

LE MÉTAMORPHISME, MARQUEUR DE LA GÉODYNAMIQUE INTERNE

Rappels BCPST 1 / posters révisions :

- la rhéologie de la lithosphère STD

document 1 : comparaison d'un gabbro et d'une éclogite

1 Analyse structurale :

- **Le gabbro** est une **roche magmatique grenue**, on observe des **phénocristaux de clinopyroxène, l'augite et feldspaths plagioclases**. Elle apparaît donc entièrement **crystallisée**, ceci est dû à son **refroidissement lent entre 2 et 6Km de profondeur** au niveau d'une dorsale océanique dans le cas de gabbro.
- **L'éclogite** est également **entièrement cristallisée** : les minéraux globuleux rouges sont des **grenats**, le fond de la roche plutôt vert est dû à un **clinopyroxène, l'omphacite**, tandis que les taches sombres sont de la **glaucophane, une amphibole**. Elle présente de plus une **anisotropie** : les jadéites et les amphiboles soulignent un **certain alignement, foliation fruste**. C'est donc une **roche métamorphique**, elle a subi des **déformations et des recristallisations minéralogiques**.

2 Minéralogie :

- **Le gabbro** contient un **clinopyroxène** majeur, **l'augite** (ferro-magnésien et calcique) et des nombreux **feldspaths plagioclases** riches en calcium (Anorthite > 60%).
- **L'éclogite** contient un autre type de **clinopyroxène, l'omphacite**, du **grenat**, et ici une **amphibole bleue nuit, la glaucophane**.

3 Domaines de stabilité : très éloignés.

- **Le gabbro d'origine océanique dans ce cas présent se forme** à partir de la fusion partielle de la péridotite du manteau à **une faible profondeur, entre 2 et 6 Km après un refroidissement autour de 1000°C)**
- **L'éclogite** possède un **domaine de stabilité beaucoup profond**, c'est-à-dire 400 à 600°C à plus de 40km. On est dans un **contexte de géotherme de haute pression et basse température**, très différent du géotherme de croûte océanique.

4 Composition chimique : d'étonnantes similitudes.

- **Le gabbro** : l'analyse chimique en % massiques d'oxydes montre une composition classique de gabbro issu d'un magmatisme de dorsale océanique. .
- **L'éclogite** ; sa composition **diffère très peu du point de vue chimique**, on note tout au plus une **légère perte d'alcalins**, un léger gain de calcium, et **surtout une perte d'eau non visible dans le tableau**.

En conclusion, ces roches présentent donc des différences sur le plan minéralogique mais très peu dans les parentés chimiques.

L'objet de ce chapitre est d'expliquer pourquoi !

Le métamorphisme consiste en **l'ensemble des transformations minéralogiques subies par une roche lors de variations de pression, de température et de régime des fluides**. Ces transformations entraînent un réarrangement des éléments constitutifs de la roche à l'échelle atomique, et donc une **modification des compositions minéralogiques : il y a recristallisation**.

A l'exception de la phase fluide, ce phénomène est a priori **isochimique** c'est-à-dire sans changement de la composition chimique d'ensemble de la roche initiale ou **protolithe**.

Les recristallisations métamorphiques se déroulent à l'état solide à la différence des phénomènes magmatiques.

Les limites entre métamorphisme et diagenèse d'une part, entre métamorphisme et magmatisme d'autre part ne sont pas tranchées :

- **La diagenèse** consiste en une **déshydratation** et une **compaction du sédiment** mais s'accompagne **aussi** de phénomènes de **transformations chimiques** : dissolutions, précipitations, cristallisations, le tout en présence de fluides. Une limite couramment utilisée, quoique arbitraire, repose sur l'observation des **phyllosilicates** : les argiles restent du domaine de la diagenèse (y compris les illites néoformées) tandis que les micas entrent dans le champ du métamorphisme.
- **Le magmatisme** se distingue par la présence d'une phase silicatée **liquide**, alors que le métamorphisme se produit à l'état **solide**. **Toutefois**, les **phénomènes métamorphiques de haute température peuvent aboutir à une fusion partielle** de certains minéraux : on parle alors **d'anatexie**. Si la phase liquide recristallise dans la foliation de la roche sans nette ségrégation, on parle de **migmatite**, qui appartient bien au **domaine du métamorphisme**. Mais le liquide, en général de composition granitique, peut quitter la roche initiale et migrer : on entre alors nettement dans le champ du magmatisme.

Le **métamorphisme** est le plus **souvent (sauf dans le cas du métamorphisme de contact) associé à des déformations** : en effet, ces dernières jouent le rôle **d'activateur cinétique** en réduisant la taille des minéraux, en mettant ceux-ci en contact, en favorisant les circulations de fluides. Ces déformations ont été étudiées en première année : ce sont les plis, les schistosités quasi systématiquement, les foliations et les linéations.

Problématique : Dans quelles conditions les phénomènes de recristallisation d'une roche se passent à l'état solide pour aboutir à une roche métamorphique ? En quoi ces roches métamorphiques témoignent de contextes géodynamiques particuliers ?

I. les associations minérales observées sont indicatrices des conditions thermodynamiques de cristallisation

1. notion de paragenèse

Une **paragenèse** est une association d'espèces minérales présentes à l'équilibre dans une roche au moment de sa cristallisation. Cette dernière s'effectue donc à des pressions et températures correspondant à une certaine profondeur.

Certains minéraux, dits **minéraux index**, permettent de délimiter le domaine de pression et température de cristallisation de la roche

document 2 : photo de roche métamorphique, un mica schiste montrant les minéraux formés et l'espace PT montrant le champs de stabilité de la paragenèse considérée

2. instabilité d'une paragenèse et réactions métamorphiques

Document 3 : paragenèses fictives dans un espace P-T

Par exemple, une roche contenant les minéraux A (le plus gros) et B (le plus petit) dans les conditions thermodynamiques P_0-T_0 sans aucune trace de réaction entre les minéraux. **A+B** sont à l'équilibre dans les conditions P_0-T_0 et constituent donc une **paragenèse** pour cette roche.

Porté dans les conditions P_1-T_1 par la géodynamique, les déformations et les mouvements locaux, cet **assemblage minéralogique devient instable** : le minéral B commence à réagir avec A, sous forme de réaction en couronne autour de A aux points de contact avec B. Si B est en excès par exemple, A finira par disparaître. On aura alors pour les conditions P_1-T_1 l'**assemblage B+C** constituant une **nouvelle paragenèse**. En revanche, tant que la réaction est incomplète, et donc que A+B+C coexistent, on ne parlera pas de paragenèse.

Notons que les réactions se font aux points de contact là où les fluides permettent la diffusion des éléments et que B est en excès : A finit par disparaître. Il apparaît alors un minéral C (gris).

3. métastabilité des roches métamorphiques

Il est fréquent de récolter sur le terrain des roches métamorphiques dont la paragenèse indique des conditions P-T très différentes de la surface. A priori donc, **toutes les roches métamorphiques** à l'affleurement **sont métastables**. En effet, tout comme pour un granite, la plupart des roches métamorphiques soumises aux conditions thermodynamiques de surface **s'altèrent fortement et rapidement**.

Ceci témoigne de l'**aspect cinétique des réactions métamorphiques** : elles sont en général **très lentes**, à moins d'être activées par divers facteurs : **hausse de température, présence de fluides, déformations réduisant la taille des cristaux et les mettant en contact**. De plus, certaines réactions entraînent une **perte**

de fluides irréversible : les réactions inverses (**chemin rétrograde**) sont donc cinétiquement compromises. Enfin, une roche métamorphique revenant à la surface par divers processus (tectonique ou érosion) voit sa température baisser et donc la cinétique des réactions ralentir.

4. les facteurs du métamorphisme : température, pression et fluides dans le globe terrestre

4.1 la température

L'augmentation de température avec la profondeur, ou **géotherme**, est actuellement bien connue pour la croûte continentale, il est calculé à partir de la **mesure du flux de chaleur** en surface. Cf 1ère année.

Sa valeur est d'environ **30°C par km dans les premiers km d'une croûte continentale stable** mais cela **varie en fonction du contexte géodynamique**

Document 4 : résumé des différents géothermes moyens rencontrés selon les contextes géodynamiques.

Géothermes possibles usuellement rencontrés sur Terre selon les différents contextes géodynamiques.

- **Fort au niveau des dorsales**, le **flux de chaleur** en surface atteint **400mW.m⁻²** pour la dorsale pacifique.
- **Faible dans les plaines abyssales** et encore plus faible pour les fosses océaniques. La **moyenne pour les océans** se situe autour de **50mW.m⁻²**.
- **Les continents**, plus homogènes, présentent un **géotherme moyen plus fort** que les océans car ils sont riches en éléments radioactifs : environ **60mW.m⁻²** en moyenne pour le flux de chaleur en surface

Un gabbro produit au niveau d'une dorsale pourra donc avoir une histoire thermo-mécanique longue et complexe : refroidissement en s'éloignant de la dorsale jusqu'aux plaines abyssales, passage en subduction donc hausse de température très modérée, voire charriage sur un continent s'il se forme une chaîne de montagnes.

Les mouvements horizontaux des plaques sont ainsi responsables de tels changements de conditions thermodynamiques, eux-mêmes responsables du métamorphisme. Ceci a été observé pour la comparaison gabbro/éclogite en introduction et en **III.2**.

4.2 La pression et le déviateur des contraintes

Document 5 : description et analyse des déformation des roches

Cf 1e année STE et STD

Dans l'exemple en introduction, on a constaté que **les transformations du gabbro en éclogite**, si l'hypothèse est correcte, pourraient **résulter de changements de conditions de pression et de température** (effet de la tectonique des plaques), et **s'accompagner d'un départ de fluides**.

♣ La pression lithostatique

La **pression lithostatique** correspond à la **pression créée par le poids de la colonne de roches située au-dessus du point étudié**. Elle dépend donc de la hauteur (h), de la masse volumique des roches (ρ) et de l'accélération de la pesanteur g $\rightarrow P = \rho g h$.

Par exemple, pour la croûte continentale, on estime que g varie peu avec la profondeur et que la masse volumique des roches vaut 2700 kg.m^{-3} . Il en résulte que la pression dans la croûte continentale augmente de 27 MPa par kilomètre (en prenant approximativement $g=10 \text{ m.s}^{-2}$). En d'autres termes, **la pression à la base d'une croûte continentale stable et ancienne de 30 km d'épaisseur vaut 0,8 GPa.**

♣ Le déviateur des contraintes ou contrainte déviatorique

La pression lithostatique s'exerce pour n'importe quel volume de roche **dans toutes les directions de l'espace avec la même valeur**: on la qualifie d'**isotrope**. Enfouir un matériau sans

deformation ne fait que réduire son volume, **comme dans le cas de la diagenèse**

En revanche, les déplacements des plaques lithosphériques induisent des forces supplémentaires qui rendent ce paramètre **anisotrope dans les régions de déformations actives, aux frontières des plaques.**

On nomme **déviateur de contraintes ou contrainte déviatorique**, la **différence entre la contrainte maximale (σ_1) et la contrainte minimale σ_3 .**

La grandeur $\sigma_1-\sigma_3$ est ambivalente : elle est **fondamentale pour expliquer la déformation des roches, et donc constitue un facteur important du métamorphisme**, mais elle **reste négligeable face à la pression lithostatique** (elle vaut en général quelques MPa). **Il en résulte que les valeurs de pression qui seront déterminées à partir des paragenèses métamorphiques seront celles de la pression lithostatique.**

Les roches métamorphiques sous l'influence de la contrainte utile ($\sigma_1-\sigma_3$) se rééquilibrent et présentent des structures indiquant une circulation orientée de la matière à l'état solide (schistosité et foliation) → cf TP

4.3 les fluides

Ils constituent une **phase distincte des phases minéralogiques** et ont a priori la même importance. Il s'agit **majoritairement de H_2O et de CO_2** , auxquels il faut ajouter certains ions tels que K^+ , Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} et Ca^{2+} entre autres. On distinguera ici :

- **Les fluides libres**: leur teneur diminue très fortement avec la profondeur, et ils ne sont plus qu'en faible quantité une fois la diagenèse réalisée. Ceci dit, ils ont une **forte capacité de migration et peuvent déplacer en solution des éléments dissous sur de grandes distances** (du mètre au kilomètre), notamment du fait que leurs températures élevées favorisent la solubilisation des ions. Ces fluides **constituent la phase «vapeur» des réactions métamorphiques** dans une grille P-T.
- **Les fluides adsorbés**: ils **se recouvrent les minéraux sur une épaisseur faible**, de l'ordre de la taille d'une molécule d'eau (unité caractéristique : l'angström $\text{Å} = 0.1\text{nm}$). Si ces fluides sont **peu mobiles**, ils ont en revanche une **grande importance pour les réactions entre minéraux voisins** car ils constituent un milieu de diffusion intergranulaire des éléments, **favorisant les réactions métamorphiques.**

- Les fluides constitutifs: ils sont des **constituants à part entière de la formule chimique d'un minéral**. C'est le cas par exemple des **groupements (OH⁻) des amphiboles ou des phyllosilicates** (micas, argiles), qui **peuvent quitter la structure cristalline sous l'effet d'une réaction métamorphique de déshydratation**.

5. évaluation des conditions du métamorphisme : géobaromètre et géothermomètre

Une **première approche** des roches métamorphiques consistera en la **détermination de sa paragenèse** afin de la **positionner dans un espace pression-température**.

Cependant, la **quantification précise des conditions du métamorphisme, et donc du contexte géodynamique, repose sur une approche plus fine, thermodynamique** : la **thermo-barométrie**.

Il arrive que **certaines droites de réactions métamorphiques, se disposent sur des parallèles aux axes du diagramme P-T**.

Document 6 : notion de géothermomètre

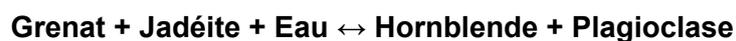
Si la **réaction est sous forme d'une droite parallèle** aux ordonnées, elle se déroule à **température constante**, il s'agit d'un **géothermomètre**.

Dans l'exemple du métamorphisme océanique d'un gabbro qui s'éloigne de la dorsale et donc se refroidit (gabbro visible dans les ophiolites alpine du Chenaillet), la grille montre les **deux transitions quasi-isobares** de faible profondeur, entre 2 et 6 km, profondeur typique du gabbro de la croûte océanique :

- $\text{Cpx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \star \text{Hb}$: passage vers le **domaine des amphibolites à 800°C**
- $\text{Hb} \star \text{Ac}$: transition amphibolites \star **Schistes verts à la même profondeur mais à 500°C**.

Si au contraire, une **réaction est parallèle à l'axe des températures**, alors cela signifie qu'elle se déroule à **pression à constante** quelle que soit T. Cette réaction constitue donc un **géobaromètre**.

Par exemple la réaction suivante est à une pression quasi-constante de **1.1GPa, soit environ 40km de profondeur** :



Document 7 : quelques réactions usuelles en géobarométrie et géothermométrie

6. paragenèses et faciès métamorphiques

6.1 les faciès métamorphiques dans l'espace P-T

Les réactions métamorphiques aboutissent à un **ré-équilibre des minéraux** constitutifs d'une **roche initiale** (appelée **protolithe**) dans les nouvelles conditions de pression et de température obtenues.

Document 8 : faciès métamorphiques définis par Eskola (début du XX^e siècle)

L'espace pression-température, ou **espace P-T**, est subdivisé en domaines prenant le nom de **faciès métamorphiques** (Eskola, début du XX^e siècle).

Les différents domaines ont été définis à partir d'un **protolithe** (ou roche initiale) de type **basaltique** (métabasalte) ayant subi des conditions P-T données, et sont délimités par des droites de réactions minéralogiques caractéristiques.

Les domaines de l'espace P-T sont ainsi **délimités par des réactions-clé du métamorphisme.**

Par exemple, le faciès des amphibolites est **délimité par les droites de déstabilisation de la hornblende (amphibole brune) (en gris clair sur la figure).**

Rq : le GCLS passe légèrement au-dessous du point triple des silicates d'alumine, il est donc dans le domaine des disthènes → il ne peut donc pas y avoir de sillimanite ou d'andalousite dans la croûte dans le cadre de géotherme normal.

Rq 2 : Le GCLS ne recoupe pas la courbe de l'anatexie An pour des profondeurs inférieures à 40 km (épaisseur moyenne de la croûte continentale 30 km à 40 km), donc la fusion partielle crustale, ou anatexie, n'est donc possible qu'en cas de perturbation du géotherme et/ou de la circulation des fluides. (cf STF)

Par la suite, l'utilisation de ces faciès a été étendue aux roches sédimentaires.

Ainsi, le terme de faciès amphibolite par exemple désigne un domaine de l'espace P-T quelque soit le protolithe et par conséquent, un micaschiste à sillimanite, d'origine sédimentaire (métapélite ou pélite métamorphisée), ou un gabbro, portés tous deux à 1GPa et 600°C appartiennent au faciès amphibolite, bien que leurs minéralogies et leurs protolithes diffèrent.

6.2 Importance du protolithe dans les paragenèses métamorphiques et notion de séquence métamorphique

A priori **n'importe quel type de roche est susceptible de subir des transformations minéralogiques, qu'elle soit d'origine océanique (péridotite serpentinisée, basalte, gabbro) ou continentale, magmatique ou sédimentaire (pélites, grès, carbonates, granitoïdes).**

Document 9 : diversité des protolithes au sein d'un faciès métamorphique

La photographie montre la **coexistence spatiale de roches schistosées d'origines diverses** : la **glaucophanite** (au centre) présente un **protolithe basique (basaltes et gabbros)**, alors que la **métapélite** (en haut et en bas), argentée car riche en aluminium donc en mica blanc (phengite) est issue d'**un matériau continental de type détritique.**

Ces **deux assemblages issus de protolithes différents** placés dans une grille pétrogénétique **montrent un domaine de stabilité identiques** (ici schistes bleus) et montrent donc que **des protolithes différents déformés dans les mêmes conditions** peuvent donner des contenus minéralogiques différents mais **se positionner dans un même faciès métamorphique.**

Pour nommer une roche métamorphique, il faut donc être rigoureux avec le vocabulaire : par exemple, une roche nommée «schiste bleu» est un gabbro ou un basalte déformé et métamorphisé sous le **faciès des schistes bleus**, alors qu'un micaschiste déformé sous les mêmes conditions P et T sera nommé «métapélite de faciès schiste bleu».

Document 10 : les 4 grands types de séquences métamorphiques

Selon le type de composition chimique du protolithe, on aura une **succession de minéraux pouvant cristalliser** au cours du métamorphisme. Une telle succession est nommée **séquence métamorphique**, et on en dénombre **4 grands types** :

- **La séquence carbonatée** : les **protolithes** sont variés car les **carbonates** sont rarement purs. De très nombreux minéraux peuvent apparaître comme l'amphibole calcique, le clinopyroxène, le grenat calco-alumineux, le mica blanc, etc. Les roches de cette séquence, des **marbres** au sens large sont très étroitement dépendantes des fluides.
- **La séquence pélitique** : les **protolithes** sont riches en minéraux argileux et donc en **aluminium et donneront des schistes, micaschistes et paragneiss**. Ce sera aussi le cas de divers minéraux métamorphiques possibles : feldspath, grenat, staurotide, cordiérite, silicates d'alumine, chloritoïde, micas variés. **Tous ces minéraux ne se forment pas dans les mêmes conditions P-T, mais ils se remplacent mutuellement** au cours de l'évolution de P et T et les **domaines de stabilité** sont plutôt **étroits**. Il en résulte qu'un protolithe détritique est un **excellent marqueur** des conditions métamorphiques,
- **La séquence quartzo-feldspathique** : le **protolithe** est soit **magmatique riche en silice** («acide», comme les granites et rhyolites) et **évoluera en orthogneiss**, soit **sédimentaire à dominante gréseuse et évoluera en quartzite** (si quartz pur) ou **paragneiss** (si présence de feldspaths). Quartz et feldspaths ayant de **vastes domaines de stabilité**, de tels protolithes sont de **médiocres marqueurs** des conditions thermodynamiques.
- **La séquence des metabasites** : le **protolithe** est soit une **péridotite**, soit une **roche magmatique peu différenciée** de composition proche du **basalte ou du gabbro**. Les roches métamorphiques qu'elles forment ont donné leurs **noms aux faciès d'Eskola**. Les minéraux abondants sont principalement les amphiboles et les pyroxènes.

Remarque : L'importance du protolithe sera également démontrée dans le cas du métamorphisme de contact (ou thermométamorphisme) (cf TP).

Document 11 : principaux minéraux index des paragenèses des séries basiques et pélitiques caractérisant les faciès métamorphiques

conclusion partielle :

L'aspect et le contenu minéralogique d'une roche métamorphique dépendent donc de nombreux paramètres :

- **La nature chimique et minéralogique** de la roche initiale ou **protolithe**,
- **Les déformations**, qui **donnent la texture** (schistosité ou foliation par exemple) et **mettent en contact les cristaux** qui réagiront entre eux,
- **Les conditions thermodynamiques** (pression et température), qui **déterminent les domaines de stabilité** des différents minéraux métamorphiques. L'ensemble des minéraux stables dans un domaine P-T se nomme **paragenèse**.

Les réactions métamorphiques, lentes (mais activées par des températures croissantes) **se déroulant à l'état solide, par migration de fluides** en général aux joints entre cristaux. Ces fluides sont donc également fondamentaux.

II Gradients géothermiques et contextes géodynamiques

Document 12 : Principaux gradients géothermiques et métamorphisme associé.

Un ensemble rocheux peut ainsi au cours de son évolution être soumise à un géotherme particulier, que l'on pourra retrouver en analysant les différentes paragenèses rencontrées sur le terrain : on parle alors de **série métamorphique**.

Les gradients géothermiques se définissent par rapport au gradient géothermique moyen connu dans la Terre, c'est à dire l'augmentation de la température en fonction de la profondeur et donc de la pression. Ce gradient géothermique caractérise le métamorphisme régional : il affecte un large volume d'une dizaine à plusieurs dizaines de kilomètres-cube de roches

Il s'agit donc d'étudier maintenant les principaux gradients géothermiques, responsables de la formation de séries métamorphiques, et de les associer aux conditions géodynamiques de leur mise en place.

Les gradients métamorphiques, c'est-à-dire les conditions P-T pour un protolithe donné **varient selon le contexte géodynamique** :

- le gradient HP-BT (hautes pressions et basses températures), **inférieur à 20°/km**, les conditions ne sont atteintes que si l'enfouissement est rapide, comme dans le **cas d'une subduction**.

- le gradient HT-BP : ces conditions nécessitent un fort géotherme, **50 à 60°/km**, par exemple dans le cas d'une **croûte en cours d'amincissement**.

- gradient MT- MP : proche du géotherme stable c'est à dire **autour de 35°/km**, il s'observe principalement dans un contexte de **collision continentale**.

Document 13 : gradients géothermiques et contextes géodynamiques

1. Le gradient HP-BT

Des roches métamorphiques de HP-BP se rencontrent dans des **contextes dynamiques où la pression augmente beaucoup plus vite que la température** : il faut donc un **enfouissement rapide des roches**, globalement **froides**, sans que celles-ci n'aient le temps de s'ajuster thermiquement avec leur environnement. Ceci est donc compatible avec la **subduction océanique, voire continentale** qui fait passer la lithosphère par les **faciès des schistes bleus et des éclogites**.

Dans les Alpes, on observe même des **roches continentales sous faciès éclogite** présentant des témoins de descente à des profondeurs supérieures à 100km, et montrant des **quartz sous une phase minérale de haute pression appelée coésite**.

On observe donc couramment que :

- **Les paragenèses typiques des protolithes basiques** :
 - **apparition d'une amphibole bleue**, la **glaucophane** et de la **lawsonite** dans le **faciès des schistes bleus** au détriment de l'augite, clinopyroxène magmatique des gabbros et des basaltes,
 - **puis l'apparition de l'omphacite** (solution solide de pyroxène contenant la jadéite au pôle Na), et du **grenat** dans le **faciès des éclogites**.
- **Pour les protolithes continentaux** (granites, ensembles grésopélitiques) :
 - **apparition** des minéraux de type **glaucophane** dans le **faciès des schistes bleus**,
 - **puis** de la **jadéite**, du **quartz** et le **grenat** dans le **faciès éclogite**. Ce gradient correspond aussi au **domaine de stabilité du disthène** (silicate d'alumine).

Ce gradient géothermique, enregistré dans les roches métamorphiques de subduction, est appelé gradient franciscain car décrit au voisinage de San Francisco en Californie.

On le rencontre **dans les zones de subduction récentes du pourtour du Pacifique et dans les chaînes de subduction puis collision récentes** comme la zone liguro-piémontaise des Alpes franco-italo-suissees.

2. Le gradient MT-MP

Décrit par Barrow dans les déformations très anciennes écossaises (chaîne Calédonienne, à la limite du Précambrien et du Cambrien), **on le nomme gradient barrowien ou encore gradient dalradien**.

Il est globalement **rare dans les séries récentes mais abondant dans les chaînes de montagnes anciennes**.

Il est **marqué par une augmentation de P et T conduisant parfois jusqu'à l'anatexie** (qui reste rare) : il traverse donc les **domaines de faciès schistes verts puis amphibolites puis granulites et enfin plus rarement la limite de fusion partielle continentale**.

Il est **typique de la collision continent-continent où l'enfouissement est à l'origine du métamorphisme et associé à l'épaississement crustale dans les phases précoces de l'orogénèse**.

Pour les silicates d'alumine, ce gradient est marqué par la transition **disthène-sillimanite**.

Ce gradient **affecte majoritairement des roches d'origine continentale**, beaucoup plus rarement des roches basiques. Dans ce dernier cas, on rencontre de rares éclogites de haute température.

3. Le gradient BP-HT

Appelé aussi **gradient Abukuma**, il a été observé et défini **dans les chaînes de montagnes du même nom au Japon**. Il se caractérise par l'apparition des **faciès schistes verts, amphibolites puis granulites** (de gradient plus fort que le gradient géothermique moyen crustal donc).

Pour les roches de la série grésopélitique, on note la présence généralisée de la **sillimanite** et l'**apparition du feldspath potassique d'origine métamorphique** (il n'y en a pas a priori dans le protolithe : c'est donc le **passage des micaschistes aux gneiss**).

On constatera souvent de l'**anatexie**, c'est-à-dire l'apparition de la fusion partielle caractérisée par le franchissement du solidus du même feldspath potassique. **Cette anatexie se réalise dans le faciès des granulites**

Pour les **silicates d'alumine**, ce gradient est marqué par la transition **disthène-andalousite puis andalousite sillimanite**.

Attention : Ceci montre, contrairement à une idée reçue tenace, que **le grenat ne signe pas que des conditions extrêmes** du métamorphisme mais que seuls les minéraux qui lui sont associés permettent de savoir si la roche est passée par le faciès éclogite ou granulite.

On rencontre ce gradient dans les **domaines d'ouverture continentale** ou dans les **chaînes de montagnes au cours de leur évolution tardive**, notamment la chaîne hercynienne en France.

→ exemple en TP dans les Pyrénées centrales sur la carte à 1/50 000 de Saint-Girons.

4. Cas du métamorphisme de contact : gradient de Très HT et Très BP

La **mise en place d'un liquide magmatique**, le plus souvent granitique ou apparenté, dans des terrains plus superficiels (on parle d'encaissant, usuellement autour de 5 à 15km de profondeur) montre un **important contraste thermique**. En effet, la température du solidus du granite est d'environ 700°C.

Dans le cas où la **composition minéralogique de l'encaissant le permet**, il peut se produire à **faible distance** (1km maxi) des **réactions métamorphiques significatives de très basse pression et haute température**, le tout en la **quasi-absence de déformations**. Ce phénomène est appelé **thermométamorphisme**

Cf TP avec l'exemple du granite de Flamanville (Bretagne)

Le **métamorphisme de contact** ou thermométamorphisme présente donc les **caractéristiques suivantes** :

- **Peu de déformations** en général, sauf au voisinage de l'intrusion du granite. Ici le granite de Flamanville fait un peu exception car il est contemporain de déformations hercyniennes tardives.
- Des réactions minéralogiques de **THT et BP**, se produisant à **profondeur faible**.
- Des **paragenèses** s'organisent en **auréoles concentriques** autour du massif granitique. **Le faciès est celui des cornéennes**

Ces auréoles sont de faible largeur, de l'ordre de quelques centaines de mètres, typiques d'une décroissance rapide de la température avec la distance. La largeur d'une auréole de thermométamorphisme dépend de peu de paramètres : minéralogie du protolithe, température du granite, température de l'encaissant, conductivité thermique des roches encaissantes, circulations de fluides.

Les réactions les plus significatives sont obtenues avec un **protolithe de type grésopolitique**, ou dans une moindre mesure carbonaté.

5. Cas du métamorphisme hydrothermal

Dans le cas du métamorphisme hydrothermal, l'eau de mer froide pénètre par les fissures dans la croûte océanique nouvellement formée. **L'eau chauffée échange des ions (Na^+ , Mg^{2+} et OH^-) avec la lithosphère** ce qui entraîne des modifications chimiques de la lithosphère et de l'eau de mer (CF SVF). Ces **transformations à l'état solide accompagnées d'un refroidissement** en présence d'eau forme des minéraux hydroxylés et constitue le métamorphisme hydrothermal.

Les faciès typiques sont tout d'abord le **faciès amphibolites**, puis celui des **schistes verts**

L'eau devenue un fluide hydrothermal provoque à sa sortie la formation de fumeurs noirs par dépôts de sulfures métalliques.

Conclusion partielle :

A chaque situation géodynamique particulière est associé un **gradient géothermique particulier**.

La température et les déformations étant des facteurs cinétiques, un ensemble rocheux pourra subir des **transformations structurales et minéralogiques caractéristiques de ce gradient**.

Parfois, **dans le cas** de la mise en place d'un pluton à faible profondeur, donc **du thermo-métamorphisme**, les **déformations ne sont que peu ou pas présentes**, et le seul paramètre pertinent est la conductivité thermique de l'encaissant (en présence ou non de fluides).

Voyons maintenant s'il est possible de reconstituer l'histoire d'un ensemble rocheux ayant subi des déformations et du métamorphisme sous différents gradients géothermiques successifs du fait des mouvements des plaques lithosphériques.

III. Variations temporelles des paragenèses métamorphiques et histoire tectonique des unités crustales

1. détermination d'un chemin P-T au cours du temps.

Les roches crustales, qu'elles soient océaniques ou continentales, peuvent, au cours de leur histoire géodynamique, subir des variations thermodynamiques de conditions de pression et de température, être déformées, et montrer ainsi des **témoins de cette histoire tectonique à travers les recristallisations minérales à l'état solide observées**.

L'**objectif ultime de l'étude de telles roches** consistera donc en la **reconstitution de leur histoire P-T au cours du temps afin de décrypter la succession des conditions géodynamiques successives traversées**

Une telle démarche passe forcément par plusieurs étapes :

- L'**identification des déformations** et de leur **chronologie relative**
- L'**identification des cristallisations métamorphiques** associées aux phases de déformation successives
- La **datation radiochronologique des minéraux apparus**. On date ici la fermeture du système, c'est-à-dire le temps que le minéral a passé sans échanger d'isotopes avec son environnement. (cf SVF et 1e année)

document 14 : relations géométriques permettant d'établir des chronologie relatives entre deux roches ou deux minéraux.

14a : La croissance cristalline métamorphique intervient durant diverses phases de la déformation. Les minéraux enregistrent ou scellent ces déformation, ils sont donc d'excellents marqueurs de l'évolution structurale des unités enfouies puis exhumées.

14b : Dans ce cas, la **phase de déformation prise comme référence chronologique** est celle qui a causée la **foliation des schistes bleus**, le glaucophane qui souligne cette foliation a cristallisé **pendant la phase de déformation** : il appartient à une **paragenèse dite syntectonique ou synchisteuse**.

La **paragenèse des boudins éclogitiques est antérieure** à cette foliation, elle est **dite antéctonique** ou antéschisteuse. Enfin, la **paragenèse des schistes verts qui recoupe la foliation** est **post-tectonique** ou post schisteuse.

14c : en a, le **grenat présente des inclusions enroulées** de façon sigmoïde. Elles sont le signe que le cristal s'est développé en tournant au cours de l'épisode de **déformation rotationnelle ayant formé la schistosité, ce grenat est donc synschisteux tout comme la muscovite qui souligne la schistosité et la chlorite** ayant cristallisée **dans les ombres de pression**. Ces ombres de pressions témoignent d'un **cisaillement senestre**.

En b, l'**omphacite et le quartz** montrent une **linéation identique**, ils sont donc **synchisteux**, en revanche, l'**albite** à cristallisée dans les zones de fracturation de l'omphacite, elle est donc **post-schisteuse**.

On nomme **trajet prograde** l'évolution des conditions P-T dans le **sens de leur augmentation du fait d'un enfouissement jusqu'à un maximum ou pic métamorphique**

On nomme **trajet rétrograde** l'évolution de la roche au cours de sa **remontée vers la surface**. Celui-ci peut se faire **rapidement** (tectonique) **ou lentement** (érosion et ajustement isostatique)

Par exemple, lors d'une collision ou d'une subduction, une unité lithosphérique est charriée sous l'autre et les roches descendent en profondeur suffisamment rapidement pour qu'elles n'aient pas le temps de s'ajuster thermiquement car la conductivité thermique des roches est faible. Il en résulte que ce **trajet prograde** se produit souvent le long d'un **géotherme de basse température-haute pression**.

Une fois la convergence terminée, la croûte s'érode et s'amincit. Mais deux unités lithosphériques superposées contiennent davantage d'éléments radioactifs qu'une croûte normale et stable : **le réchauffement peut donc s'accompagner de la traversée du géotherme stable vers un domaine de plus haute température (trajet rétrograde)** surtout si la remontée est lente (érosion et isostasie)

La difficulté pour le pétrographe est de trouver des reliques du plus grand nombre des étapes subies par la roche.

Fréquemment, une roche donnée n'enregistre pas la totalité des modifications des conditions P-T, les stades du **trajet prograde** par exemple « **effaçant** » **les stades précédents de l'enfouissement**.

En effet lors d'une évolution prograde, la température augmente : les réactions métamorphiques sont donc accélérées, et il peut y avoir perte de fluides. Lors de l'évolution rétrograde, la température baisse : les réactions seront donc moins complètes. Et des fluides peuvent manquer. **L'évolution rétrograde peut donc être incomplètement enregistrée**. Le travail du pétrographe sera donc de trouver de véritables « fossiles » des étapes de l'évolution de la roche, sous forme de **reliques**.

2. étude d'un exemple : étude du chemin P-T de roches basiques (gabbros) dans les alpes liguro-piémontaises

Document 15 :

Les photographies de ce document montrent des gabbros et des méta-gabbros de la zone liguro-piémontaise des Alpes franco-italo-suisse (voir TP Alpes). Ils présentent une grande unité de composition chimique et de lieu (une bande nord-sud des Alpes centrales). On les supposera donc issus d'une même lithosphère océanique actuellement en grande partie disparue, et présente sous forme **d'ophiolites**. Ces roches, selon leur localisation, présentent des témoins de réactions métamorphiques et de paragenèses différentes.

15a. Le protolithe ^(°)

^(°) Le magma basique émis à la dorsale océanique, **en refroidissant lentement, cristallise sous la forme d'un gabbro** (point 1 du trajet). Celui-ci est essentiellement **grenu et bi-minéral** : le **pyroxène** est sombre et le **plagioclase** est blanc. Il ne semble **pas déformé** (pas d'orientation des cristaux). Il est en général **émis vers 2 à 6 km de profondeur et 1000°C**

15b. Les métagabbros prélevés au niveau des ophiolites

Première étape de refroidissement †

† Ce métagabbro **s'est déformé en s'éloignant de la dorsale océanique**, lors du refroidissement de la croûte océanique (point 2 sur le Trajet). Il montre la trace d'une **structure planaire** (=foliation qui est perpendiculaire au plan de la photo) et du **boudinage des pyroxènes** (variation d'épaisseur). La **tectonique** est donc **extensive**.

Sur le zoom, les **pyroxènes** (Cpx) magmatiques **bruns** sont **plus ou moins aplatis en amande** dans ce plan. Ils ne sont **plus en équilibre avec le plagioclase (Pl)** dont ils sont **séparés en couronne** par un minéral noir, **la hornblende** (Hb) : c'est une amphibole brune ; elle entoure complètement le pyroxène et l'isole du plagioclase. Elle se forme conformément à la réaction $Px + Pl + H_2O = Hb$. **De l'eau (H₂O) est nécessaire, car l'amphibole est un minéral hydraté**. On peut raisonnablement supposer que ceci est **dû au refroidissement du matériau en s'éloignant de la dorsale**. La température baisse mais la profondeur augmente peu. Cette **transition** se fait **vers 700°C** et constitue un **géothermomètre** (trait vertical sur la grille **PT**). On est alors dans le **faciès des amphibolites**.

Une remontée en surface de ces deux premières roches peut se rencontrer au niveau de l'ophiolite du Chemaillet (Alpes de Haute-Provence, proche de Briançon)

Seconde étape du refroidissement †

En poursuivant son éloignement à la dorsale, le gabbro † **continue son refroidissement** et sa profondeur évolue peu. La **hornblende** est alors **déstabilisée en actinote**, une **amphibole verte** qui apparaît **vers 500°C**, c'est un **second géothermomètre** (nouveau trait vertical sur la grille). On arrive alors dans le **domaine des schistes verts**.

Début de l'enfouissement ✂

La **subduction s'amorce**, **P augmente** maintenant plus vite que T (rappel : la conductivité thermique des roches est faible) et l'**actinote est déstabilisée en une amphibole bleue**, la **glaucophane**

On entre alors dans le **faciès des schistes bleus** soit un gradient HP – BT. Une telle roche, revenue à la surface se rencontre fréquemment dans le massif du Queyras.

Exercice sur le zoom en LPNA : Le **clinopyroxène** magmatique central est le **plus ancien**, on parle de **relique**. Il est **traversé par une bande d'actinote, donc plus récente** (principe de recoupement) typique des schistes verts, stade 3 du trajet (encore une relique!). **Le tout est entouré d'une couronne** de réaction de glaucophane, **la plus récente** (principe d'inclusion), stade 4 du trajet.

15c. Les éclogites

Suite de l'enfouissement A[∞]

On a ici une paragenèse tout à fait intéressante pour placer la roche dans le diagramme P-T (domaine 5). **L'association Gt + Cpx sodique** est l'association **typique d'une éclogite**, roche métamorphique formée à plus hautes pressions. Les minéraux **glaucophane et épidote** permettaient de positionner précisément la roche dans les schistes bleus or l'association Gt + Cpx sodique est typique d'une **éclogite**, roche métamorphique formée à plus hautes pressions souligne le passage dans le vaste domaine du **faciès éclogite**

du diagramme Cette **éclogite est dite de basse température**. Revenue en surface, on l'observe par exemple au Mont Viso en Italie.

Remarque : Certaines roches continentales sont aussi entrées en subduction (jusqu'à 100km et plus parfois). On y trouve donc aussi des **éclogites de protolithe continental**, qui ne contiennent pas tout à fait les mêmes assemblages minéralogiques : en vue macroscopique, on retrouve ici des grenats rouges , des Cpx verts et on aperçoit des éléments gris brillants, un mica blanc typique des protolithes continentaux riches en Al, la phengite.

De telles roches exhumées se retrouvent en Val d'Aoste en Italie

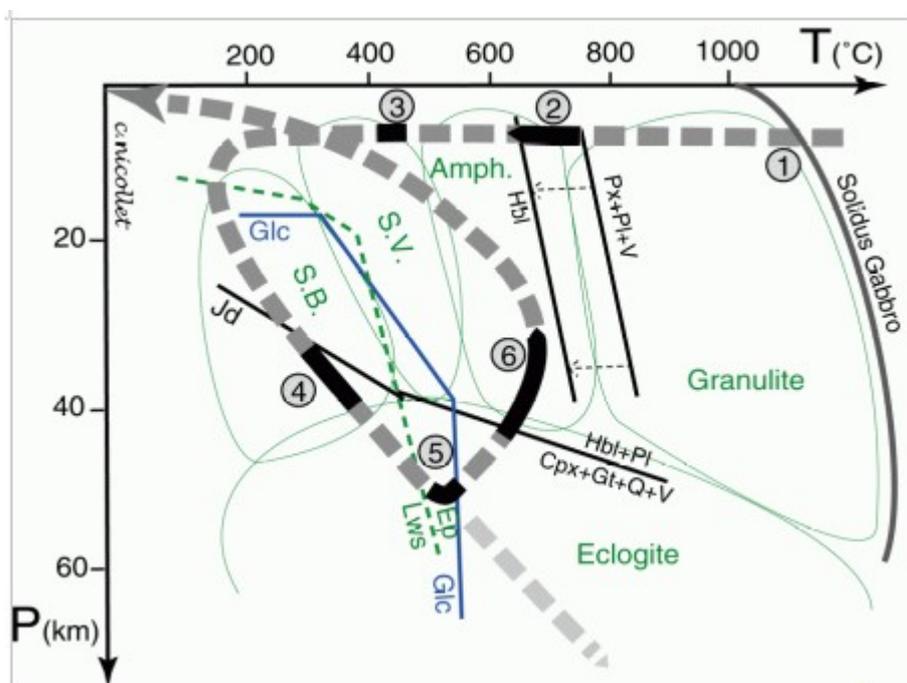
L'évolution rétrograde 1 : déstabilisation des grenats ↴

Dans cette ancienne éclogite, le grenat (rouge, Gt) et le clinopyroxène (brun, Cpx) ne sont plus en équilibre, comme en témoigne la couronne noire autour du grenat. Cette bordure est constituée de hornblende et de plagioclase La réaction $Cpx + Gt + H_2O = Hb$ constitue quasiment un **géobaromètre vers 40km** (3GPa) de profondeur et nous fait repasser dans le **faciès des amphibolites** (repère 6).

Evolution rétrograde 2 ↴

Les grenats peuvent même finir par être totalement déstabilisés et apparaître sous forme de «fantômes» contenant plagioclase et hornblende, voir ci-dessous.

15d. Reconstitution du trajet P-T du gabbro initial au cours du temps



Un gabbro cristallisant à la dorsale (repère1) entre 2 et 6 km de profondeur , se refroidit lentement en s'éloignant de celle-ci. La lithosphère océanique en extension peut être localement déformée ductilement (= sans rupture, repère 2) lorsqu'elle est encore très chaude. D'autre part, les circulations de vapeur d'eau sont abondantes. En conséquence, toutes les conditions sont remplies pour que ces roches recristallisent et soient métamorphosées.

Au point 2, le métagabbro montre le passage, au cours du refroidissement, dans le **faciès amphibolite** puis au point 3 dans le faciès des **schistes verts**. Si ultérieurement, le (méta)gabbro est entraîné dans une zone de subduction, il montrera une minéralogie typique du **faciès Schistes Bleus** (repère 4) puis du faciès **éclogite** (repère 5 sur le diagramme).

Lorsque la lithosphère océanique est subductée en totalité , la croûte des marges continentales peut entrer en collision. L'éclogite peut être incorporée dans cette collision et des lambeaux de croûte continentale peuvent être entraînés. Au début de la collision, lorsque des lambeaux de la croûte continentale sont sous - charriés sous la portion de croûte océanique éclogitisée, cette dernière est ramenée vers la surface tandis que le gradient thermique évolue vers de plus hautes T. La pression exercée sur l'éclogite diminue tandis que celle-ci se réchauffe : la roche (repère 6) s'équilibre dans les conditions du faciès amphibolite jusqu'à disparition des minéraux de l'éclogite.

Lorsque le mouvement de convergence s'interrompt, la croûte continentale épaissie est en déséquilibre gravitaire. Elle **va s'amincir** afin de revenir à l'épaisseur normale d'une croûte d'une lithosphère stable. Des échantillons profonds sont alors ramenés à la surface.

IV. Conclusion

- Le **métamorphisme** consiste en des **transformations structurales et minéralogiques** des roches soumises à des **variations de pression, de température et de composition en fluides**. Les **assemblages minéralogiques à l'équilibre ou paragenèses** sont autant de **témoins des conditions de pression et de température d'une unité rocheuse**.
- **L'augmentation de température et les déformations broyant les cristaux et les mettant en contact**, ainsi que la **circulation de fluides** sont autant de **paramètres activateurs** de la cinétique **des réactions métamorphiques**. Il en résulte que des **changements de conditions progrades** auront **tendance à effacer les épisodes antérieurs**. A contrario, les réactions **rétrogrades** préserveront au moins partiellement les épisodes progrades plus anciens car montreront des **transformations incomplètes**. Ceci explique d'ailleurs la présence en surface de roches métamorphiques, c'est-à-dire d'assemblages minéralogiques métastables.
- **Les variations de pression et température sont le fait des mouvements des plaques lithosphériques**. Les ensembles rocheux pourront donc être soumis à un géotherme variable au cours de leur histoire. **Retracer l'évolution structurale et thermodynamique d'une unité rocheuse revient à retrouver le chemin Pression-Température suivi au cours du temps**
- Le cas particulier du métamorphisme de contact montre des **modifications minéralogiques à proximité d'une intrusion magmatique, a priori indépendante des déformations régionales**. La taille de l'auréole et la nature des transformations dépendent de la température du pluton, de la profondeur du contact, de la conductivité thermique de l'encaissant et de sa composition minéralogique initiale.