

1.5 La convergence lithosphérique et ses effets (4 semaines)

- Sciences de la Terre -

L'étude de la dynamique de la lithosphère s'effectue de façon continue et progressive sur les deux dernières années du lycée.

Le modèle de la cinématique globale des plaques lithosphériques, la divergence et les phénomènes associés ont été développés en classe de première S. La convergence des plaques, présentée en classe de première, est développée en classe de terminale S.

1.5.1 Convergence et subduction

La convergence se traduit par la disparition de lithosphère océanique dans le manteau, ou subduction.

Les marges actives témoignent de la convergence lithosphérique et en particulier de la subduction. Les principaux caractères morphologiques, géométriques et phénoménologiques (séismicité, déformations, magmatisme et métamorphisme) des zones de subduction sont présentés et analysés.

Pour cela, on utilise aussi bien des cartes et coupes géologiques simplifiées des chaînes de subduction (cartes au 1/ 250 000 ou plus petite échelle seulement) que des cartes sismo-tectoniques (répartition des séismes par rapport aux grandes structures tectoniques), des cartes du relief terrestre ou des images satellitales.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- L'analyse et l'interprétation des cartes géologiques au 1/50 000 et 1/80000.

- Les caractéristiques gravimétriques des zones de subduction.

- L'étude exhaustive de la diversité des structures et des fonctionnements des zones de subduction. On se limite à la distinction entre subduction sous une marge continentale et subduction intra-océanique.

Dans une marge active, la frontière de plaques est généralement marquée par la présence de reliefs négatifs majeurs : les fosses océaniques. Il existe aussi dans le dispositif de subduction des reliefs positifs, arcs magmatiques et chaînes de subduction.

La présentation des arcs magmatiques (relief positif et activité magmatique), portés par la croûte océanique ou continentale de la plaque chevauchante, est l'occasion de constater la coexistence de roches plutoniques et volcaniques.

La notion de déformation lithosphérique est abordée par l'observation des structures des chaînes de montagnes et par l'étude du prisme d'accrétion.

Cette notion de prisme d'accrétion est limitée à celle de prisme tectonique, constitué de matériaux sédimentaires déformés, localisé à la frontière entre plaque subduite et plaque chevauchante. La déformation (limitée aux plis et failles inverses) des matériaux sédimentaires du prisme permet de souligner le raccourcissement et l'épaississement imposés par la convergence.

Les bassins d'arrière-arc ne sont présentés que comme un des marqueurs éventuels de la subduction.

Limites (ne sont pas exigibles):

- Les divers types de plis et les mécanismes de leur genèse,

- Les mécanismes de la formation des bassins d'arrière-arc,

- L'étude exhaustive des chaînes de subduction.

La répartition des foyers des séismes en profondeur sert à identifier le panneau lithosphérique subduit.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- L'étude de la sismicité en tant que telle (puissance, magnitude, mécanismes au foyer...).
- L'approche tomographique de la subduction.

La répartition particulière des flux de chaleur des zones de subduction est présentée : flux faible au voisinage de la fosse et flux élevé associé à l'arc magmatique.

La présence d'un flux faible au droit de la fosse s'interprète par la subduction de la lithosphère océanique froide. Cette dernière reste froide parce que la vitesse à laquelle elle s'enfonce est trop importante pour qu'elle puisse atteindre l'équilibre thermique avec son environnement.

En revanche, le flux élevé reflète l'ascension et l'accumulation des magmas à la base de la croûte de la plaque chevauchante.

Schéma figure 1 en annexe.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- Le régime thermique des bassins arrière – arc.
- Les caractéristiques gravimétriques des zones de subduction.
- L'étude exhaustive de la diversité des subductions en particulier l'opposition subduction « forcée » / subduction « spontanée ».

La différence de densité entre lithosphère océanique et asthénosphère est présentée comme un des moteurs essentiels de la subduction.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- La diversité et la répartition des forces (tectoniques et gravitaires) agissant lors de la subduction.
- Le couplage entre convection globale et subduction.

Les zones de subduction sont le siège d'une importante activité magmatique caractéristique : volcanisme, mise en place de granitoïdes.

Quelques roches magmatiques et métamorphiques générées dans un contexte de subduction sont étudiées. Il est souhaitable de favoriser les observations et les descriptions d'échantillons naturels de granitoïdes, de roches volcaniques et de roches métamorphiques de haute pression et basse température. Sur l'ensemble des roches produites en subduction, seules les roches volcaniques se forment en surface et sont donc directement accessibles. En revanche, les autres roches ne sont accessibles que parce qu'elles ont été remontées en surface selon des processus que l'on n'étudiera pas. Ce sont des études expérimentales qui ont permis aux géologues de localiser ces roches sur les différents niveaux d'une zone de subduction selon le schéma 2 figuré en annexe.

Schéma figure 2 en annexe.

Cependant, on limite cette présentation à un granitoïde (granite ou grano-diorite), une andésite, une rhyolite, un ou deux méta-gabbros (ou méta-basaltes) de haute pression et basse température (schistes bleus, écolite).

L'étude des roches sera macroscopique et microscopique (microscopie photonique) afin de pouvoir présenter leurs textures ainsi que leurs compositions minéralogiques.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- Les caractéristiques géochimiques des séries magmatiques calco-alcalines,
- les processus de différenciation magmatique liés à la cristallisation fractionnée,
- la connaissance des compositions chimiques des minéraux et leur reconnaissance au microscope photonique,
- les mécanismes à l'origine de la diversité des laves,
- les mécanismes de mise à l'affleurement des roches générées dans les parties profondes des zones de subduction.

Le rôle de l'eau est présenté en tant qu'agent déclenchant la fusion partielle des péridotites du manteau lithosphérique de la plaque chevauchante (abaissement du point de fusion, à pression et température données, par hydratation).

La réflexion à propos de l'origine de l'eau est l'occasion de réinvestir les acquis de la classe de première S. C'est en effet une lithosphère océanique hydratée et transformée qui entre en subduction. Sa déshydratation, qui accompagne les réactions de formation des minéraux métamorphiques de haute pression et basse température, libère l'eau qui déclenche la fusion partielle du manteau à l'origine des magmas.

On se limite à la présentation des transformations qui s'accompagnent d'une libération d'eau, d'un méta-gabbro (ou d'un méta-basalte) océanique (à chlorite et actinote) en un méta-gabbro à glaucophane et jadéite (schistes bleus) puis en un méta-gabbro à grenat et jadéite (éclogite). Ces associations minéralogiques sont localisées sur un diagramme Pression-Température très simplifié qui permet de comprendre leurs conditions de réalisation .

Schéma figure 3 en annexe

Ces transformations, qui se réalisent en phase solide, ont une cinétique très lente par rapport aux transformations chimiques connues des élèves. On signale les durées très lentes de ces phénomènes par rapport à l'échelle des temps humains.

Limite (n'est pas exigible) :

- La mémorisation des équations de transformations métamorphiques.

En conclusion, on souligne que la genèse des granitoïdes, et donc des roches caractéristiques de la croûte continentale, est liée au mécanisme de subduction (mais les processus géochimiques qui conduisent du magma initial au magma différencié sont hors programme).

1.5.2 Convergence lithosphérique et collision continentale

La collision continentale est l'aboutissement du processus de fermeture océanique résultant de la convergence des plaques lithosphériques. On s'attache à identifier, dans les chaînes de collision :

- d'une part les témoins d'un ancien domaine océanique (ophiolites, où l'on retrouve les constituants d'une lithosphère océanique) et de ses marges passives (blocs basculés, séries sédimentaires associées aux processus d'extension),
- d'autre part les témoins de la subduction ante-collision (métamorphisme de haute pression et basse température).

D'une manière générale, on présente les principales caractéristiques morphologiques et géométriques des chaînes de collision. On identifie ainsi les principaux marqueurs de la collision continentale :

- un marqueur morphologique : le relief.
- un marqueur structural : la racine crustale identifiable grâce aux profils sismiques jusqu'à plus de 50 km de profondeur.
- des marqueurs tectoniques : les plis, les failles inverses et les charriages.

L'analyse de l'ensemble de ces marqueurs permet de démontrer que les chaînes de collision sont des lieux de raccourcissement et d'épaississement de la lithosphère continentale.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- Les mécanismes de la déformation des roches.
- Les caractéristiques gravimétriques et magnétiques des chaînes de collision.
- La typologie des structures tectoniques.

Ces différentes approches des caractères des chaînes de collision sont développées de façon simple à partir de l'exemple des Alpes occidentales franco-italiennes et ce grâce à l'étude :

- d'affleurements (dans le cadre d'une éventuelle classe de terrain),
- de photographies d'affleurements,
- de coupes géologiques et cartes simplifiées,
- d'images satellitaires,
- de profils sismiques.

Limites (ne sont pas exigibles) :

- Les méthodes d'analyse des profils sismiques.
- Le repérage et l'identification des structures tectoniques sur une carte géologique.
- Une présentation de l'histoire géologique de la chaîne alpine.

La collision est accompagnée et suivie d'autres phénomènes géologiques (fusion partielle, métamorphisme, formation de granites, érosion, extension, effondrement gravitaire...) qui ne font pas partie du programme.

Sans que cela puisse faire l'objet d'une question à l'examen, on peut évoquer le processus d'érosion qui, couplé à la poussée d'Archimède s'appliquant à la racine crustale, est présenté comme un des moteurs du retour à une épaisseur normale de la croûte.

À titre de synthèse, on illustre schématiquement l'évolution de la dynamique de la lithosphère depuis l'ouverture océanique jusqu'à la collision continentale.

ANNEXE

Les trois figures présentées en annexe ont été conçues comme complément d'information pour le professeur. Elles ne constituent pas dans leur totalité une connaissance exigible pour les élèves.

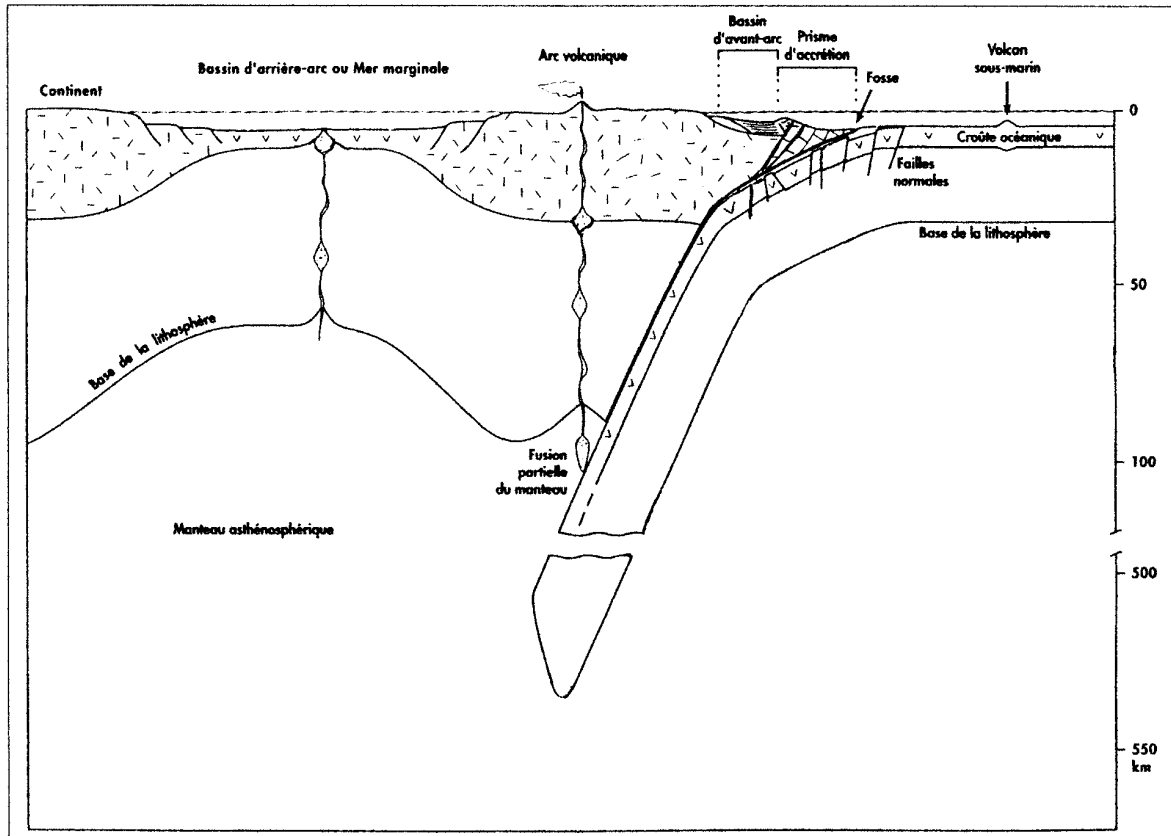


Figure 1. Schéma synthétique d'une zone de subduction (modifié d'après Lallemand, 1999) regroupant les différentes structures connues dans les marges actives.

Bassin d'arrière – arc, arc volcanique, prisme d'accrétion et fosse océanique sont localisés. Le bassin d'avant – arc est identifié à titre indicatif. Les zones de fusion partielle du manteau sont localisées et les structures particulières connues dans la croûte océanique (volcans sous – marins, failles normales océaniques) sont représentées. Au niveau des zones d'activité magmatique, le flux de chaleur est élevé. Au niveau de la fosse océanique, le flux de chaleur est faible. À titre indicatif, on a identifié la rupture de la plaque plongeante afin de souligner que ce processus peut exister dans certaines zones de subduction.

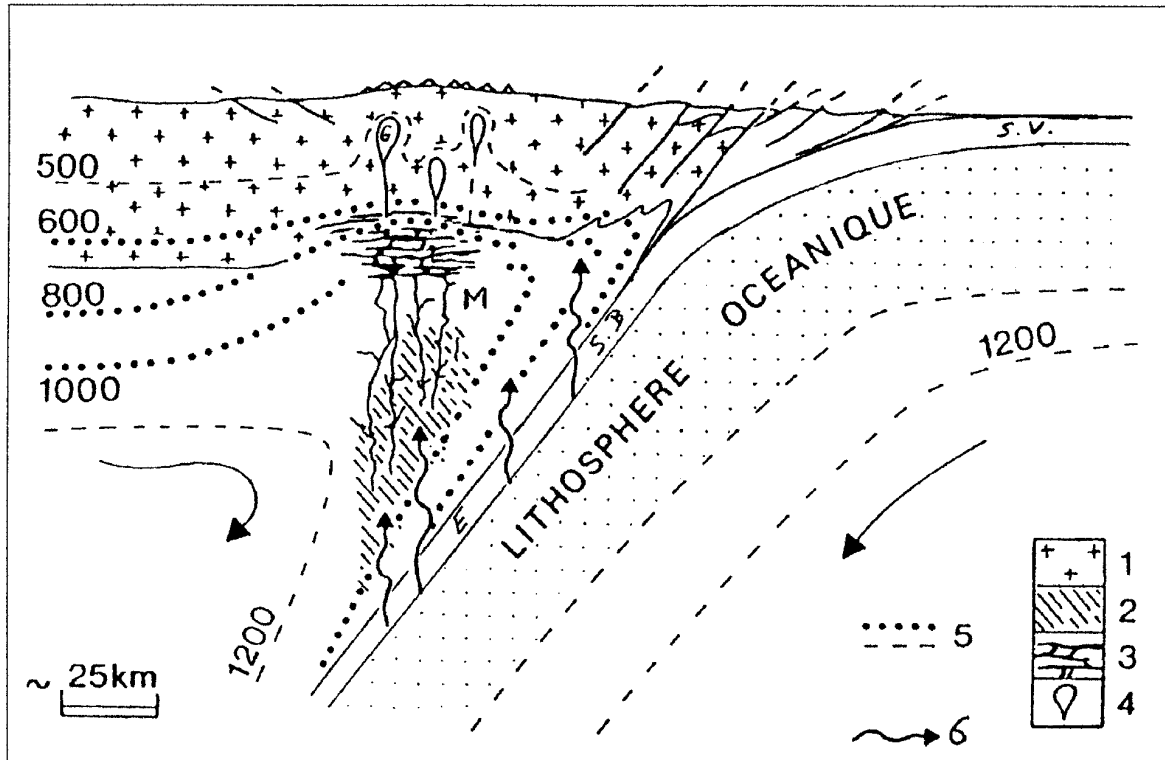


Figure 2. Schéma localisant les différents matériaux générés en subduction et présentant le couplage entre métamorphisme et magmatisme (modifié d'après Kornprobst, 2000).

S.V. - Métabasalte ou métagabbro à actinote et chlorite (Schistes Verts formés par hydrothermalisme océanique).

S.B. – Métabasalte ou métagabbro à glaucophane (Schistes Bleus).

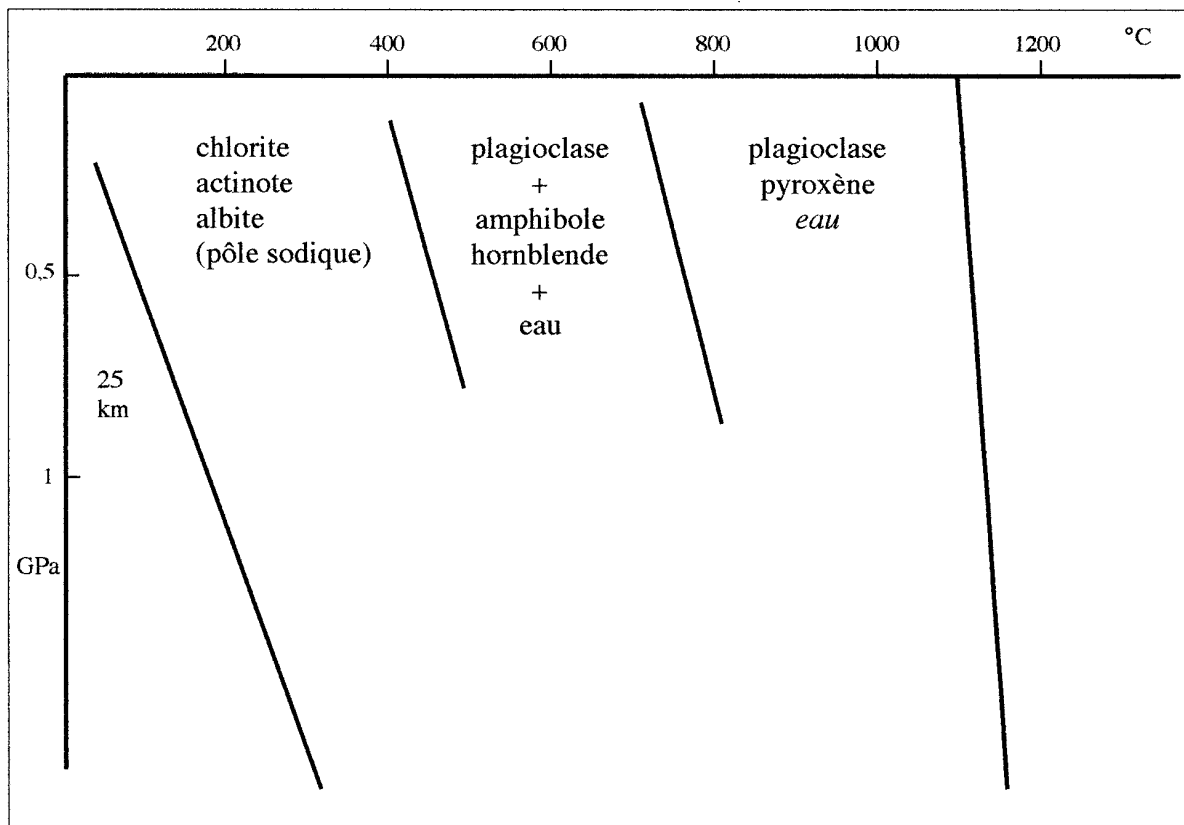
E - Métabasalte ou métagabbro à grenat et jadéite (Eclogites).

M – Production et propagation des magmas basaltiques issus de la fusion partielle du manteau. Les liquides basaltiques provoquent à la base de la croûte continentale une anomalie thermique (remontée des isothermes) et une fusion partielle à l'origine de la formation des granitoïdes (G).

1. Croûte continentale de la marge active.
2. Domaine d'extraction des magmas du manteau supérieur hydraté.
3. Stockage des magmas basaltiques en base de croûte continentale.
4. Diapirs de granitoïdes.
5. Tracés des isothermes.
6. Percolation de l'eau à partir de la lithosphère océanique métamorphisée.

La plaque plongeante est soumise à un régime de haute - pression tout en présentant des températures inférieures aux températures que l'on rencontre généralement aux profondeurs mentionnées.

Au droit de la colonne de fusion partielle du manteau et de genèse des granitoïdes, les températures sont plus élevées que celles que l'on rencontre généralement aux profondeurs mentionnées.



plagioclase + pyroxène + eau → amphibole hornblende
 plagioclase + hornblende + eau → chlorite + actinote

Figure 3a. Diagramme Pression – Température simplifié rappelant les transformations minéralogiques qui accompagnent l'évolution (refroidissement, hydratation) des roches de la croûte océanique au fur et à mesure qu'elles s'éloignent de la dorsale.

Rappel programme Première S.

Contenu. En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit, s'hydrate et s'épaissit.

Activité envisageable. Nature et chimie de la lithosphère océanique : roches initiales, roches hydratées et / ou déformées.

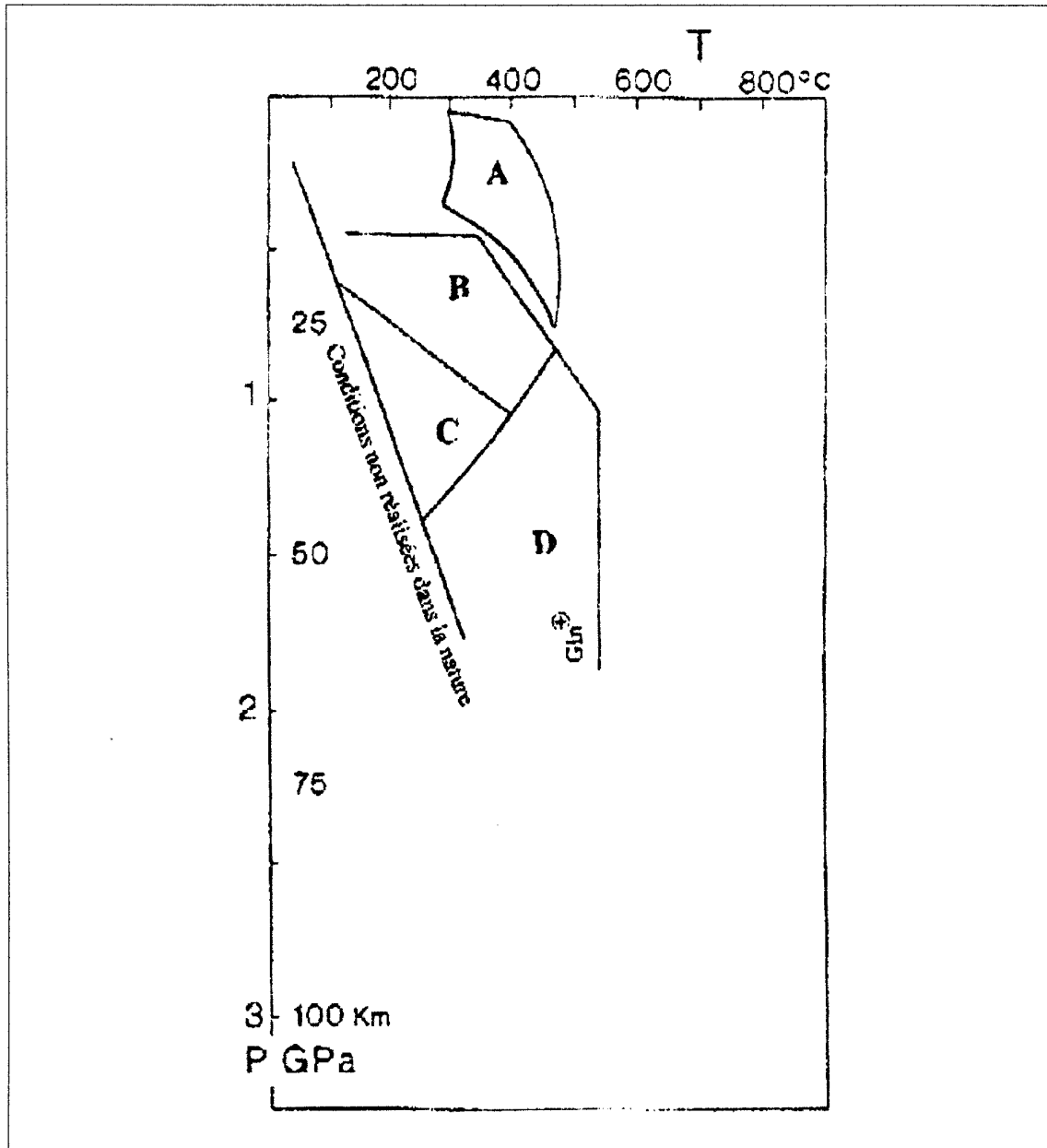


Figure 3b. Diagramme Pression – Température très simplifié montrant les domaines de stabilité de quelques associations de minéraux caractéristiques. Ces domaines de stabilité sont déterminés expérimentalement.

Le champ de stabilité de la glaucophane est indiqué par Gln+ .

A = domaine de stabilité de l'association à chlorite+actinote+plagioclase.

B = domaine de stabilité de l'association à glaucophane + plagioclase.

C = domaine de stabilité de l'association à glaucophane + jadéite.

D = domaine de stabilité de l'association à grenat + jadéite +/- glaucophane.

Au sein des roches de la croûte océanique en cours de subduction, plusieurs transformations minéralogiques peuvent se produire qui conduisent à la formation de schistes bleus et d'éclogites. Le plus souvent ces transformations libèrent de l'eau, et toutes conduisent à des roches plus denses ($d = 3,1$ pour un schiste bleu et $d = 3,5$ pour une éclogite) que les basaltes et les gabbros ($d = 2,9$) de la croûte océanique. À titre d'exemple, on notera la transformation :

