe montrant les charnières de plusieurs surfaces repères successives. Elle s'identifie toutefois avec celle des plans de schistosité dans deux cas :

- Lorsque la schistosité est rigoureusement plan-axiale, c'est-à-dire disposée en tout point selon l'attitude du plan axial : ceci n'est vrai que dans les plis parfaitement semblables.

- Lorsque la schistosité est perpendiculaire à la strate : ceci ne se produit qu'à la charnière du pli (fig. H-4*a*). Toutefois si l'éventail est très ouvert (cas des couches à forte réfraction) la schistosité s'écarte déjà fortement de l'attitude du plan axial avant que son défaut d'orthogonalité par rapport aux strates devienne suffisamment perceptible : une erreur importante, sur l'attitude du plan axial est donc à craindre en utilisant ce critère.

## ■ Disposition des charnières des grands plis

Il faut distinguer la détermination des ***antiformes*** et ***synformes,*** d'une part, de celle des ***anticlinaux*** et ***synclinaux,*** d'autre part.

**— Disposition des charnières antiformes et synformes :**

1. *L'étude des rapports schistosités/couches* est un outil classique, très efficace pour déterminer à quel flanc du pli appartient la portion de strate observée, par rapport à la charnière antiforme et/ou synforme la plus voisine (fig. H-4*c*). On se base, pour cela, sur le fait que la même surface de schistosité ne doit pas (si elle est congénère du pli) recouper deux fois la même strate. Cette analyse permet de distinguer, tout spécialement en cas de plis presque isoclinaux, les flancs normaux des flancs inverses, si l'on connaît le sens de ***déversement*** : on utilise les différences des pendages relatifs des schistosités et des couches (fig. H-4*d*).

2. *L'étude du déversement des microplis* permet d'arriver au même résultat (fig. H-5). C'est ainsi que, dans une succession de strates correspondant en fait à des plis plus ou moins isoclinaux on peut repérer approximativement le plan axial (par ailleurs invisible) d'un grand pli : en effet le déversement des microplis s'inverse d'un flanc à l'autre de celui-ci (fig. H-5*c*). Ceci a permis de montrer l'intensité, insoupçonnée autrement, du plissement isoclinal de certaines séries apparemment monoclinales (comme les schistes lustrés piémontais).

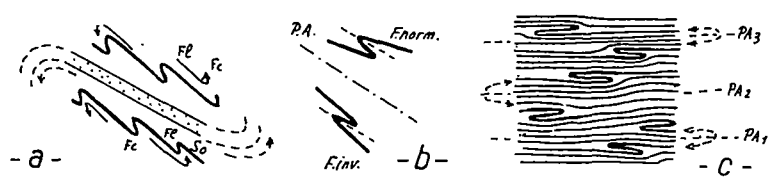



Fig. H-5. — *Emploi des microplis.*

P.A. = Plan axial d'un pli majeur.

a) Position de la charnière des grands plis, en fonction de celle des flancs courts (Fc), par rapport aux flancs longs (Fl) dans les microplis (en traits gras).

*b)* Différence entre microplis de flanc normal (en S, ici) et de flanc inverse (en Z, ici).

*c)* Empilement de strates, grossièrement horizontales, affectées de plis couchés : les charnières des plis majeurs sont alternativement à chercher à droite ou à gauche, chaque fois que la forme des microplis passe de S à Z ou inversement.

**— Polarité (anticlinale ou synclinale) des plis** : l'utilisation des rapports schistosités/couches, non plus que celle des microplis ne permettent, a priori, de déterminer si l'affleurement observé correspond à un flanc normal ou inverse : en effet la géométrie des microstructures indique seulement de quel côté se ferme le pli mais non s'il s'agit d'un anticlinal ou d'un synclinal.

La détermination de la valeur anticlinale ou synclinale des charnières ainsi détectées nécessite donc de faire appel à des *critères de **polarité** complémentaires.* Ils se répartissent en trois groupes (fig. H-6) :

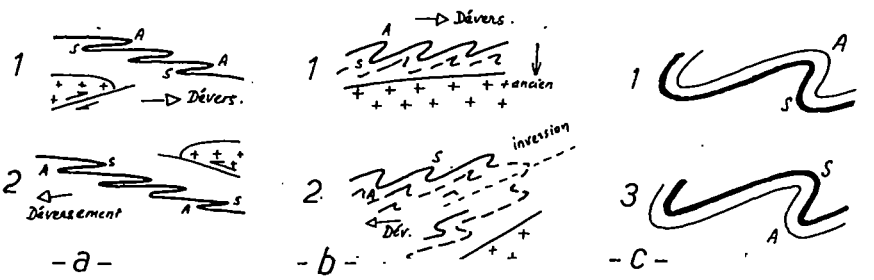



Fig. H-6. — *Critères de polarité.*

S = synclinal ; A = anticlinal

*a)* Sens de déversement régional connu : les plis couchés fermés à droite sont des synclinaux (1) ou des anticlinaux (2) selon que le déversement est connu pour se faire (respectivement) vers la droite ou vers la gauche. Le chevauchement de la masse rocheuse, à figuré de croix, indique ici le sens de déversement.

*b)* Contexte stratigraphique : les plis ouverts vers le bas sont des anticlinaux (1) sauf si la succession est renversée (2).

*c)* Critère sédimentologique : base des bancs reconnaissable (soulignée de gras).

1. *Critères tirés du contexte tectonique régional* : tout pli, fut-il synforme, est un anticlinal s'il est fermé du côté correspondant au sens de déversement déjà reconnu comme général, dans la région (et *vice-versa* pour les synclinaux).

2. *Critères tirés du contexte stratigraphique :* les antiformes sont des anticlinaux si l'on est sûr que la série est à l'endroit ; ce seront, au contraire, des synclinaux renversés si l'ensemble de la série est à l'envers. Encore faut-il pour utiliser ce critère, être sûr de l'inexistence de renversements de série non repérables.

3. *Critères sédimentologiques et assimilables :* ils permettent de discriminer entre les flancs normaux et les flancs inverses sur la seule base de l'examen d'un affleurement. Il en existe une grande diversité (fig. H-7) mais ils sont parfois ambigus, de sorte qu'il vaut mieux confronter les indications fournies par plusieurs points d'observations avant de conclure. En outre beaucoup de formations en sont dépourvues.

On peut rattacher à ce type de critères celui du « pédoncule » par lequel les pillow-lavas (vus en coupe) se moulent dans les anfractuosités ouvertes entre ceux de la couche sous-jacente.

## ■ Caractères de la déformation associée aux failles

Les microstructures permettent de préciser le sens du rejet et l'orientation des axes de déformation correspondant au jeu d'une faille ou d'un groupe de failles congénères.

— **Détermination du sens de *rejet*** : en l'absence de tous repères stratigraphiques et de tectoglyphes observables sur le miroir le sens de rejet d'une faille reste indéterminable. Cependant l'observation de diverses microstructures liées au jeu de la faille (ce dont il faut s'assurer, comme indiqué plus haut) permet de lever

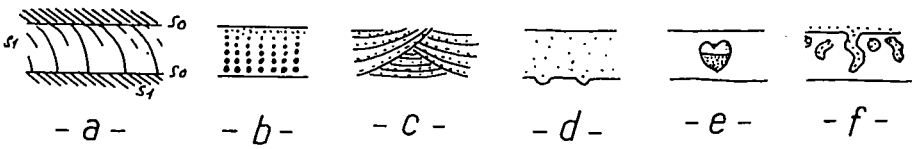



Fig. H-7. — *Polarité sédimentologique :*
(tous les bancs représentés sont à l'endroit)
*a)* Granocroissance (= graded-bedding) détectable par la réfraction progressive (ici vers le haut) ou brutale (ici vers le bas) de la schistosité.
*b)* Granocroissance visible à l'œil ou à la loupe.
*c)* Litages entrecroisés : faisceaux de lits sur les flancs des cheneaux et sectionnement de ces lits du côté supérieur du banc.
*d)* Figures d'excavations (en saillie sous le banc), moulées par les bases de bancs.
*e)* Espaces vides, remplacés par des cristallisations, dans un objet creux (coquille).
*f)* Terriers : le remplissage est de même nature que le banc supérieur ; les sections de terriers sont plus nombreuses du côté du sommet que de la base.

cette indétermination et de savoir si la faille est normale ou inverse, dextre ou sénestre (fig. H-8) ; il s'agit de *fentes d'extension*, de *joints stylolitiques* et de *schistosités*, ces dernières notamment dans le cas des *mylonites* (fig. C-1).

Dans le cas de failles à fort rejet, par exemple plurikilométrique, la lèvre soulevée peut être remontée depuis des domaines profonds, où se forment des mylonites ductiles, au niveau des domaines plus superficiels où ne se forment plus que des ***cataclasites*** ou des ***kakirites :*** en ce cas c'est dans le sens allant des mylonites aux kakirites que l'on passe du compartiment soulevé au compartiment abaissé. Ce genre de critères de rejet a par exemple été mis en évidence dans le cas de la faille normale (à composante coulissante) dite « ligne du Simplon » (*cf.* fig. C-13), de Suisse méridionale.

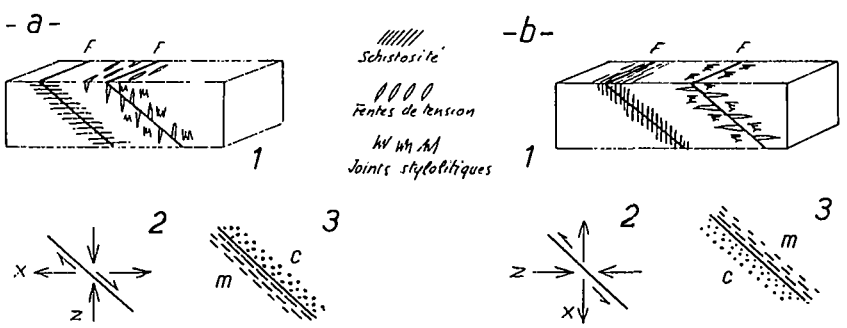



Fig. H-8. — *Sens de rejet d'une faille*
d'après les schistosités, fentes de tensions et joints stylolitiques.
1 = orientation des microstructures ; 2 = disposition des contraintes déduites ; 3 = ordre de juxtaposition des divers types de tectonites sur les failles à forts rejets (c = cataclasites ; m = mylonites).
*a)* Failles normales ; *b)* Failles inverses.
En faisant pivoter de 90° les blocs *a* et *b*, de façon à ce que leur face verticale devienne horizontale on obtient la disposition des microstructures liées à un *décrochement* dextre (bloc *a*) ou senestre (bloc *b*).

— **Direction des *axes de déformation*** : dans le cas où l'on dispose de tectoglyphes (principalement de stries, mais aussi de stylolites), inscrites sur des ***« miroirs porteurs »***, le sens de rejet devient déterminable ; mais diverses circonstances font que l'on ne peut pas connaître directement l'orientation exacte des directions des axes de raccourcissement :

- L'angle entre le miroir porteur et la direction de raccourcissement est, lors de la formation de la faille, égal à l'angle $\theta$, caractéristique de la roche : bien que ce dernier soit, a priori, voisin de 30° sa valeur précise reste indéterminée.
- Le miroir porteur a souvent été créé dans une phase antérieure à la striation et seulement réutilisé dans la phase de déformation que les stries permettent de caractériser : on ne peut donc connaître l'angle qu'il faisait avec X, Y et Z, puisqu'il n'existe alors aucune relation de cause à effet entre l'orientation de la faille et la déformation régionale (c'est le cas des transtensions et transpressions posthumes sur les surfaces de failles).
- Le miroir porteur peut enfin appartenir (comme c'est généralement le cas) à une famille de failles secondaires, d'ordres successifs qui ont alors des attitudes et des directions de stries très variées.

Le problème est traité par des méthodes statistiques, en utilisant précisément l'étude de toute une population de failles, de tailles variées, observées dans un même secteur, de dimensions limitées, appelé *« station de mesures »*. La méthode d'exploitation des mesures la plus connue est dite ***méthode des dièdres droits*** (fig. H-9) ; elle utilise le report sur canevas des mesures d'une même station. Compte tenu du fait que le jeu qui crée les stries sur une faille peut être considéré comme instantané et que la direction de raccourcissement, dans ce type de déformation, est celle de $\sigma 1$ on exprime souvent le résultat en termes de directions de contraintes pour le mouvement considéré.

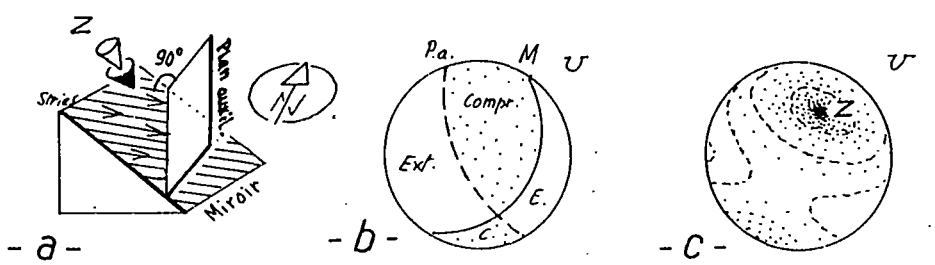



Fig. H-9. — *Méthode des dièdres droits.*

*a)* Mesures sur un miroir de faille : Z (grosse flèche) est inclus dans le dièdre droit défini par le miroir et un « plan auxiliaire » orthogonal aux stries.

*b)* Construction de ces deux plans, M et P.a. sur canevas : les secteurs en compression, contenant Z, sont en grisé.

*c)* Report de multiples plans de failles sur le même canevas : les différents points (directions de l'espace) sont en compression un nombre variable de fois : on trace les courbes d'égale fréquence des cas de compression : Z est disposé de façon à correspondre à la fréquence maximale.

Le tri des données enregistrées sur canevas permet en outre souvent de mettre en évidence et/ou de caractériser plusieurs mouvements superposés, correspondant chacun à une orientation différente des axes de contraintes et déformation.

### c) Relations entre structures superposées de tailles diverses

Un premier aspect concerne l'étude des rapports entre les objets microtectoniques, ou entre ces derniers et les accidents de plus grande taille, afin d'établir leurs relations chronologiques. Un autre aspect est celui de l'influence du type de déroulement des événements tectoniques et de la manière de le caractériser.

#### ■ Mise en évidence, par la microtectonique, des structures superposées

Un certain nombre de règles classiques ont trait à l'emploi des types principaux de microstructures.

— **Emploi des *linéations*** : l'intersection de deux linéations ne permet pas toujours de savoir laquelle des deux est la plus précoce : ceci n'est possible que dans certains cas favorables tels que l'inscription d'une linéation de crénulation en surimpression sur une linéation d'étirement (cette dernière ne peut être que plus précoce).

Pour les *stries de friction* on en établit la « stratigraphie » (terme très impropre mais usité) grâce aux effacements et aux différences de profondeur des stries occasionnées par les mouvements successifs.

On reconnaît aisément qu'une linéation est antérieure à un pli lorsqu'elle est « enroulée », en spirale autour de l'axe (fig. H-10*a*). Toutefois, lorsque les glissements jouent un rôle important dans l'évolution de la forme du pli (*cf.* fig. E-11*b* et E-12*b*), les linéations subissent une « réorientation » selon la direction de glissement : leur disposition spiralée devient alors de moins en moins perceptible (fig. H-10*a*3).

— **Emploi des *fentes* et *joints*** : là encore on utilise les rapports de ***recoupement mutuel*** et d'***enroulement*** par les plis. Dans le cas des fentes l'analyse des orientations des fibres peut en outre témoigner des changements d'orientation des axes de déformation au cours de l'ouverture de la fente ou postérieurement (voir fig. D-5).

La présence de *joints stylolitiques* sur des surfaces tectoniques, telles que failles ou surfaces de diaclases, témoigne de ce que ces surfaces ont été l'objet de compressions incapables de les faire rejouer, le plus souvent parce qu'elles étaient orientées obliquement à la direction voulue (voir chap. G2).

— **Emploi des schistosités**

1. Le *recoupement mutuel* de deux schistosités s'observe très fréquemment. Deux principes prévalent alors pour établir leur chronologie :

• La schistosité la plus ancienne est décalée ou tordue par le découpage en microlithons dû à la plus récente.

• La schistosité la plus pénétrative est la plus ancienne. En effet, dans le cas inverse elle aurait effacé l'autre. Par exemple une schistosité ardoisière est toujours plus ancienne que les schistosités espacées avec lesquelles elle coexiste.

2. Les *rapports entre schistosités et plis* répondent à trois cas possibles (fig. H-10*b*) :

• la schistosité est *synchrone*, donc plan-axiale ou en éventail ;

• elle est *antérieure*, donc basculée (« enroulée ») comme les couches. En fait, les différences entre enroulement et basculement par réfraction ne sont pas toujours évidentes si l'on ne dispose pas d'un affleurement permettant de comparer les deux flancs du pli ;

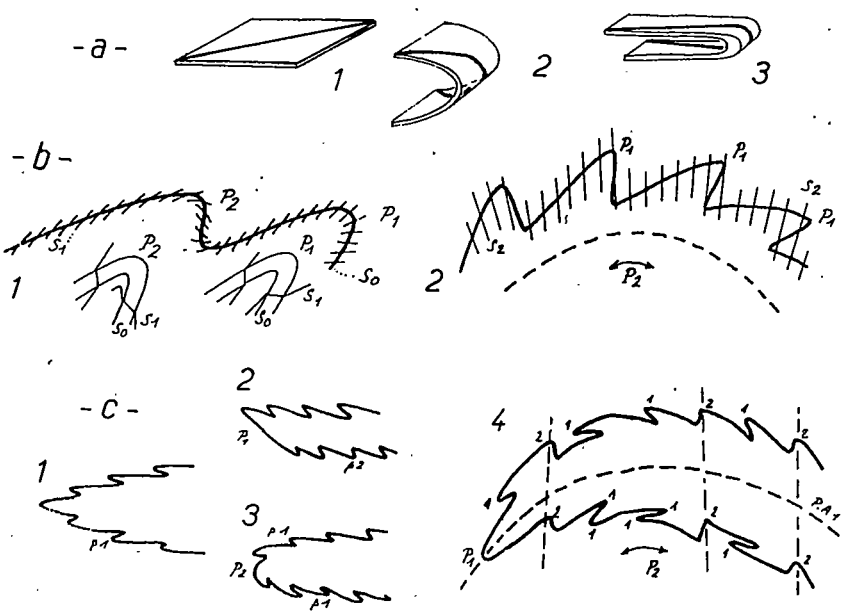



Fig. H-10. — *Chronologie des plis par rapport aux microstructures.*

*a) Emploi des linéations* : 1 = état initial ; 2 = linéation enroulée (spiralée) par un pli de flexion ; 3 = linéation enroulée, réorientée selon la direction d'étirement dans un pli de glissement-aplatissement.

*b) Emploi des schistosités* : 1 = schistosité S1 : à droite en éventail dans les plis congénères P1 ; à gauche enroulée, conservant le même angle avec les strates S0, dans un pli plus récent P2 ; 2 = schistosité S2, sécante par rapport à des plis P1 antérieurs (S2 correspond souvent alors à un plissement P2 enroulant les plis P1).

*c) Emploi des microplis*, p, associés à des plis de dimensions supérieures P : 1 = image « en feuille de chêne » donnée par des microplis congénères du pli majeur ; 2 = microplis p2 sécants sur le pli majeur P1 (les charnières p2 se correspondent par emboîtement d'un flanc à l'autre de P1) ; 3 = microplis p1 enroulés par le pli majeur P2 (l'observation caractéristique est celle de la charnière du pli majeur) ; 4 = microplis 1 congénères du pli majeur P1, associés à des microplis 2 congénères du plissement P2 qui tord le plan axial P.A.1.

• elle est *postérieure*, donc sécante par rapport à l'un comme à l'autre des deux flancs du pli. Ceci n'apparaît clairement que dans les zones de charnières où l'on peut comparer son attitude d'un flanc à l'autre. Dans les flancs, par contre, la forte valeur de l'angle d'obliquité d'une schistosité par rapport aux strates peut seulement être due à une réfraction, particulièrement s'il s'agit de bancs relativement compétents. En définitive, ce sont les renseignements fournis par la *schistosité des niveaux les moins compétents* qui sont le moins ambigus à ce point de vue.

— **Emploi des *microplis*** :

1. *L'entrecroisement de microplis de taille et de type comparable* ne permet que mal, en général, d'établir leurs rapports d'antériorité. D'autre part beaucoup d'inflexions axiales, surtout en glissement-aplatissement, ne résultent pas de superpositions de plissements mais plutôt d'hétérogénéités du glissement (fig. E-9*d*) ; un cas extrême de torsion des axes lors même du plissement est d'ailleurs celui des plis en fourreaux (fig. E-13*b*).

2. *Lorsque des plis concentriques (de flexion) s'entrecroisent avec des plis semblables* (de glissement-aplatissement) il est par contre inéluctable que ces derniers soient les plus anciens, faute de quoi il ne saurait y avoir de véritables plis concentriques conservés (les plis concentriques précoces sont transformés en plis concentriques aplatis, de classe 1C).

3. *Lorsque des microplis affectent des plis de taille supérieure* les rapports chronologiques sont alors faciles à établir (fig. H-10*c*) : dans le cas où il y a obliquité des axes ceux des plis les plus anciens se comportent comme des linéations et sont enroulés en spirale par les charnières plus récentes. S'il n'y a que peu d'écart entre les directions d'axes les différents cas possibles se distinguent en comparant les sens de déversement des microplis d'un flanc à l'autre du pli d'ordre supérieur (fig. H-10*c*, 2 et 3).

■ Déroulement des déformations aboutissant à des structures superposées

Deux scénarios différents sont à envisager :

— **Structuration par phases successives indépendantes** : on est porté par une tendance de l'esprit à adopter de prime abord une vision catastrophiste, en imaginant des phases de déformation séparées par des périodes de « calme tectonique ». On s'est même imaginé, à une époque, que l'on pourrait dresser un catalogue exhaustif de ces phases. L'idée que l'on puisse retrouver, partout de par le globe, un *calendrier unique de phases* est à l'origine de la liste classique, où se succèdent des phases, affectées chacune d'un nom régional, que l'on accole souvent aux échelles chronologiques des temps géologiques. Ce n'est là qu'un schéma abusif dont l'intérêt est de permettre de désigner commodément les principales étapes classiques de structuration reconnues dans les régions les mieux et les plus anciennement étudiées du Globe (nombre de régions ont en fait des calendriers de déformation qui ne s'intègrent pas dans le tableau classique et posent des problèmes de vocables à qui veut à tout prix se référer à ce dernier).

Il reste vrai que de nombreux exemples relèvent de l'interprétation par phases tectoniques distinctes. Tel est tout particulièrement le cas en ce qui concerne les *notions de socle et de couverture :* la définition du socle est basée sur l'existence même d'une structuration propre, en général accompagnée de métamorphisme, que cachète la discordance d'une série sédimentaire moins tectonisée et moins (ou pas) métamorphisée. L'importance du hiatus chronologique dont cela témoigne ne fait pas de doute et il y a peu de chances qu'à cette occasion le

contexte tectonique n'ait pas changé. C'est à de tels cas, où l'absence de continuité dans la déformation est suffisamment évidente, qu'il faut réserver l'*emploi du terme et de la notion de phase.*

L'influence de la structuration acquise dans les phases antérieures constitue l'***héritage structural*** pour la phase suivante. L'héritage peut se manifester de deux façons :

1. Par une ***rigidification*** plus ou moins égale dans toutes directions en cas de métamorphisme (cas d'un socle), ou au contraire anisotrope en cas d'une structuration selon des directions préférentielles (failles et/ou plis parallèles). Cette dernière situation, très fréquente, confère au volume rocheux un comportement qui peut être comparé à celui d'un carton ondulé car des plis transverses aux premières ondulations y sont plus difficiles à surimposer que des plis de même direction.

Après un premier plissement seuls des plis de flexion très peu fermés ou des plis d'aplatissement-glissement (dans lesquels la disposition antérieure des strates n'a plus guère d'influence puisque leur comportement est passif) pourront se développer sans problème. Des plis de flexion quelque peu accusés ne se formeront qu'au prix de complications consistant principalement en fractures et déchirures variées. Un bon exemple en est fourni par les plis néogènes N-S des chaînes subalpines : ceux-ci sont relativement simples et d'une belle continuité dans les chaînes septentrionales, à peu près exemptes de plis anté-néogènes. Au contraire les chaînes méridionales (à partir du Dévoluy) montrent une forte structuration par des plis E-W anté-néogènes : le plissement N-S néogène n'y est représenté que de façon discontinue et fait plus souvent place à des zones de fracturation complexe des plis antérieurs.

2. Par le ***rejeu*** (encore appelé « reprise ») des structures héritées, qui constituent des lignes de faiblesse où tend à se concentrer la nouvelle déformation. Il est connu par exemple que la comparaison des champs de fractures hercyniens et alpins porte à envisager que beaucoup de failles alpines résultent du rejeu de failles hercyniennes (il faut d'ailleurs ne pas abuser de ce type d'interprétation et, pour cela, s'assurer, dans chaque cas, qu'elle est réellement fondée).

- Le *rejeu d'une faille* peut souvent être mis en évidence par l'existence de plusieurs générations de stries ou par celle de stries indiquant des déplacements incompatibles avec le rejet mis en évidence par ailleurs (encore qu'il faille analyser correctement les composantes du rejet, comme indiqué à propos de l'analyse des failles). Dans divers cas des dispositions stratigraphiques, différentes d'une lèvre à l'autre, peuvent également témoigner du rejeu (fig. H-11).

- La *reprise de plis* ne se fait guère sans complications, comme dit plus haut, que si le nouveau plissement est à peu près coaxial avec le premier ou s'il a lieu dans une ambiance telle que le glissement prime sur la flexion. Ce cas correspond en fait à un type d'évolution assez commun, par enfouissement progressif du matériel rocheux, de sorte que les plis concentriques aplatis (fig. E-11) sont fréquents en tectonique polyphasée.

- La *localisation des fronts de nappes majeures* suggère fortement, par les changements de séries stratigraphiques et de faciès avec lesquels ils coïncident, qu'ils résultent d'un prédécoupage, par des accidents fondamentaux ayant joué pendant la sédimentation : on pense aux failles qui limitent les blocs basculés des marges continentales, dont précisément semblent dériver les orogènes, qui auraient rejoué en sens inverse (« inversion » : fig. C-12*c*).

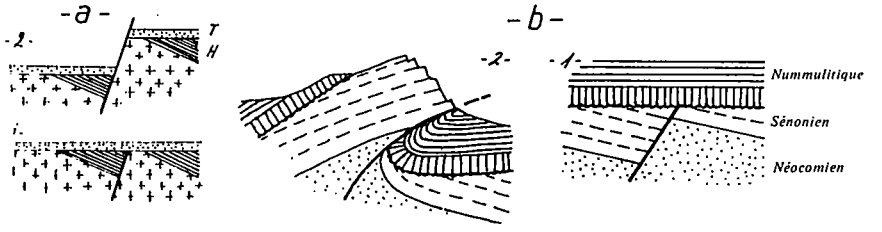



Fig. H-11. — *Exemples de rejeux de failles*

2 = état final, actuel ; 1 = état avant le rejeu, déduit des rapports stratigraphiques, grâce aux discordances angulaires.

*a)* Failles normales anté-triasiques rejouant en failles normales après le Trias (massifs cristallins externes des Alpes) : T = Trias ; H = Houiller.

*b)* Faille normale anté-nummulitique rejouant en faille inverse après le Nummulitique (extrémité N du massif subalpin du Dévoluy).

— **Structuration par enchaînements de *déformations progressives*** : dans beaucoup de cas on est conduit à envisager qu'il n'y ait ni interruption de la déformation, ni modification du dispositif structural plus vaste dans lequel elle s'inscrit, entre les apparitions successives des structures superposées. Ce genre de conclusion s'impose lorsque le régime et l'ambiance de déformation révélé par l'analyse des structures ne varie pas, et lorsque les directions des axes de déformation ne se modifient que peu et dans le même sens entre une étape et la suivante. De tels cas se rencontrent à diverses échelles :

1. *A l'échelle microtectonique* (fig. H-12) l'analyse des structures est particulièrement susceptible de révéler de telles évolutions ; en effet, à la différence des grandes structures qui cumulent les effets des étapes successives en se complexifiant de façon plus ou moins analysable, chaque microstructure constitue souvent la réponse de la roche à une étape précise et se superpose de façon plus clairement visible à celles précédemment formées. On peut faire appel à quelques exemples représentatifs à cet égard :

- Les *meneaux* (fig. E-10*c*), qui se forment d'abord par disjonction puis par compression de microlithons.
- Les *microplis,* qui montrent un raccourcissement initial de leurs flancs mais évoluent ensuite en baguettes isolées par étirement de ceux-ci (fig. E-11*b*).
- Les *flancs courts de plis* qui ont enregistré les effets de passages successifs en compression puis en extension par suite de leur basculement (fig. H-12*b*).
- Les superpositions de *fentes* d'extension (fig. D-3*d*), par accroissement de la valeur du cisaillement.
- Les changements, progressifs ou saccadés, de l'orientation des fibres cristallines des *houppes* (fig. D-5) ou des remplissages de fentes d'extension.
- Les *schistosités superposées* formées par le jeu d'un cisaillement (fig. H-12*a*).
- Les *enroulements de schistosités ou de microplis* par migration de charnière (fig. H-12*c*).

2. *Au niveau de la grande tectonique,* divers processus sont également susceptibles de donner lieu à des modifications enchaînées du régime tectonique.

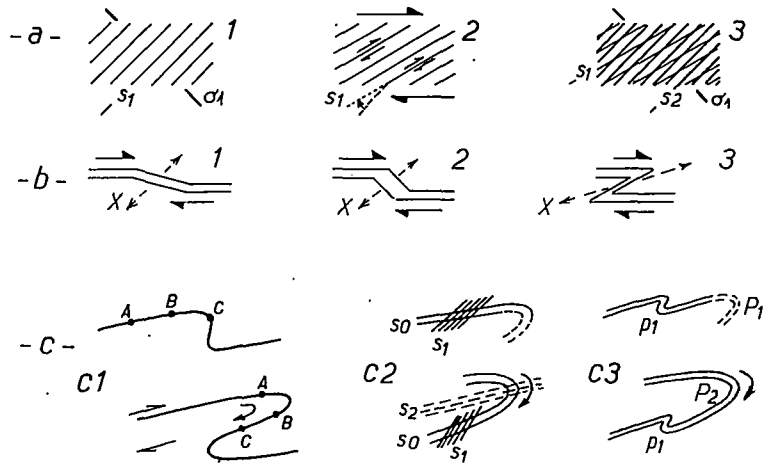



Fig. H-12. — *Déformations superposées enchaînées : exemples microtectoniques.*
*a)* schistosité de deuxième génération induite par une déformation cisaillante : 1 = apparition de S1 (normale à $\sigma 1$) ; 2 = basculement de S1 et glissement sur les continuités créées par son existence ; 3 = naissance d'une nouvelle schistosité S2, de même attitude que S1 avant son basculement.
*b)* Basculement du flanc court d'un pli formé en régime cisaillant : le flanc court est d'abord soumis à un raccourcissement (2) avant de subir un étirement (3), en fonction de son changement d'orientation par rapport à l'axe X.
*c)* Enroulement du flanc normal d'un pli lors de sa transformation en pli couché : c1 = migration de trois repères A, B, C, par rapport à la charnière du pli (*cf.* fig. E-12) ; c2 = migration d'une schistosité de flanc normal (S1) et apparition éventuelle d'une nouvelle schistosité (S2) ; c3 = migration d'un repli de flanc normal (p1), cohérent avec la position initiale (P1) de la charnière mais de sens anormal par rapport à la position finale (P2) de cette dernière.

• *Le charriage d'une nappe :* son passage au-dessus d'une rampe de son autochtone relatif conduit un point donné de la tranche charriée à subir successivement des extensions et des compressions selon que le ***pli de rampe*** induit est antiforme ou synforme (fig. H-13*a*).

• *La succession des phases dans l'édification d'un orogène :* les rapports entre la tectonique de plaques et la formation des orogènes comportent un paradoxe apparent. En effet, l'existence de phases successives est bien établie dans l'évolution de la plupart des chaînes de montagnes alors que les mouvements de plaques se caractérisent au contraire par leur continuité.

En fait, les phases successives correspondent en grande partie à une migration des zones de maximum de déformation, selon une ***« polarité »*** bien connue qui les conduit des domaines internes, les plus précocement et les plus intensément déformés, vers les domaines externes. Ce fait s'explique bien si l'on considère que les phases teetoniques correspondent à des époques de ***collisions*** entre des fragments de croûte continentale (les ***« microcratons »*** ou ***« microplaques »*** ; portés par la plaque subductée, d'une part, et la marge continentale de l'autre

plaque, d'autre part (fig. H-13). (Ces collisions successives sont comparables aux tamponnements des wagons de train). Le déplacement des plaques peut, d'ailleurs, se compliquer à cette occasion, de « sauts » successifs de la position des surfaces de subduction actives. En effet chaque collision correspond à un *blocage de subduction*, car la croûte continentale, trop légère, n'accepte pas d'être entraînée en profondeur de façon importante : la ligne de subduction doit donc être reportée à une autre limite de microcraton (fig. H-13*b*).

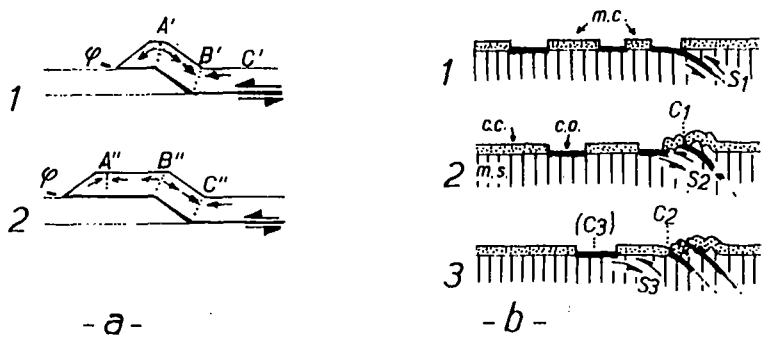



Fig. H-13. — *Déformations superposées enchaînées, à l'échelle mégatectonique.*
1, 2 et 3 sont des étapes successives dans un déplacement continu.
*a) Déformation induite dans une nappe* par le franchissement des rampes de son autochtone : chaque point A, B et C passe successivement soit en compression (B', A", C") soit en extension (A', B"). Les secteurs en compression sont indiqués par des flèches convergentes, ceux en extension par des flèches divergentes.
*b) Épisodes successifs de compression*, par blocage de subductions, à l'occasion des collisions entre les « microcontinents » portés par la plaque subductée et la bordure de la plaque opposée. Le mouvement des plaques est continu mais les collisions et les migrations de subduction qui s'ensuivent s'échelonnent dans le temps. Chaque microcontinent subit, à tour de rôle, un « collage » le long de la bordure de la plaque chevauchante.
m.s = manteau supérieur ; c.o. = croûte océanique ; c.c. = croûte continentale ; $S_1$, $S_2$, $S_3$ = positions successives des surfaces de subduction ; $C_1$, $C_2$ = collisions successives ; $(C_3)$ = future collision qui bloquera $S_3$.

## H 2 — Style tectonique régional

Chaque région se distingue par des particularités tectoniques plus ou moins marquées qui portent principalement sur la prédominance de certaines structures et sur la manière dont elles s'agencent. Cet ensemble de caractéristiques est désigné par le terme flou mais commode de ***style tectonique.***

On a voulu, à une certaine époque, établir une sorte de catalogue de styles tectoniques, désignés chacun par le nom d'une région (par exemple ***« style jurassien »***, ***« style pennique »***). Certains de ces termes restent utilisés par tradition mais l'imprécision de leur définition et la multiplicité des styles que l'on pourrait distinguer ainsi rend peu utile le recours à une telle nomenclature.

L'étude de la manière dont se font les changements de style doit être abordée sous l'angle des variations horizontales d'un domaine à un autre et sous celui des variations verticales au sein de l'écorce terrestre.

## a) Variations horizontales du style

Le type fondamental des structures prédominantes et leur agencement diffèrent, d'une région à une autre de la surface du globe en fonction de la manière dont s'exercent les efforts et notamment de l'orientation des directions principales de déformation.

### ■ Influence du régime tectonique

La prédominance de certains types de structures dépend beaucoup du ***régime tectonique*** (chap. B, fig. B-5) concernant la région au moment considéré

— **Caractérisation des différents régimes** : on peut récapituler comme suit les déformations caractéristiques de ces régimes et les configurations auxquelles ils correspondent :

1. *Le **régime extensif*** correspond à un axe Z vertical : il favorise la formation de *failles normales* ou de *schistosités horizontales* ; mais il ne favorise pas le plissement des strates puisque ces dernières sont, sauf exception, originellement horizontales, donc disposées dans le plan XY qui correspondrait aux plans axiaux (et plutôt soumises à étirement). Toutefois des strates précédemment basculées ou plissées peuvent être l'objet d'un plissement à plans axiaux horizontaux, notamment lors des transpositions associées aux déformations synmétamorphes.

Ce régime s'instaure notamment :

• sous l'effet d'intrusions verticales, à l'aplomb d'une montée plutonique par exemple (fig. G-14*a*) ;

• par relâchement des contraintes horizontales, notamment lors de la suppression d'un massif rocheux de soutènement sous l'effet d'une érosion naturelle ou d'une entaille pratiquée par l'homme (fig. G-14*b*) ;

• par des tractions horizontales, telles celles préludant à la fragmentation des plaques, par le jeu de courants « magmatiques » mantelliques ou simplement des efforts antagonistes de subductions opposées.

2. *Le **régime coulissant*** correspond à un axe Y vertical : il donne lieu à des *décrochements* et à des *schistosités verticales*. Là encore le plissement est peu favorisé car il tend à donner des axes de plis verticaux : ceci ne peut tordre les surfaces repères que si elles ne sont pas initialement horizontales.

La combinaison d'allongement et de raccourcissement horizontaux impliquée par ce régime suppose qu'aux limites de la zone concernée, il y ait une résistance inégale, selon les points, au déplacement horizontal des masses rocheuses impliquées.

• C'est ce qui se passe, lors de l'*affrontement de blocs crustaux soumis à des mouvements convergents*, aux extrémités de leur domaine de collision : le matériel rocheux intermédiaire, formé par les sédiments océaniques et les microplaques éventuellement prédécoupées, est expulsé latéralement vers les secteurs extérieurs à la zone de collision ; cette fuite horizontale peut se produire des deux côtés ou d'un seul selon la disposition des « mors » continentaux convergents. Un exemple très illustratif à cet égard (fig. H-14*a*) est celui des coulissements, induits par le poinçonnement de l'Asie par la microplaque indienne.

• Un autre cas est celui de l'*« arcuature »* (voir ci-après), par torsion progressive, d'une zone allongée, comprimée horizontalement (fig. H-14*b*) : à l'extrados de la courbure il s'exerce une extension horizontale qui est orientée selon la plus

grande dimension de la zone concernée. Cette configuration induit donc des décrochements conjuguées ; elle est commune dans les virgations de plis. C'est sans doute aussi pourquoi tant d'orogènes arqués, comme les Alpes, sont affectés de décrochements tardifs orientés plus ou moins longitudinalement à l'arc orogénique.

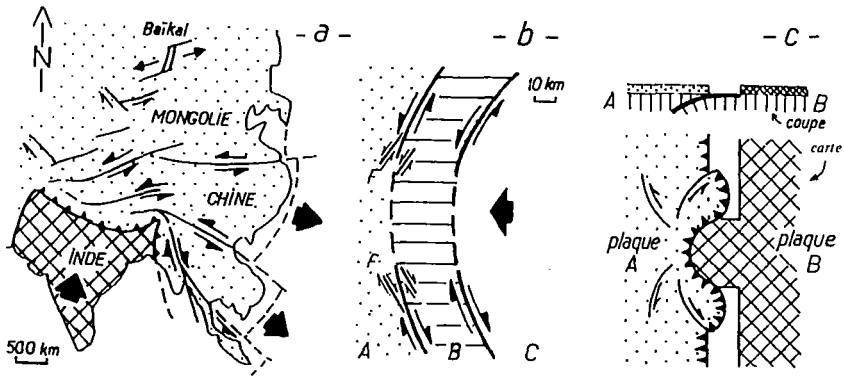



Fig. H-14. — *Organisations régionales de structures.*

Les trois croquis sont des cartes très schématisées.

*a)* Instauration d'un régime coulissant par expulsion latérale de coins. Le bloc continental asiatique, percuté par l'Inde, se fragmente par des mégafractures coulissantes. Les coins délimités migrent vers le Pacifique, secteur où il n'y a pas de masses continentales pour s'opposer à ce mouvement latéral.

*b)* Instauration d'un régime coulissant aux limites de trois grands domaines, A, B et C, séparés par des accidents majeurs, longitudinaux, dans un orogène qui est soumis à une torsion d'ensemble par poinçonnement (grosse flèche). Il s'agit d'un effet comparable au glissement banc sur banc dans les plis de flexion et à celui des lames de ressort dans une suspension à lames. F = failles secondaires de décrochement induites.

*c)* Arcuature sinueuse induite dans un orogène par l'effet de poinçonnement dû à la collision d'un promontoire de la croûte continentale de la plaque subductée B.

Le schéma supérieur est une coupe pratiquée à la marge N de la carte, à l'écart du promontoire.

Dans la configuration représentée la plaque A, poinçonnée par le promontoire de B forme deux bourrelets chevauchants symétriques de part et d'autre de ce promontoire. C'est la différence essentielle avec le poinçonnement de l'Inde, dans le croquis *a*, où la réponse de la plaque asiatique (poinçonnée) est dissymétrique.

3. *Le **régime compressif*** est celui qui correspond à un axe X vertical : il caractérise les secteurs soumis à des mouvements horizontaux convergents où les forces verticales sont faibles, ce qui est le cas à proximité de la surface terrestre, dans le domaine de la tectonique superficielle que le géologue de terrain observe principalement : les masses rocheuses peuvent ici plus facilement « s'échapper » vers le haut que latéralement, ce qui aboutit à des *failles inverses*, des *schistosités redressées* et des *plis à plan axiaux également redressés* (verticaux même en régime de déformation par aplatissement pur). C'est dans ce cas que le plissement des strates, initialement horizontales, est le plus favorisé puisqu'ici le déplacement de la matière est très oblique, voire perpendiculaire, aux surfaces de strates.

— **Les changements de régime tectonique** : une variation des valeurs relatives de la déformation selon les trois axes de l'ellipsoïde, sans modification de l'orientation de ces derniers, constitue une *« permutation »* de ces axes. Une telle permutation fait passer de l'un à l'autre des trois régimes, et plus spécialement du régime coulissant au régime compressif ou, au contraire au régime extensif (et vice-versa). La permutation peut intervenir d'un point à un autre (horizontalement ou verticalement) ou d'une étape à une autre de la déformation : aussi n'est-il pas rare d'observer le passage de failles coulissantes, longitudinalement ou en profondeur, à des failles inverses ou normales ; on observe également leur rejeu en failles normales ou en failles inverses aux diverses étapes de la déformation. Ces variations n'impliquent donc pas que des changements fondamentaux soient intervenus dans le caractère global des efforts appliqués à l'ensemble de la région.

## ■ Orientation des structures

Elle dépend de deux variables qui sont :

- l'orientation des axes horizontaux de l'ellipsoïde de déformation ;
- l'orientation que prend la structure par rapport aux axes de déformation, en fonction de son type et de la part d'aplatissement et de cisaillement qui caractérise la déformation.

A l'intérieur d'un périmètre donné la première variable peut rester constante, auquel cas les structures de même type resteront parallèles entre elles. Souvent par contre des hétérogénéités, soit préexistantes soit introduites par la déformation, seront causes de déviations des trajectoires de contraintes, et par conséquent d'incurvation du tracé des structures, ou *« arcuatures »*.

1. *Rôle du **poinçonnement** horizontal :* ce dernier est souvent mis en évidence, quelle que soit l'échelle (voir chap. D), notamment dans les virgations de plis. C'est souvent aussi une explication plausible de la forme arquée que l'on remarque dans maints ***orogènes :*** on peut considérer en effet que les saillies de la marge d'un craton provoquent, lors de la collision, un poinçonnement de la marge du craton opposé (fig. H-14*c*).

2. *Autres causes d'arcuature* : outre cette explication on peut envisager également :

- Une arcuature originelle du dessin des zones de faiblesse que les orogènes ont utilisées lors de leur localisation initiale.
- Un reploiement tardif par l'effet de compressions s'exerçant longitudinalement à la chaîne.
- Un coulissement rotatif des marges en collision, à la façon du déplacement des masses d'air le long des fronts de perturbations en météorologie.
- Des ondulations imposées par le fonctionnement même des zones de subduction. En effet, l'enfoncement d'une plaque subductée implique la flexion d'une surface sphérique ; d'autre part chaque point de cette surface plongeant vers l'intérieur de la sphère terrestre, il y a tendance à une constriction de la partie plongeante de la plaque, ce qui devrait induire son gaufrage. Ce phénomène expliquerait peut-être les sinuosités, par arcs successifs, des lignes de subduction.

## ■ Déversement des structures

On constate couramment, à l'échelle régionale, qu'il existe un sens prépondérant de ***déversement*** des structures, qu'il s'agisse de celui du basculement des plans axiaux des plis ou de celui du chevauchement des failles inverses et des nappes. On peut le qualifier de ***vergence régionale,*** les structures (majoritaires) à déversement conforme étant alors dites ***proverses,*** tandis que celles (minoritaires) à déversement opposé sont dites ***rétroverses*** (*rétrodéversés* pour les plis et *rétrocharriées* pour les nappes).

— **Signification du déversement** : il est fondamental de ne pas s'illusionner sur la signification du sens de déversement et de voir que cela ne traduit qu'un *mouvement relatif, par cisaillement,* des parties hautes par rapport au tréfonds de l'écorce terrestre (« cisaillement tangentiel » au géoïde).

Il est exclu d'en déduire, comme on tend parfois à le faire intuitivement, un quelconque ***« sens de poussée »*** : en effet l'application d'une poussée horizontale sur l'écorce terrestre peut, en premier lieu, ne donner lieu qu'à un raccourcissement, sans cisaillement, si rien n'induit d'effet de couple ; d'autre part il n'est pas obligatoire, même s'il intervient effectivement un cisaillement tangentiel, que le sens de ce dernier corresponde à un déplacement dans le sens de la poussée, des parties hautes de la tranche d'écorce terrestre considérée, par rapport aux parties basses restées immobiles : on sait bien, en particulier, que c'est l'inverse qui a lieu lors des subductions.

— **Signification des structures rétroverses** : on est souvent intrigué par les *structures rétroverses* et amené à chercher une explication qui rende compte de leur déversement « anormal ». Le problème est différent selon l'échelle à laquelle il se pose et il est donc susceptible de recevoir des réponses variables :

1. *Causes des* ***rétrodéversements locaux*** : ils s'expliquent en général par des hétérogénéités qui induisent des cisaillements locaux. Deux facteurs interviennent surtout (fig. H-15*a*) :

• *Influence des reliefs :* dans les cas de tectonique très superficielle (*morphotectonique*) les parties saillantes échappent aux serrages tangentiels et tendent donc à subir un raccourcissement horizontal moindre : un cisaillement les sépare alors des parties plus basses, par-dessus lesquelles elles se déversent.

• *Hétérogénéités lithologiques :* un cas un peu similaire est celui des *dépressions sédimentaires* à remplissage de roches meubles ou peu compactées : un serrage transverse tend à les refermer sur elles-mêmes par écrasement de leur contenu et déversements convergents de leurs deux flancs. C'est pourquoi les bassins sédimentaires sont souvent l'objet, sur leurs deux marges, de chevauchements dirigés vers leur cœur.

La juxtaposition de *corps rocheux de compétence différente* entraîne un raccourcissement moindre des corps compétents et peut donc induire des cisaillements le long de la limite lithologique. C'est ainsi que les bordures des *lentilles récifales* tendent à chevaucher les formations encaissantes.

2. *Causes des* ***déversements régionaux*** : elles sont évidemment à rechercher dans des phénomènes intervenant à l'échelle régionale. En gros on peut les répartir en trois catégories (fig. H-15*b*) :

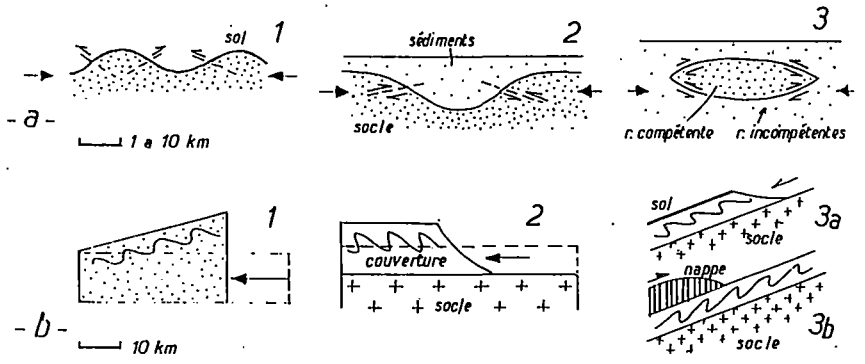



Fig. H-15. — *Déterminisme du déversement.*

*a) causes locales de déversement :* 1 = influence du relief de la surface du sol (effet morphotectonique) : déversement des parties hautes vers les parties basses ; 2 = déversement vers l'intérieur d'un bassin sédimentaire ; 3 = déversements localisés aux limites d'une lentille de roches relativement compétentes (cas des lentilles récifales par exemple).

*b) déversement régional :* 1 = influence d'un gradient horizontal dans le raccourcissement (en tiretés la tranche de roche avant déformation) ; 2 = cisaillement à la limite de deux tranches de roche (socle et couverture) subissant des raccourcissements très différents ; 3 = les deux principaux cas de cisaillement de la couverture : par mouvement gravitaire (*a* : déversement vers l'aval), par entraînement sous une nappe (*b* : déversement vers l'amont possible).

• *Conséquences du raccourcissement* horizontal régional : lorsque une tranche de roche se déforme en se raccourcissant, sous l'effet d'une poussée tangentielle, la déformation décroît en s'éloignant du point d'application de la poussée (par un phénomène comparable à la perte de charge dans un tuyau). L'épaississement vertical corrélatif va donc décroissant, ce qui induit une déclivité régionale, cause de cisaillement tangentiel et de déversement dans le sens de la poussée (fig. H-15*b*,1).

• *Effet de friction basale :* dans une tranche de roche qui se raccourcit en se décollant de son soubassement la friction basale induit un cisaillement tangentiel à la limite des deux ensembles rocheux. Ce dernier est cause d'un déversement dont le sens varie selon la position de l'extrémité de la tranche de roche qui reste immobile (fig. H-15*b*,2).

• *Causes externes de cisaillement* (fig. H-15*b*,3) : dans divers cas le cisaillement de la tranche de roche est induit de l'extérieur :

▸ *Déversement par entraînement* : il résulte d'un couple créé par le passage d'une nappe : en ce cas le déversement est dirigé *vers l'amont* de la zone cisaillée.

▸ *Déversement par tectonique gravitaire* : il résulte du couple exercé, entre le sommet et la base d'une tranche rocheuse, par les forces de pesanteur ; le déversement est alors dirigé, au contraire, *vers l'aval.*

3. *Le déversement* ***à l'échelle des orogènes*** : on a de longue date mis en évidence le fait que les chaînes de montagnes d'origine tectonique ont trois types d'organisation en ce qui concerne la vergence de leurs structures (fig. H-16*a*) :

• *Orogènes à simple déversement* : ils montrent sur toute leur largeur une vergence unique. Il faut donc les considérer comme liés à un cisaillement à l'échelle de la chaîne, ce qui les rend comparables à une sorte d'énorme faille inverse. Aussi est-il plausible de les expliquer notamment par le schéma d'une subduction.

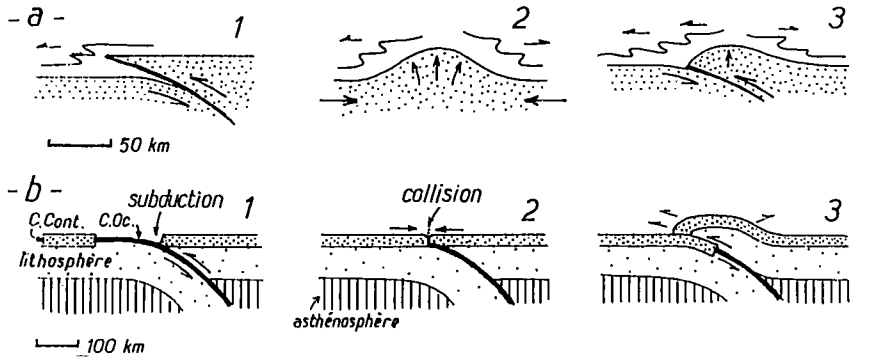



Fig. H-16. — *Déversement dans les orogènes.*

*a) Les trois cas majeurs* (très schématisés) : 1 = simple déversement ; 2 = double déversement symétrique ; 3 = double déversement dissymétrique.

En pointillés : déformation globale, fondamentale, de la masse rocheuse. Le déversement des terrains superficiels est symbolisé par une ligne onduleuse.

*b) Interprétation en tectonique de plaques* du double déversement dissymétrique : 1 = étape initiale de subduction (induisant ou non des structures, en tout cas à vergence unique) ; 2 = collision entre croûtes continentales : début du serrage ; 3 = état avancé de la collision : entraînement de croûte dans le plan de subduction (« subduction continentale » développant des structures à vergence opposée à celle de la subduction) ; bombement induisant des structures secondaires, à vergence dans le sens de la subduction, dans la plaque supérieure au plan de subduction.

C'est ainsi que l'on envisage une ***« subduction continentale »***, entraînant de la croûte continentale en profondeur et redoublant ainsi son épaisseur, pour expliquer la structure de l'Himalaya. La faible densité de la croûte continentale interdit en général son entraînement en profondeur. Toutefois dans ce cas particulier la croûte indienne, très ancienne et donc très refroidie, est relativement dense et a pu, de ce fait, s'enfoncer assez profondément sous le Tibet.

Le râclage, par la subduction, des flyschs accumulés en pied de marge continentale, en un ***« prisme d'accrétion tectonosédimentaire »***, est également une explication séduisante pour des chaînes comme les Carpates où l'empilement de nappes de flyschs joue un rôle très remarquable.

• *Orogènes à double déversement symétrique* : ils sont partagés à peu près équitablement en deux domaines symétriques, qui sont déversés de part et d'autre d'un axe faîtier. Il faut les considérer, au contraire des précédents, comme des zones de « mégaécrasement » ; c'est l'épaississement de la région axiale qui est à l'origine des déversements divergents. On cite classiquement en exemple les Pyrénées et le Caucase.

• *Orogènes à double déversement dissymétrique* : outre un sens de déversement dominant, qui intéresse souvent toute la largeur de la chaîne, ils présentent également des déversements rétroverses. Toutefois ceux-ci sont limités à une portion étroite de la chaîne, située en général du côté opposé au sens de déversement prédominant (secteur interne). Ce cas est classiquement illustré par les Alpes occidentales mais se révèle en définitive assez fréquent.

On peut envisager que cette disposition résulte de la superposition de structures formées au cours de *deux phases successives* : c'est l'interprétation

simple suggérée, pour les Alpes, par le fait que le rétrodéversement affecte des nappes majeures par ailleurs proverses. Mais on peut aussi considérer la formation des accidents rétroverses comme une conséquence immédiate des empilements de nappes, l'intumescence ainsi créée induisant des *déversements antithétiques* des charriages (donc dirigés vers la zone déprimée qui la borde du côté opposé au front des nappes). C'est ce que semble indiquer, pour les Alpes, l'existence de plusieurs phases de rétrodéversement, chacune plus ou moins contemporaine de l'une des phases de charriages proverses.

La formation des chaînes à double déversement dissymétrique s'explique bien dans le cadre de la tectonique des plaques, sans qu'il soit nécessaire de recourir, comme on l'a d'abord fait, à des phénomènes énigmatiques d'inversion de sens de subduction. En effet, elle semble en relation avec le phénomène des ***collisions*** entre croûtes continentales (fig. H-16*b*). Après la phase initiale de subduction d'une croûte océanique, qui privilégie les déversements vers la plaque subductée, intervient la collision des croûtes continentales portées par les plaques. La marge de la plaque chevauchante est alors soumise à un *épaississement*, en même temps qu'à une *surélévation*, par écrasement tectonique sous l'effet d'une ébauche plus ou moins poussée de subduction de croûte continentale. Cela suffit à expliquer l'apparition d'une tendance à la formation de structures déversées vers les zones internes, moins élevées, de la plaque chevauchante.

## b) Variations verticales du style tectonique

Deux groupes de facteurs interviennent pour induire des modifications de style entre les parties superficielles et les parties profondes des tranches de roches offertes à notre observation par l'érosion. Ce sont d'une part les modifications des conditions physiques, liées à l'accroissement de la charge avec la profondeur : elles définissent les *« niveaux structuraux »*. Ce sont, d'autre part, les changements de nature des roches, liés notamment à l'histoire stratigraphique et tectonique de la région : ils sont à l'origine des *« disharmonies »* de structures.

### ■ Niveaux structuraux

En l'absence de tout changement de nature des roches on constate globalement une diminution de la compétence des roches, lorsque l'épaisseur de la tranche de roche surincombante s'accroît. Ce résultat d'observation s'accorde avec ce que suggère l'expérimentation mécanique puisque celle-ci montre que l'augmentation de la température jointe à celle de la pression de confinement induit nécessairement une baisse de compétence (chap. B2).

— **Le découpage en niveaux structuraux** : on définit des niveaux structuraux successifs superposés par les types de déformation qui y prédominent, en prenant pour limites les ***« fronts » supérieurs*** d'extension verticale de la *schistosité*, de la *foliation* et enfin de la *migmatisation*. La terminologie pour désigner ces niveaux reste un peu floue et donc variable selon les auteurs. Cela vient, entre autres, de ce que l'on ne cherche pas une grande précision et de ce que l'on considère en général les volumes rocheux sous leur aspect global, sans trop s'attarder sur leurs détails lithologiques. Compte tenu de ces remarques on peut retenir le découpage suivant :

1. *Le niveau supérieur :* c'est évidemment celui où toutes les roches ont leur compétence maximale, et celui par conséquent où la *fracturation* tient la plus

grande place. Par ailleurs les phénomènes géodynamiques externes, tels que l'érosion ou la sédimentation peuvent influencer notablement la structuration des parties les plus superficielles (chap. G2).

2. *Le niveau moyen* se caractérise par la moindre importance des failles et la prédominance des *plis de flexion.*

3. *Le niveau inférieur* est celui situé sous le front supérieur de la schistosité. C'est donc le *domaine schisteux,* où les failles font place à des cisaillements ductiles et où les plis se forment surtout par glissement-aplatissement. On peut le subdiviser en trois :

• *Un niveau peu profond,* où coexistent les schistosités ardoisières et de fracture, en fonction de la nature des roches. Les plis y présentent le plus souvent un allongement perpendiculaire à leur axe et restent en moyenne modérément déversés.

• Un *niveau profond,* où toutes les roches sont affectées de schistosités pénétratives et où il n'y a plus de plis de flexion.

• Un *niveau très profond,* qui se trouve sous le front supérieur de la foliation. Les stratifications y sont largement effacées ou transposées et les plis couchés isoclinaux, dotés de linéations minérales d'orientation proche de celle des axes de plis, sont prédominants.

4. Vient enfin le *niveau des* ***infrastructures,*** qui correspond à la zone de migmatisation ; les roches y ont un comportement fluide qui aboutit éventuellement à la formation de plis capricieux désordonnés, mais sans schistosité.

Un découpage plus fin peut évidemment être pratiqué dans chaque région en se basant sur le décalage qui existe, d'un type de roche à l'autre, en ce qui concerne la profondeur des changements de mode de déformation : on définit alors une gamme de ***faciès tectoniques*** successifs caractérisés par le comportement des principaux types de roches de la palette régionale.

— **Profondeur et épaisseur des niveaux structuraux** : les limites des niveaux structuraux ne sont que des zones de transition qui demeurent floues. D'autre part, leur profondeur et leur espacement varient sous l'effet de divers facteurs :

• Un *gradient géothermique* fort est cause d'une épaisseur et d'une profondeur moindre des divers niveaux : on attribue à ceci le fait que, dans la chaîne hercynienne, le front de schistosité se trouve seulement à 3 km de profondeur en Sardaigne, contre 8 km dans la Montagne noire, voire 12 km dans les Cévennes.

• Le *degré de fraîcheur et de teneur en fluides* des roches joue également un rôle qu'il ne faut pas sous-estimer : on connaît des exemples indubitables de roches devenues schisteuses alors même qu'elles étaient encore proches de la surface du sol, à l'état de sédiments peu compactés.

## ■ Disharmonie

Ce terme, d'abord créé pour désigner les changements verticaux de style et d'organisation des plis (voir chap. E3), peut être appliqué à toutes les modifications de style liées à des variations lithologiques. La ***disharmonie*** revêt divers aspects :

— ***Niveaux de disharmonie :*** ce sont des niveaux de désolidarisation entre les différentes tranches successives de la série stratigraphique. La désolidarisation peut se réaliser de deux façons :

1. Il y a effacement progressif des structures développées de part et d'autre, c'est-à-dire un ***amortissement*** *(= attenuation)* : tel est le cas des niveaux de disharmonie constitués par d'épaisses formations incompétentes encadrées par d'autres plus compétentes : dans les Alpes occidentales un tel rôle est joué par les Terres Noires du Jurassique supérieur.

2. Il peut au contraire se produire une désolidarisation brutale, par ***décollement,*** le plus souvent à la faveur d'un niveau plus ou moins mince relativement incompétent : les gypses triasiques jouent ce rôle dans les Alpes.

Les niveaux de disharmonie peuvent être multiples, de sorte qu'une tranche de série stratigraphique peut être encadrée entre deux de ces niveaux et se déformer pour son compte sans que ses structures se prolongent au-dessus ni au-dessous : tel est le cas dans les chevauchements intercutanés (fig. F-5).

A une date récente on s'est rendu compte que les surfaces de désolidarisation sensiblement parallèles à la surface du globe pouvaient aussi être en relation avec des changements de lithologie n'ayant aucun rapport avec ceux d'origine stratigraphique. C'est ainsi que des surfaces de décollement peuvent trancher des couches en oblique si elles ont pour origine la création passagère, à un niveau de profondeur donné, de *surpressions fluides* (chap. C 2*a*).

A grande profondeur, à l'intérieur même des socles cristallins, voire profondément sous leur surface, existent vraisemblablement aussi des ***« surfaces de délamination »,*** (chap. C 2*c*) jouant un rôle analogue à celui des surfaces de décollement des niveaux moins profonds. Enfin on admet généralement que la croûte supérieure, dite « granitique », est désolidarisée de la croûte inférieure par un niveau plus ductile correspondant au début de fusion des roches sialiques (fig. C-15) : de la même façon la lithosphère se désolidarise du manteau inférieur au niveau de l'asthénosphère :

— **Disharmonie de la *couverture* par rapport au *socle*** : c'est là un cas très fréquent et auquel on fait souvent appel dans l'interprétation régionale : l'induration tectonique et métamorphique du socle est classiquement considérée comme justifiant qu'il ait un comportement plus cassant que celui, plus souple, de la couverture. Cette célèbre opposition entre *« tectonique de socle »* et *« tectonique de couverture »* demande, dans nombre de cas, à être nuancée :

1. La nature du matériel du socle peut être telle que son comportement ne soit pas plus « rigide » que celui de sa couverture : c'est souvent le cas dans les Pyrénées où, grâce à un métamorphisme modéré, des formations hercyniennes peuvent avoir un comportement solidaire de celles du Mésozoïque et s'engager comme elles dans des plis serrés.

2. La surface de désolidarisation peut différer assez nettement de celle du toit du socle lorsque les premiers niveaux de la couverture sont particulièrement compétents : tel est le cas des grès permo-triasiques des Alpes qui restent adhérents au socle et en constituent le ***« tégument »*** ; la désolidarisation est ici reportée au niveau du Trias supérieur, à évaporites (fig. H-17).

3. Le comportement du socle peut enfin devenir aussi incompétent que celui de sa couverture en cas de ***« remobilisation »*** par un nouveau métamorphisme. C'est ce qui se passe dans beaucoup de domaines internes des Alpes et notamment dans les nappes du Haut Valais où le socle décrit de vastes plis couchés (c'est le classique ***« style pennique »***).

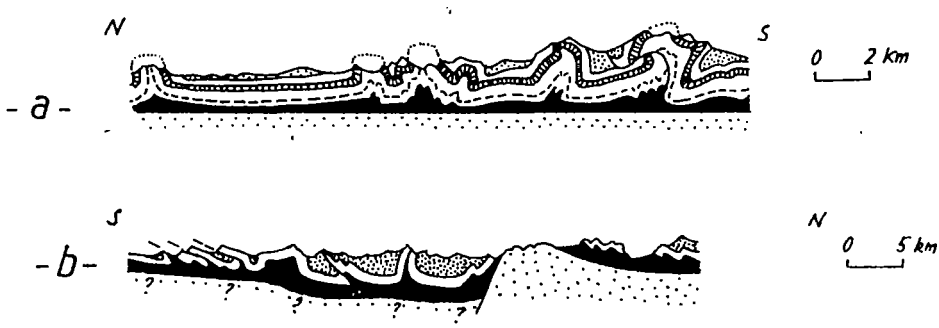



Fig. H-17. — *Disharmonie par décollement de la couverture.*
*a)* L'exemple classique de la coupe du Jura Suisse, au niveau de Solothurn.
*b)* La coupe de la vallée du Haut Var, au revers SW du massif de l'Argentera-Mercantour. En noir le Trias gypsifère ; en pointillés lâches le socle et les terrains tégumentaires (Trias inférieur et Permien, gréseux, dans la coupe *b*) ; en pointillés serrés, le Crétacé.

D'autre part, la position même du socle fait qu'il se trouve plus aisément porté à un niveau structural sensiblement plus profond que celui de sa couverture : aussi peut-on assez souvent considérer que, sous son tégument et sa partie superficielle à comportement compétent, où se développent des failles, le socle acquiert assez vite un comportement plus incompétent permettant l'amortissement des cassures par le jeu de cisaillements ductiles de plus en plus diffus.

— **Le comportement des socles masqués** : un aspect paradoxal de la disharmonie entre socle et couverture est que cette dernière atteste en général, par son plissement voire ses chevauchements (et compte tenu de la part des étirements locaux qui peuvent l'affecter), d'un raccourcissement important dont les effets ne sont pas perceptibles à première vue au niveau du socle : en effet celui-ci semble souvent, d'après les sondages, les indications de la géophysique et/ou celles fournies localement par une érosion suffisamment profonde, avoir une surface très peu déformée, voire plane.

Le champ des hypothèses que l'on peut avancer pour expliquer cet apparent « excès de longueur » de la couverture par rapport au socle est vaste. Voici les principales (fig. H-18) :

1. La ***dénudation,*** par décollement (fig. H-18*a*), d'un socle effectivement non déformé. Cette hypothèse n'est plausible que si l'on peut trouver un espace correspondant de mise à nu tectonique du socle. On peut aussi envisager que la dénudation n'ait pas eu lieu grâce à une ***substitution de couverture*** (chap. F 1b), mais ce n'est que repousser le problème ; c'est ce que l'on fait volontiers en ce qui concerne le Jura, dont la couverture aurait été poussée par l'avancée de celle du domaine alpin. Envisagée d'abord pour les rapports entre massifs cristallins externes des Alpes et massifs subalpins cette hypothèse n'y est guère en accord avec les faits de terrain.

2. *Le raccourcissement du socle par* ***déformation continue*** (fig. H-18*b*) n'est que rarement envisagé ; pourtant nous venons de voir qu'il est parfaitement vraisemblable. Cette hypothèse suppose que l'on mette en évidence la preuve d'un comportement ductile du socle durant la phase de déformation de la couverture.

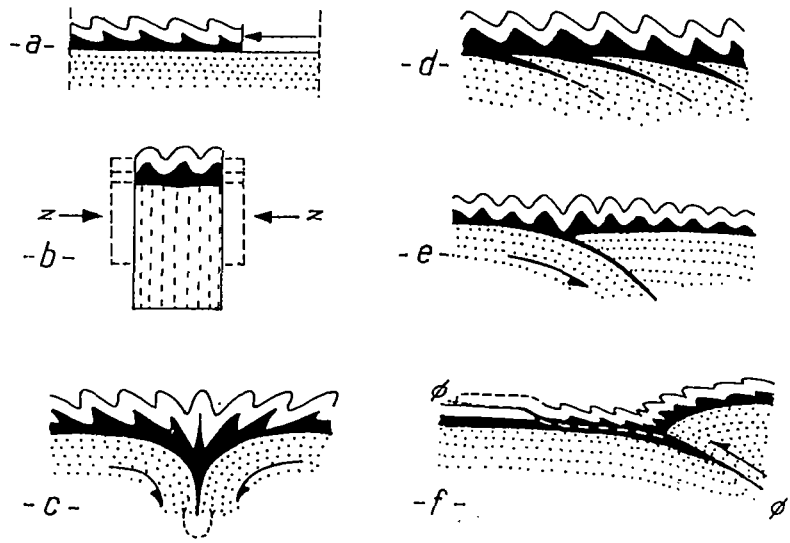



Fig. H-18. — *Divers comportements possibles du socle, sous une couverture plissée.*
*a)* Dénudation par décollement sans déformation du socle.
*b)* Déformation « continue », sans structures tectoniques autres qu'un écrasement d'ensemble (les tiretés symbolisent les plans d'aplatissement).
*c)* Engloutissement (« succion ») à la faveur d'un mégasynclinal très pincé.
*d)* Raccourcissement par multiples petits chevauchements imbriqués (« écailles »).
*e)* Engloutissement en profondeur, par « sous-charriage ».
*f)* Raccourcissement par charriage non apparent, éventuellement reporté plus à l'avant au niveau de la couverture (voir aussi fig. F-5*c*).

3. Le *raccourcissement par le jeu d'**accidents inapparents*** (parce que masqués) est en général l'idée la plus favorablement accueillie. Plusieurs variantes de détail sont possibles :

• *Engloutissement* par ***« succion »*** en profondeur dans un mégasynclinal pincé. On doit reconnaître que l'aspect très déjectif du style que cela suppose s'accorde assez bien avec l'allure en larges coupoles séparées par des lames pincées de sédimentaire de la surface de beaucoup de massifs de socle. C'est notamment le cas des massifs externes alpins, et notamment du massif du Pelvoux. Cet argument purement géométrique n'a toutefois rien de décisif.

• *Chevauchements mineurs* multiples, imbriqués : leur existence est bien reconnue dans certains cas, par exemple, au revers est des massifs cristallins externes de Suisse.

• *Chevauchements importants* (charriages), inapparents parce que s'amortissant dans les accidents multiples de la couverture : cette interprétation est actuellement privilégiée dans l'interprétation des rapports entre massifs cristallins externes et massifs subalpins des Alpes depuis que la géophysique a révélé que le toit du socle s'abaissait progressivement aux approches des massifs cristallins avant de remonter brutalement de près de 10 km à leur aplomb.

Dans la variante du ***sous-charriage*** par subduction continentale le chevauchement du socle ne se trahit même pas par bombement de la surface du socle, tant qu'un réajustement isostatique suffisant ne s'est pas encore fait sentir.

# INDEX ALPHABÉTIQUE

(les termes anglais sont en italique)

## A


Accident rhegmatique ... 49
*Accordion folds* ... 98
Allochtone ... 109
Amortissement ... 23, 160, 191
Amortissement frontal ... 121, 131
Analyse structurale ... 9
Ancrage ... 137
Angle de cisaillement ... 22
Anté-nappe ... 146
Anticlinal ... 84, 172
Anticlinaux de nappes ... 146
*Antiformal stack* ... 129
Antiforme ... 84, 172
Antinomie ... 167
Antithétique ... 38
Aplatissement pur ... 21
*Arcuate patterns* ... 101
Arcuature ... 183, 185
*Attenuation* ... 23, 191
Autochtone ... 109
Avant-pays ... 110
Axe ... 9
Axes de pli ... 83
Axes X, Y, Z ... 21
Axes cinématiques (a, b, c) ... 78
Axes de déformation ... 21, 175
*Axial plane* ... 83
*Axial plunge* ... 83
Azimut ... 13


## B


Baguettes ... 76, 96
*Balanced sections* ... 19
Bandes froissées ... 99
Bassin losangique ... 61
Blastomylonite ... 81
*Blind thrust* ... 115
Bloc exotique ... 151
Bloc-klippe ... 110, 126
Blocs basculés ... 53
Boudinage ... 69
Bourrage ... 94
*Box-fold* ... 85
Brachyanticlinal (-synclinal) ... 86
*Branch-line* ... 129
*Breack-thrust* ... 140
Brèche tectonique ... 80
*Brittle failure* ... 30, 41

## C

Cachetage ... 166
Canevas stéréographique ... 17
Cap-rock ... 150
Cargneule ... 80
Cartes d'isohypses ... 16
Cartes tectoniques ... 16
Cataclase ... 72
Cataclasite ... 80, 174
Cercle de Mohr ... 25
Champ de contrainte ... 26
Champ de fractures ... 51
Changement de régime ... 185
Charge lithostatique ... 27
Charnière ... 82
Charnière frontale ... 111
Chevauchement ... 109
Chevauchement inapparent ... 114, 193
*Chevron folds* ... 98
Cicatrice ... 131
Cisaillement simple ... 22
*Cleavage* ... 72
Clivage ... 72
Cœur ... 83
Cohésion ... 31, 40
Coin expulsé ... 131
Collage ... 50, 182
Collapse ... 153
Collision ... 181, 189
Compaction ... 165
Compartiment ... 34
Compatibilité ... 167
Compétence ... 31
Compressif ... 29, 184
*Concentric folds* ... 86
*Concertina folds* ... 98
Contrainte ... 23
Contrainte normale ... 25
Contrainte tangentielle ... 25
Contraintes principales ... 23
Corps de nappe ... 110
Coulissant ... 29, 183
Couloirs de déformation ... 79
Coupes ... 16
Coupes équilibrées ... 19, 134
Courbe intrinsèque ... 40
Couverture ... 178, 191
Crénulation ... 74, 79
*Crenulation cleavage* ... 74
*Crestal line* ... 82
Crochons ... 35, 36
Culmination ... 86
Cuvette structurale ... 107

## D

Demi-fenêtre ... 110
Décapitation ... 158

Décoiffement ..... 154
Décollement ..... 191
Découplage ..... 54
Décrochement ..... 38, 141, 143
Déformation continue ..... 23, 92
Déformation élastique ..... 29
Déformation coaxiale ..... 22
Déformation de charnière ..... 89
Déformation de flanc ..... 90
Déformation discontinue ..... 23
Déformation ductile ..... 30
Déformation finie ..... 11, 21
Déformation hétérogène ..... 23
Déformation homogène ..... 23
Déformation incrémentale ..... 11
Déformation non coaxiale ..... 22
Déformation pénétrative ..... 23
Déformations expérimentales ..... 29
Déformations progressives ..... 180
Dénudation ..... 192
Déséquilibre gravitaire ..... 164
Détachement ..... 50
Déversement ..... 83, 86, 172, 186
Déversement régional ..... 186
Déviateur de contrainte ..... 28
Déviation de contrainte ..... 26
Diaclase ..... 65, 170, 176
Diagramme (bloc) ..... 15
Diagramme de Mohr ..... 40
Diagrammes de déformation ..... 29
Diagrammes stéréographiques ..... 17
Diapir boueux ..... 152, 164
Diapirisme ..... 149
Diapirisme crustal ..... 152
Diapirisme mantellique ..... 152
Digitation ..... 125
*Dip* ..... 13
*Dip separation* ..... 37
Discordance progressive ..... 159
Disharmonie ..... 190
Disharmonie de plissement ..... 103
*Disjunctive cleavage* ..... 73
Diverticulation ..... 126
Dome de sel ..... 149
Dome structural ..... 107
Double éventail ..... 94
Double déversement ..... 188
*Drag fold* ..... 94, 104
Ductile ..... 23
*Duplex* ..... 129
Dynamométamorphisme ..... 123

## E

Écailles ..... 110, 126
Écailles de cristallisations ..... 34
Échelons ..... 59, 69, 101
Écoulement ..... 23, 30
Élastique ..... 29

Ellipsoïde de contrainte ... 23
Ellipsoïde de déformation ... 21
*Embayment* ... 102
Encapuchonnement ... 148
Engloutissement ... 193
Ennoyage ... 86
Enracinement ... 110
Enracinement frontal ... 121
Enroulement ... 176
Ensellement ... 86
Éo-autochtone ... 124
Épiglyptique ... 121
Éprouvettes ... 19, 29
Étage structural ... 16
Étalement gravitaire ... 119
États de contrainte ... 24
Étirement ... 22
Éventail de couches ... 161
Éventail de plis ... 103
Éventail de schistosité ... 93, 177
Évolution régressive ... 163
Évolution transgressive ... 162
Extensif ... 28, 183
Extrados ... 83, 143
Extravasion ... 150

F

Fabrique (planaire, linéaire) ... 79
Faciès tectonique ... 190
Faille de déchirure ... 64
Faille de progression ... 164
Faille de tassement ... 164
Faille ductile ... 80
Faille listrique ... 34
Faille-pli ... 47
Failles (variétés) ... 37
Failles T, R, P ... 59
Failles compensatoires ... 55
Failles conjuguées ... 42
Failles de connection ... 56
Failles majeures/mineures ... 51
Failles tressées ... 59
Faisceaux ... 101
Famille ... 14
Familles de failles ... 51
Fauchage ... 153
Fenêtre ... 110, 114
Fentes ... 68, 176, 180
Fentes d'extension ... 174
Feston ... 132
Figure de charge ... 152
Flèche ... 117
Flambage ... 31
Flanc ... 82
Flancs courts/longs ... 86
*Flat* ... 112
*Flattening* ... 22
Flexion ... 89

*Flexural flow* ..... 90
*Flexural folding* ..... 89
*Flexural slip* ..... 90
Flexure ..... 85, 142
*Flower structure* ..... 61
Fluage ..... 30
Foliation ..... 75
*Foot-Wall* ..... 34
*Foreland* ..... 110
Fracturation ..... 45
Fracturation hydraulique ..... 42
*Fracture cleavage* ..... 73
Fragile ..... 23
Friction interne ..... 40
Front ..... 110
Front d'extension ..... 130
Front de nappe ..... 179
Fronts supérieurs ..... 189

G

Galets impressionnés ..... 67
Gerbes de failles ..... 52
Génératrices ..... 82
Géotectonique ..... 10
Glissement ..... 23
Glissement gravitaire ..... 119
Glissement strate sur strate ..... 90
Glissement-aplatissement ..... 91
Graben ..... 53, 143
Gradins ..... 36
*Gravity gliding* ..... 119
*Gravity spreading* ..... 119
*Groove* ..... 34

H

Halocinèse ..... 149
*Hanging-wall* ..... 34
Hémigraben ..... 54
Héritage structural ..... 179
*High-angle fault* ..... 38
*Hill creep* ..... 153
*Hinge* ..... 82
*Hinterland* ..... 110
*Horse* ..... 126
Horst ..... 53
Houppes de cristallisation ..... 71
Hydroplastique ..... 161

I

*Imbricate structures* ..... 129
Imbrications antiformes ..... 129
*Indenter* ..... 26
Infrastructures ..... 190
*Inlier* ..... 110

Intercutanée ... 115
Interne ... 110
Intrados ... 83, 143
Inversion ... 48, 179
Involution ... 148
Isoclinal ... 85

J

Jeu ... 34
Joints ... 65, 176
Joints stylolitiques ... 66, 176
*Joints* ... 65

K

Kakirite ... 80, 174
*Kink bands* ... 99
Klippes ... 110, 113

L

Lambeau de charriage ... 126
*Leading edge* ... 110
*Leading imbricate fans* ... 129
*Left lateral fault* ... 38
Lèvre ... 34
Ligne de connection ... 129
Ligne de crête ... 82
Ligne frontale ... 131
*Limb* ... 82
Linéament ... 9, 14, 49
Linéation ... 9, 78, 168, 176
Linéation d'étirement ... 79, 170
Linéation d'intersection ... 79, 170
Linéation de crénulation ... 170
Linéation de mouvement ... 78
Linéation minérale ... 78
Litage tectonique ... 76
Lobe chevauchant ... 132
Longrain ... 72
Longueur d'onde ... 90
*Low angle fault* ... 38

M

Meneaux ... 91, 95, 180
Mécanique des roches ... 29
Mégafracture ... 49
Mégastructure ... 10
Mélange ... 156
Mésoscopique ... 10
Méthode des dièdres droits ... 175
Microcontinent ... 50
Microcraton ... 181
Microlithon ... 73

Microplaque ..... 181
Micropli ..... 83, 77, 170, 178, 180
Microtectonique ..... 10
Migration de charnière ..... 97
Miroir de faille ..... 34, 175
Modèles analogiques ..... 19
Modèles numériques ..... 20
Modèles réduits ..... 19
Monoclinal ..... 85
Morphotectonique ..... 156
*Mullion* ..... 91
*Mushroom pattern* ..... 107
Mylonite ..... 80, 174

## N

Nappe de décollement ..... 111
Nappe de charriage ..... 109
Nappe de cisaillement ..... 111
Nappe de recouvrement ..... 110
Nappe du 1er genre, du 2e genre ..... 110, 111
Nappe faille-inverse ..... 111
Nappe majeure ..... 125
Nappe pli-couché ..... 110
Nappe élémentaire ..... 125
Nappes ..... 181
Nappes humides ..... 122, 161
Navette ..... 56, 60
Néo-autochtone ..... 124
Niveau de disharmonie ..... 190
Niveaux de détachement ..... 50
Niveaux structuraux ..... 189
*Normal fault* ..... 38
Nourrissage ..... 72, 77
Nucléation ..... 96

## O

*Offset* ..... 37
Olistolite ..... 122, 156
Olistostrome ..... 122, 156
Orientation des structures ..... 185
Orogènes ..... 181, 185, 187
*Outlier* ..... 110
Ouverture d'un pli ..... 84
*Overriding thrust* ..... 111
*Overthrust* ..... 112
*Overturning* ..... 83

## P

Paquets tassés ..... 154
Parautochtone ..... 125, 127
Patrie ..... 111
Pendage ..... 13
Permutation des contraintes ..... 185

Périclinal ... 86
Phases tectoniques ... 11, 178
Photo-interprétation ... 14
Phyllomylonite ... 81
Pincée ... 138
*Pinch and swell* ... 70
Pitch ... 13
Plan axial ... 83, 171
Plan-axial ... 92
Plan de cisaillement ... 22
Plat ... 112
Pli coffré ... 85, 142
Pli concentrique ... 86
Pli conique ... 86
Pli cylindrique ... 86
Pli de rampe ... 112, 142, 181
Pli diapir ... 151
Pli isopaque ... 86
Pli rompu ... 140
Pli semblable ... 86
Pli-faille ... 139, 143
Plis concentriques-aplatis ... 95
Plis d'écoulement ... 91
Plis de versants ... 153
Plis en accordéon ... 98
Plis en chevrons ... 98
Plis en fourreaux ... 98
Plis intrafoliaux ... 76
Plis parasites ... 92
Plis ptygmatiques ... 98
Plis superposés ... 105
Plis synchisteux ... 91
Plis tronqués ... 140
Plissement (modes de...) ... 89
Plissotis ... 104
Plongement axial ... 83
*Plumose pattern* ... 65
Poinçon ... 26
Poinçonnement ... 185
Point d'inflexion ... 85
Polarité ... 172
Polarité orogénique ... 181
*Pop up* ... 131
Post-nappe ... 146
Pression de confinement ... 27, 29
Pression de fluides ... 27, 42, 191
Prisme tectonosédimentaire ... 188
Proverse ... 131, 186
Pseudo-semblable ... 94
Pseudotachylite ... 81
*Pull apart* ... 61, 151
*Pure shear* ... 21

## R

Racine ... 110
*Ramp* ... 112
Rampe ... 112
Rampe latérale ... 132, 158

Redent ..... 158
Redoublement ..... 112
Regard ..... 34
*Regressive overthrust* ..... 129
Rejet ..... 34
Rejet (variétés) ..... 37
Rejeu ..... 34
Relai de plis ..... 86
Remobilisation ..... 191
Reprise ..... 179
Réajustement isostatique ..... 164
Réfraction de schistosité ..... 74
Régime tectonique ..... 28, 183
Réseaux de failles ..... 52, 168
Rétrotectonique ..... 18
Rétroverse ..... 131, 186
Règles de similitude ..... 20
*Reverse faults* ..... 38
Rhéologie ..... 29
*Rhomb Basin* ..... 61
Riedel ..... 59
Rift ..... 53
*Right lateral fault* ..... 38
*Rim-syncline* ..... 150
Roches compétentes ..... 31
Roches incompétentes ..... 31
*Rods* ..... 96
Rotation interne/externe ..... 71
Rupture ..... 30
Rupture fragile ..... 30

## S

*Salient* ..... 102
Satellites ..... 51
Schistosité ..... 73, 74, 170, 174
Schistosité ardoisière ..... 75
Schistosité cristallophyllienne ..... 75
Schistosité de pli-fracture ..... 74
*Schistosity* ..... 75
Sens de poussée ..... 186
*Separation* ..... 36
Seuil de plasticité ..... 29
Séquence de charriages ..... 128
*Sheath fold* ..... 98
*Similar fold* ..... 86
*Simple shear* ..... 22
*Sketch map* ..... 16
*Slaty cleavage* ..... 75
*Slickensides* ..... 34
*Slip* ..... 36
Slumping ..... 155
Socle ..... 178, 191
Sous-charriage ..... 116, 193
*Step of the cleavage* ..... 74
Stéréogramme (bloc) ..... 16
*Strain-slip* ..... 74
*Stress* ..... 23
*Stress Ellipsoid* ..... 23

*Stretch thrust* ... 143
*Stretching* ... 22
*Striae* ... 34
Stries ... 34
Stries d'éclatement ... 65
Stries de friction ... 169, 176
*Strike separation* ... 37
*Strike-slip fault* ... 38
*Strip sheet* ... 111
Structure en bouquet ... 61
Structures congénères ... 168
Structures superposées ... 11, 178
Style déjectif/éjectif ... 104
Style jurassien ... 182
Style pennique ... 182, 191
Style tectonique ... 182
Subduction ... 182, 189
Subduction continentale ... 188
Substitution de couverture ... 112, 192
Succion ... 193
Superposition ... 168
Superposition anormale ... 112
Surface axiale ... 83
Surface de charriage ... 109
Surface de délamination ... 50, 191
Surface de discontinuité ... 23
Surface de faille ... 34
*Suspected Terranes* ... 50
Symétrie des plis ... 86
Syn-nappe ... 146
Synclinal ... 84, 172
Synclinaux de nappes ... 146
Synforme ... 84, 172
Synthétique ... 38

## T

Tectogénèse ... 10
Tectoglyphe ... 34
Tectonique cassante ... 23
Tectonique extrusive ... 149
Tectonique globale ... 10
Tectonique souple ... 23
Tectonique synsédimentaire ... 159
Tectonite ... 9, 79
Tectonogramme (bloc) ... 15
Tectonophysique ... 10
Tectonosédimentaire ... 121
Teepee ... 152
Tégument ... 191
*Tension gashes* ... 68
Terrains post-nappe ... 125
Tête plongeante ... 116
Texture S/C ... 81
*Throw* ... 36
*Thrust front* ... 130
*Thrust plane* ... 109
*Thrust sheet* ... 109
*Tip line* ... 131

*Trailing edge* ..... 110
*Trailing imbricate fans* ..... 129
Trains de plis ..... 103
Transcurrent faults ..... 38
Transformante ..... 61
Transposition ..... 76
Transpression ..... 48, 61, 138
Transtension ..... 48, 61
*Triangle zone* ..... 131
Tronçonnement ..... 70
Troncature ..... 110

U

Unité allochtone ..... 124
Unité ultra ..... 134

V

Vergence ..... 186
*Vertical separation* ..... 37
Virgations ..... 101
Viscosité ..... 30
Voûte ..... 83
Voûte plongeante ..... 173

W

*Wedging* ..... 47
*Wrench fault* ..... 38

Z

Zones d'écaillage ..... 129

# LISTE DES FIGURES

## Chapitre A

FIG. A-1. — Mesures à la boussole clinométrique.
FIG. A-2. — Représentations en perspective.
FIG. A-3. — Principe des diagrammes stéréographiques.

## Chapitre B

FIG. B-1. — Principales catégories de déformations
FIG. B-2. — Différents ellipsoïdes de contrainte, et déformations correspondantes en régime d'aplatissement.
FIG. B-3. — Le cercle de Mohr.
FIG. B-4. — Déviations et contraintes.
FIG. B-5. — Régimes tectoniques régionaux.
FIG. B-6. — Courbes expérimentales de relations contraintes/déformation.

## Chapitre C

FIG. C-1. — Aspects des surfaces de failles.
FIG. C-2. — Rejet apparent et rejet réel.
FIG. C-3. — Types de rejets.
FIG. C-4. — Attitude des failles par rapport aux surfaces repères.
FIG. C-5. — Construction de la courbe intrinsèque.
FIG. C-6. — Types de courbes intrinsèques.
FIG. C-7. — Obtention des contraintes de rupture.
FIG. C-8. — Pendage des failles.
FIG. C-9. — Densité de la fracturation.
FIG. C-10. — Géométries résultant du basculement d'un plan de faille.
FIG. C-11. — Surfaces de failles distordues.
FIG. C-12. — Divers cas d'inversion, dans le rejeu des failles.
FIG. C-13. — Mégafractures du versant Sud des Alpes.
FIG. C-14. — Réseaux de fractures.
FIG. C-15. — Systèmes distensifs à l'échelle de l'écorce terrestre.
FIG. C-16. — Réalisation expérimentale d'un faisceau de failles inverses.
FIG. C-17. — Failles secondaires des systèmes distensifs.
FIG. C-18. — Failles secondaires d'amortissement et de connection.
FIG. C-19. — Failles sécantes.
FIG. C-20. — Systèmes dus à la convergence de failles majeures.
FIG. C-21. — Associations de failles des zones de cisaillement (système de Riedel).
FIG. C-22. — Systèmes en transpression et en transtension.
FIG. C-23. — Systèmes de failles transformantes.
FIG. C-24. — Diverses configurations de failles transformantes.

## Chapitre D

FIG. D-1. — Diaclases.
FIG. D-2.. — Joints stylolitiques.
FIG. D-3. — Fentes.
FIG. D-4. — Boudinage et tronçonnement.
FIG. D-5. — Houppes de cristallisation.
FIG. D-6. — Divers types de schistosités.
FIG. D-7. — Réfraction de la schistosité.
FIG. D-8. — Schistosité de crénulation.
FIG. D-9. — Transposition.
FIG. D-10. — Litage tectonique.
FIG. D-11. — Linéations.

## Chapitre E

FIG. E-1. — Éléments descriptifs d'un pli.
FIG. E-2. — Types essentiels de forme de plis.
FIG. E-3. — Comparaison entre les courbures de surfaces repères successives.
FIG. E-4. — Symétrie des plis.
FIG. E-5. — Causes de plongement axial.
FIG. E-6. — Plongements d'axes dus à un pendage initial de la surface repère.
FIG. E-7. — Plissement par flexion.
FIG. E-8. — Modalités du plissement par flexion.
FIG. E-9. — Plissement par glissement-aplatissement.
FIG. E-10. — Combinaisons de flexion et d'aplatissement-glissement.
FIG. E-11. — Plis concentriques aplatis.
FIG. E-12. — Croissance des plis.
FIG. E-13. — Plis ptygmatiques, plis en fourreaux.
FIG. E-14. — Plis en chevrons.
FIG. E-15. — Kink-bands.
FIG. E-16. — Disposition cartographique des plis.
FIG. E-17. — Disharmonie de plissement par amortissement.
FIG. E-18. — Variations verticales du style des plis.

FIG. E-19. — Disharmonies de plissement par changement de longueur d'onde.
FIG. E-20. — Plissements superposés.
FIG. E-21. — Caractères microtectoniques des secteurs à plis superposés.

## Chapitre F

FIG. F-1. — Éléments descriptifs majeurs d'une nappe.
FIG. F-2. — Types de nappes.
FIG. F-3. — Mise en évidence géométrique d'une superposition anormale, par charriage.
FIG. F-4. — Interprétations «antinappistes» classiques pouvant être opposées à une interprétation par charriage.
FIG. F-5. — Chevauchements inapparents.
FIG. F-6. — Sens relatif du mouvement.
FIG. F-7. — Sous-charriage et subduction.
FIG. F-8. — Ampleur du charriage.
FIG. F-9. — Moteur du déplacement des nappes.
FIG. F-10. — Déformations associées au charriage.
FIG. F-11. — Nappes mises en place en conditions de subsurface.
FIG. F-12. — Nappes induisant un métamorphisme inversé.
FIG. F-13. — Charriages superposés et degré d'allochtonie.
FIG. F-14. — Digitations.
FIG. F-15. — Lambeaux de charriage.
FIG. F-16. — Séquences de mise en place des nappes.
FIG. F-17. — Dispositifs d'imbrications.
FIG. F-18. — Organisation des zones de charriages.
FIG. F-19. — Variations le long du front des nappes.
FIG. F-20. — Raccords entre secteurs disjoints d'un empilement de nappes.
FIG. F-21. — Relations originelles entre unités charriées : rapports géométriques.
FIG. F-22. — Obstacles à l'identification stratigraphique des éléments disjoints.
FIG. F-23. — Relations originelles entre unités charriées ; critères stratigraphiques.

## Chapitre G

FIG. G-1. — Associations de plis avec des failles formées antérieurement.
FIG. G-2. — Trois exemples de failles déformées, dans le Mésozoïque des chaînes subalpines.
FIG. G-3. — Failles postérieures à un plissement.
FIG. G-4. — Failles transverses aux plis.
FIG. G-5. — Plis induits par des failles.
FIG. G-6. — Failles induites par le glissement.
FIG. G-7. — Plis et failles développés concurremment.
FIG. G-8. — Carte schématique du massif subalpin de la Grande Chartreuse.
FIG. G-9. — Superpositions de structures en pays de nappes.
FIG. G-10. — Diapirisme expérimental.
FIG. G-11. — Coupe d'un secteur des diapirs du Hanovre.
FIG. G-12. — Coupe d'un dôme de sel du Hanovre.
FIG. G-13. — Le diagramme du Sud-Est de la France.
FIG. G-14. — Structures collapses formées à l'air libre.
FIG. G-15. — Tectonique des glissements sous-marins.
FIG. G-16. — Constitution des olistostromes.
FIG. G-17. — Morphotectonique.
FIG. G-18. — Morphotectonique : chevauchements épiglyptiques.
FIG. G-19. — Failles normales synsédimentaires.
FIG. G-20. — Charriage synsédimentaire.
FIG. G-21. — Plissement synsédimentaire.
FIG. G-22. — Plissement à la marge d'une zone de sédimentation.
FIG. G-23. — Plissement synsédimentaire s'accompagnant d'érosion.
FIG. G-24. — Déformations induites par la sédimentation.

## Chapitre H

FIG. H-1. — Critères de superposition.
FIG. H-2. — Rapports entre axes de pli et traces linéaires diverses à la surface des strates.
FIG. H-3. — Stries de friction sur les surfaces de strates, en plis concentriques à axes inclinés.
FIG. H-4. — Emploi des schistosités.
FIG. H-5. — Emploi des microplis.
FIG. H-6. — Critères de polarité.
FIG. H-7. — Polarité sédimentologique.
FIG. H-8. — Sens de rejet d'une faille.
FIG. H-9. — Méthode des dièdres droits.
FIG. H-10. — Chronologie des plis par rapport aux microstructures.
FIG. H-11. — Exemples de rejeux de failles.
FIG. H-12. — Déformations superposées enchaînées : exemples microtectoniques.
FIG. H-13. — Déformations superposées enchaînées, à l'échelle mégatectonique.
FIG. H-14. — Organisations régionales de structures.
FIG. H-15. — Déterminisme du déversement.
FIG. H-16. — Déversement dans les orogènes.
FIG. H-17. — Disharmonie par décollement de la couverture.
FIG. H-18. — Divers comportements possibles du socle, sous une couverture plissée.

## DANS LA MÊME COLLECTION

N° 1 - (épuisé).

N° 2 - **Manuel du prospecteur minier,** par J.-B. CHAUSSIER et J. MORER.

N° 3 - (épuisé).

N° 4 - **Les granites des complexes annulaires,** par B. BONIN

N° 5 - **Guide de prospection des matériaux de carrière,** par Y. BERTON et P. LE BERRE.

N° 6 - **Étude mécanique des déformations géologiques,** par J. GOGUEL.

N° 7 - (épuisé).

N° 8 - (épuisé).

N° 9 - **La pratique des pompages d'essai en hydrogéologie,** par B. GENETIER.

N° 10 - **Géoécriture ou l'art d'écrire la géologie,** par L. DAVID.

N° 11 - **Canevas de Schmidt basculés de 2 en 2 degrés. Traitement graphique des données structurales,** par G. BEAUFILS, J.-P. BRETON et M. VIARGUES.

N° 12 - **Sondage de reconnaissance hydrogéologique. Méthode du marteau fond-de-trou,** par H. PLOTE.

N° 13 - **Paléoaltérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires,** par R. MEYER.

N° 14 - **La construction économique sur sols gonflants,** par P. MOUROUX, P. MARGRON et J.-C. PINTE.

N° 15 - **Les structures tectoniques,** par M. GIDON.

N° 16 - **La thermomécanique des roches,** coordination assurée par P. BEREST et P. WEBER.

N° 17 - **Eaux souterraines et pompes à chaleur. Guide pour l'utilisation de l'eau souterraine à des fins thermiques,** par F. JAUDIN.

N° 18 - **Initiation à la géologie et à la topographie à l'usage des aides-techniciens géologues, techniciens de chantier et d'exploitation minière,** par J.-B. CHAUSSIER.

N° 19 - **Guide méthodologique d'établissement des périmètres de protection des captages d'eau souterraine destinée à la consommation humaine,** par A. LALLEMAND-BARRÈS et J.-C. ROUX.

N° 20 - **Dictionnaire des roches d'origine magmatique,** par F.D. DE LAROUZIÈRE

Cet ouvrage s'adresse à tous ceux qui, intéressés par les roches d'origine magmatique, qu'elles soient grenues ou volcaniques, veulent retrouver rapidement la définition des termes pétrographiques qui les désignent. Outre le pétrotype et l'éthymologie, les altérations sémantiques sont indiquées, ce qui permet une utilisation rigoureuse de chacun des noms, seule méthode permettant aux pétrographes de se comprendre. Ce dictionnaire s'avère un outil indispensable pour établir des liens, en particulier génétiques, entre les différentes roches magmatiques.

N° 21 - **Méthodes actuelles de séparation de phases minérales en laboratoire,** par P. JEZEQUEL

L'étude des propriétés et caractéristiques des minéraux nécessite des phases pures de ces minéraux, ce qui implique des techniques de séparation performantes. Cet ouvrage s'adresse à tous les utilisateurs de phases pures et des techniques de séparation : laborantins, géologues, étudiants, chercheurs et industriels soucieux de vérifier la qualité d'un produit minéral, etc.

**N° 22 - Terminologie et classification des roches sédimentaires formées de silices, silicates, carbonates et phosphates,** par M. SLANSKY

Cet ouvrage présente une «Terminologie et classification des roches sédimentaires» visant à améliorer la logique et la précision du langage pétrographique usuel et à réduire les possibilités de confusion entre le vocabulaire descriptif et le vocabulaire génétique.
Ce livre s'adresse à tous ceux qui ont affaire aux roches sédimentaires (enseignants, étudiants, cartographes, chercheurs, exploitants...).

**N° 23 - Pollution des eaux souterraines en France,** sous la direction de C. GUILLEMIN et J.-C. ROUX

Cet ouvrage permet enfin de comprendre tout ce qui concerne le bien le plus précieux et le plus fragile de notre patrimoine naturel : **l'eau.**
Il nous prouve aussi que des moyens efficaces peuvent et doivent être mis en œuvre pour éviter, avant qu'il ne soit trop tard, une catastrophe écologique irrémédiable et rendre la pérennité aux eaux pures et naturelles pour nos enfants et les générations à venir...

**N° 24 - Télédétection aérospatiale et informations géologiques,** par J.-Y. SCANVIC

Ce livre est destiné : aux ingénieurs géologues qui ont besoin de connaître les possibilités d'utilisation des techniques de télédétection qu'ils sont appelés à intégrer dans leur démarche méthodologique ; aux professeurs pour enrichir leur présentation aux étudiants par des études en conditions opérationnelles ; enfin, à un public soucieux de l'espace et soucieux de savoir à quoi servent les satellites d'observation de la Terre.

**N° 25 - Le volcanisme,** sous la direction de Jean-Louis BOURDIER

Le volcanisme est un processus fondamental, expression de la vitalité géologique de notre planète. Etudier le volcanisme, c'est étudier les volcans et leur activité bien sûr, mais aussi la genèse et la différenciation des magmas en profondeur, ou encore l'impact du volcanisme sur l'atmosphère et sur l'activité humaine. La volcanologie fait donc appel à toutes les disciplines des Sciences de la Terre, géologie, géochimie, géophysique en particulier.
Premier ouvrage pluridisciplinaire sur le volcanisme, il est dirigé par un collectif de 32 auteurs, enseignants et chercheurs des universités, au Centre national de la recherche scientifique, des Instituts de physique du globe et du BRGM. Il vise à rendre compte en un seul volume de l'état actuel de la recherche et des connaissances sur les principaux aspects du volcanisme :
- les magmas : leur genèse et leur évolution
- l'activité volcanique et ses produits
- les différents types de volcans
- la surveillance des volcans
- l'évaluation et le zonage des risques volcaniques

**N° 26 - Sites pollués et déchets - 750 définitions pour un langage commun,** par Jacques RICOUR et Andrée LALLEMAND BARRÈS.

En 1972, la première conférence des Nations-Unies à Stockholm faisant prendre conscience de la fragilité de notre environnement. En 1992, vingt ans plus tard, l'écologie a acquis ses lettres de noblesse passant du romantisme au pragmatisme lors de la conférence de Rio de Janeiro.
Parmi les nombreuses agressions que subit la "Planète bleue", les problèmes liés aux sites pollués et à l'élimination des déchets sont parmi les plus importants et dépassent le plus souvent les frontières d'un pays ou d'un état.
Rechercher des solutions à ces nouveaux défis pose une question préliminaire : quelles définitions adopter pour les nombreux concepts qui apparaissent chaque jour dans ces domaines nouveaux.
Cet ouvrage propose 750 définitions ayant trait aux déchets et sites pollués. Des équivalents anglais et allemands sont proposés en annexe quand les contextes réglementaires permettent des traductions adaptées. Cet ensemble constitue un ouvrage de base pour les bureaux d'études et techniciens de l'environnement qui interviennent sur les déchets et les sites pollués.

Achevé d'imprimer en janvier 1995 sur les presses de l'imprimerie SODEXIC 28000 Chartres

**Maurice GIDON**

Géologue de terrain avant tout et spécialiste des chaînes de montagnes, Maurice Gidon enseigne à l'Université de Grenoble.
Il s'est plus particulièrement intéressé aux Alpes françaises, dont il a battu pratiquement tous les domaines pour en élucider la structure : il est d'ailleurs l'auteur de près de 20 feuilles de la Carte Géologique détaillée de la France, ainsi que d'une carte géologique simplifiée des Alpes.
Outre cet apport à la connaissance structurale des Alpes il a largement contribué à la rénovation des concepts tectoniques concernant leur formation, notamment en montrant l'importance du rôle des déformations intervenues pendant le dépôt même des assises sédimentaires.

# LES STRUCTURES TECTONIQUES

Qui ne s'est interrogé devant ces figures simples ou complexes, souvent décoratives ou curieuses, que la nature s'est plu à inscrire dans les masses rocheuses en les déformant ?

L'étude de la Tectonique a fait, ces dernières décennies, des progrès qui ont conduit notamment à évoluer vers une optique de plus en plus quantitative et abstraite, privilégiant notamment les aspects physico-chimiques. Ce manuel nous propose de revenir à une approche plus naturaliste de la tectonique dans ses aspects fondamentaux, axé prioritairement sur l'étude des structures et leur interprétation.

Délibérément concis et simple, il rassemble et résume l'essentiel des vues modernes sur les structures et les organisations créées dans l'écorce terrestre par les efforts qui ont pu s'y exercer. On en trouve les terminologies française et anglaise, l'analyse descriptive et les critères de reconnaissance, ainsi que des figurations schématiques et des commentaires interprétatifs. Des aperçus méthodologiques et des remarques pratiques inspirées de l'expérience du terrain y sont également donnés.

Illustré de nombreux croquis simples, ce livre constitue donc un ouvrage de base. On pourra notamment l'utiliser comme *dictionnaire de tectonique* car il donne un aperçu complet de l'éventail des thèmes structuraux que l'imagination de la nature a su déployer pour exciter notre curiosité.

Cet ouvrage s'adresse à tous ceux qui par goût ou par métier s'intéressent à la compréhension géologique des paysages et des affleurements, aux promeneurs amateurs de géologie, aux enseignants et étudiants en Sciences naturelles et en Géographie, enfin aux étudiants en Mécanique des roches ou à ceux peu avancés en Géologie structurale comme aux géologues non tectoniciens. Tous pourront y retrouver rapidement les schémas et commentaires essentiels relatifs aux divers types de structures classiques qu'ils sont susceptibles de rencontrer ou dont ils auront à entendre parler.

ISSN 0245-9345
ISBN 2-7159-0385-5

9 787159 038559