

# Les marqueurs géologiques de la convergence

Conférence de M. Jean-Marc Lardeaux, professeur des universités,  
présentée à l'École Nationale de Chimie Biologie - Paris

*Transcription réalisée par MM. Grousset et Jauzein, IA-IPR Lyon.  
Texte revu par M. Jean-Marc Lardeaux.*

*Dans le texte, les références **dia** donnent le numéro de la diapositive du diaporama :  
<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/convergence-lardeaux-2002/convergence.pdf>.  
Les références **Pho** précisent le numéro de la photographie correspondante :  
<http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/convergence-lardeaux-2002/convergence-photos.pdf>.*

Les phénomènes géologiques (**dia1**), concentrés aux limites de plaques sont l'expression des instabilités mécaniques et thermiques liées à la cinématique des plaques (**dia2**). Les processus de convergence des plaques lithosphériques sont à l'origine, entre autres, des subductions péri-continentales ou intra-océaniques et des collisions continent/continent.

Avant tout, il faut remarquer que l'observation et la mesure des déplacements par géodésie spatiale (GPS) a permis un saut qualitatif important dans la compréhension de la tectonique des plaques qui peut aujourd'hui être quantifiée.

## LA SUBDUCTION

Bien que l'objectif de cette discussion soit de présenter les marqueurs géologiques de la subduction, il importe de souligner que c'est l'imagerie géophysique qui nous permet de visualiser de façon très spectaculaire la subduction de la lithosphère à l'échelle globale. Les analyses sismologiques (distribution et profondeur des séismes : **dia3**), géothermiques (**dia4**, distribution hétérogène du flux de chaleur), et tomographiques (**dia5**) permettant de scanner l'intérieur de la Terre.

La subduction - ou sous-charriage - de la lithosphère rigide et froide a une géométrie variable selon l'âge de la lithosphère subduite.

Deux phénomènes sont de première importance et représentés dans les différents modèles de convection à l'intérieur du manteau (**dia6**) :

- la subduction des panneaux plongeants lithosphériques qui soustrait de la matière de la surface
- les panaches mantelliques qui ramènent les matériaux profonds vers la surface.

Les déplacements verticaux (subduction et panaches) sont plus importants que les déplacements horizontaux (expansion océanique et collision par exemple). La subduction est donc un phénomène de premier ordre pour la géodynamique de la Terre.

## Les marqueurs topographiques de la subduction

La région andine montre très bien les anomalies topographiques liées à la subduction (**dia7**) :

- relief positif pour la chaîne des Andes,
- relief négatif pour la fosse océanique.

Il existe cependant un troisième marqueur topographique, les bassins d'arrière arcs, bien visibles sur la carte des reliefs océaniques (**dia8**) au nord du Pacifique. Ces bassins sont liés à la subduction lorsque celle-ci atteint un angle important (lithosphère âgée) : la tension exercée en surface par le

recul du panneau plongeant génère une extension et donc la formation du bassin d'arrière arc par déchirure de la surface de la lithosphère chevauchante (dia9). On note à ce propos qu'une tectonique extensive peut survenir dans des zones de convergence. Il ne faut pas confondre les processus cinématiques (déplacements en convergence et divergence) avec les phénomènes de déformation (compression et extension).

## Les marqueurs tectoniques et magmatiques de la subduction

Les principales structures tectoniques que l'on distingue (dia10 et dia11) sur une carte géologique des Andes par exemple sont des plans de chevauchement et /ou des failles inverses nombreuses et des plis. Les chevauchements sont parfois symétriques (structures en « fleur » permettant la remontée d'écaillés de croûte continentale en surface). Les axes des plis sont orientés parallèlement à la fosse et aux directions cartographiques des plans de chevauchements. Toutes ces structures sont grossièrement perpendiculaires à la direction de convergence (dia10 et dia12) et traduisent le raccourcissement de la marge Andine. On observe enfin sur la carte géologique des plutons de roches granitiques (granitoïdes), des ensembles volcaniques, des portions de croûte continentale ancienne et des séries sédimentaires déformées (dia10).

**Pho1** : granodiorite (croûte) avec enclave de roche basique (gabbro) de la base de la croûte, typique d'une roche provenant de la fusion partielle de matériaux situés à l'interface croûte/manteau.

**Pho2** : granodiorite en lame mince : roche grenue à amphibole et mica, deux minéraux hydroxylés issus de la cristallisation d'un magma calco-alkalin hydraté des zones de subduction.

**Pho3** : volcanisme violent, de type explosif avec un magma très riche en gaz ce qui est lié au caractère hydraté de ce magma.

**Pho4** : Andésite, roche volcanique riche en verre à structure microlitique. On retrouve, en phénocristaux, les mêmes minéraux que dans la granodiorite, plagioclase, amphibole et quartz.

**Pho5** : éruption du Mont Saint Helens : coulées de boue constituées de cendres remobilisées par la pluie qui témoignent du caractère fortement explosif de ce type de volcanisme.

La coupe géologique des Andes (dia11) résume ces observations :

- nombreux plutons granitiques et volcans qui traduisent une forte activité magmatique. En conséquence, les zones de subduction sont le lieu de la croissance crustale par extraction de matière du manteau pour former la croûte continentale.
- plis à plans axiaux sub-verticaux, chevauchements (roche plus ancienne située géométriquement au-dessus la roche plus récente), failles inverses qui traduisent le raccourcissement et l'épaississement de la croûte.

**Pho6** : pli centimétrique dans un échantillon de sédiments plissés.

**Pho7** : micro plis dans une lame mince de sédiments très déformés.

La chaîne andine (dia13) montre de nombreux témoins géométriques de son évolution au cours du temps : plutons anciens déformés par des failles et des plis, plutons récents recoupant des structures tectoniques, sédiments plissés qui se sont déposés dans un bassin d'arrière-arc ancien (-95 Ma) contemporain de la subduction précoce d'une vieille croûte océanique (cf dia9).

Par ailleurs, dans les zones de subduction, on peut observer un troisième type de structure tectonique : les décrochements (dia14), plans verticaux de coulissage qui s'ajoutent aux failles et aux plis. Ils proviennent de l'obliquité du vecteur convergence par rapport à l'axe de la chaîne.

Enfin, il faut signaler l'existence d'un dernier marqueur tectonique, ou plus exactement tectono-sédimentaire, dans les zones de subduction que l'on appelle un prisme d'accrétion. Ce dernier est constitué de roches sédimentaires (dia15) stoppées par un butoir résistant (« backstop », marge continentale ou arc magmatique) et dont l'accumulation va produire une structure tectonique remarquable. Ces sédiments sont eux-mêmes des témoins géologiques de la convergence ; ils sont

d'origine variée, sédiments océaniques, sédiments détritiques d'origine continentale, produits volcaniques érodés sur la marge chevauchante. On retrouve, dans le prisme d'accrétion, des plis, des failles inverses, des chevauchements, qui témoignent de la déformation qui affecte ce domaine qui est raccourci et épaissi.

## Les marqueurs métamorphiques de la subduction

Les zones de subduction sont caractérisées par le développement de domaines métamorphiques contrastés. En effet, les conditions thermiques sont différentes (dia16) dans la partie sous-charriée (métamorphisme HP et BT) et dans la marge chevauchante (métamorphisme BP et HT) :

-Des magmas basiques (gabbros) cristallisent à la base de la marge chevauchante (dia17) : ils sont représentés en noir sur le schéma. Cette mise en place de magmas basiques surchauffe (transfert de chaleur par les magmas) la croûte encaissante. Il en résulte un métamorphisme (noté M) de haute température avec formation de migmatites et fusion partielle (formation de liquides granitiques).

**Pho8** : gabbro lité (magma de la base de la croûte) extrait du manteau partiellement fondu en présence d'eau.

**Pho9** : fusion partielle de la croûte continentale (anatexie). Noter la présence d'une enclave de roches basiques (de type gabbro).

**Pho10** : filons de granites : remontées de magma acide issu de la fusion partielle de la croûte continentale profonde et mis en place dans les roches métamorphiques de la croûte supérieure. Les liquides collectés et transférés par ces filons pourront donner naissance à des plutons de granites.

-Dans la lithosphère océanique qui subducte, les roches sont déjà dans le faciès des schistes verts (SV), donc riches en chlorite et actinote (métamorphisme océanique, cf programme de 1<sup>e</sup> S). Lors de leur enfoncement (sous-charriage) elles seront progressivement portées dans les conditions des faciès des schistes bleus (SB), donc riches en glaucophane (amphibole sodique qui est un minéral moins hydraté qu'une chlorite), et enfin dans les conditions du faciès des éclogites (E) où prédominent des minéraux anhydres comme la jadéite et le grenat. Toutes ces transformations minéralogiques s'accompagnent donc d'une déshydratation progressive. De même, les sédiments portés par la lithosphère en subduction vont progressivement se déshydrater en devenant des roches métamorphiques de haute pression et basse température. Ce sont ces fluides libérés qui vont permettre la fusion partielle du manteau de la marge chevauchante.

**Pho11** : lame mince ( L.N.) dans un méta-gabbro océanique. On observe le plan de foliation soulignée par des minéraux déformés, en particulier feldspaths, amphiboles (actinotes) et chlorites de couleur vert foncé.

On remarque ici l'intérêt géologique de l'étude des zones de subduction : tous les phénomènes géologiques y sont couplés. En effet, la subduction de la lithosphère océanique hydratée génère des transformations métamorphiques qui libèrent des fluides. Ces derniers hydratent le manteau sus-jacent et provoquent sa fusion partielle. En conséquence se forment des liquides magmatiques qui pourront soit s'épancher en surface (volcanisme des marges actives) soit être stockés et cristalliser au sein de la croûte chevauchante. La cristallisation de ces magmas basiques (gabbros) va libérer une importante quantité de chaleur et la croûte continentale encaissante va, à son tour, être métamorphosée et fondre partiellement. Il y a donc couplages entre transferts de matière, de fluides et de chaleur.

**Pho12** : roche métamorphique dans le faciès des Schistes Bleus. Lamelle mince (LPNA). La glaucophane se développe ici entre des cristaux de lawsonite ( silicate calcique hydraté ).

**Pho13** : métagabbro à glaucophane. Lamelle mince (LPNA). La glaucophane se développe autour, et à partir, de reliques de pyroxène magmatique que l'on peut encore apercevoir au centre des

couronnes. Les anciens plagioclases magmatiques sont remplacés par des épidotes (silicates calciques, ici à fort relief).

**Pho14** : bloc d'éclogite. On y distingue le grenat rose et la jadéite verte.

La connaissance de la minéralogie des roches subduites est établie de deux façons :

-Des études expérimentales, au laboratoire, où l'on soumet un échantillon de chimie donnée aux conditions de pression et température des zones de subduction.

-Des observations directes des roches métamorphiques échantillonnées le long du plan de Benioff (**dia18** : localisation des lieux d'affleurements de schistes bleus ou d'éclogites dans des zones de subduction actuelles) et qui sont exhumées par des processus tectoniques au sein de prismes d'accrétion d'échelle crustale comme par exemple en Californie ou dans les Caraïbes (**dia19**). Certains de ces échantillons peuvent également être ramenés en surface sous forme d'enclaves au sein de roches volcaniques, quand un volcanisme explosif recoupe une lithosphère en subduction (cordillères Américaines).

## **Subduction intra-océanique et subduction continentale**

Par rapport au schéma « standard » d'une subduction à l'interface continent-océan deux situations Particulières méritent d'être soulignées :

- D'une part la subduction intra-océanique qui peut conduire, comme c'est le cas en Oman (**dia20**), à l'obduction d'une portion de lithosphère océanique sur une marge continentale. Cette obduction est contemporaine de la subduction d'une autre portion de lithosphère océanique. Cette dernière sera métamorphisée dans les conditions de haute pression et basse température et coexisteront dans une même zone de convergence des roches océaniques obduites et donc intactes et des roches océaniques transformées dans les faciès des schistes bleus et des éclogites.

- D'autre part la subduction continentale. Il s'agit d'un concept nouveau en termes de tectonique des plaques et qui a été mis en évidence grâce à des données pétrologiques d'une part (découverte d'échantillons de méta-granite dans le faciès des éclogites et donc subduits) et géophysiques d'autre part (tomographie sismique qui montre dans le cas de la collision Inde-Asie la subduction de la croûte continentale, **dia21**).

**Pho15** : affleurement de méta-granite déformé de façon hétérogène. On remarque le développement progressif de la foliation. L'échantillon de la **Pho16** provient d'une zone peu déformée de cet affleurement.

**Pho16** : lame mince (L.P.) de méta-granite dans le faciès des éclogites : entre les micas et les anciens feldspaths se développe une couronne de grenats. Les feldspaths sont presque totalement remplacés par de la jadéite (cristaux à fort relief de teinte jaune orangé à gris foncé).

**Pho17** : inclusion de coésite (forme de très haute pression de la silice) dans un grenat provenant d'un échantillon de croûte continentale subduite et exhumée.

## **Où trouver certains de ces marqueurs en France ?**

On trouve, par exemple, dans les Alpes occidentales des témoins d'une lithosphère océanique impliquée dans une paléo-zone de subduction. A partir de la carte géologique au 1/1000.000<sup>ème</sup> de la France (**dia22**), on montre que les Alpes résultent de la convergence entre une lithosphère continentale Européenne (Massif Central, Vosges, massifs cristallins externes des Alpes et couvertures sédimentaires) et une lithosphère continentale Adriatique (ou Apulie, promontoire de la plaque Afrique, matérialisée par la croûte continentale des Alpes du Sud et ses couvertures sédimentaires). Les témoins de la suture océanique impliqués dans la subduction alpine sont visibles dans le domaine liguro-piémontais (ou zone piémontaise), ce sont les ophiolites (**dia23**). Les

ophiolites du Chenaillet représentent une portion très bien préservée du domaine océanique obduit sur la marge Européenne. Les ophiolites du Queyras correspondent à des fragments de faibles volumes de lithosphère océanique emballés dans des méta-sédiments (« schistes lustrés ») et métamorphisés dans les conditions du faciès des schistes bleus. Les ophiolites du Mont Viso, les plus orientales, correspondent à des portions de lithosphère océanique transformées dans les conditions du faciès des éclogites et emballées dans des serpentinites. Grâce aux techniques de la géochronologie absolue, les âges de ces évolutions métamorphiques de haute pression et basse température sont datés entre le Paléocène et l'Eocène inférieur (pp24). Il existe aussi des portions de croûte continentale métamorphisées à très haute pression ( massif de Dora-Maira, pp23, et de façon plus générale les massifs « cristallins internes ») et donc subduits. L'âge de ce métamorphisme est plus récent à 35 M.a. (dia24) et marque l'implication de la marge Européenne amincie dans la zone de subduction alpine. En conséquence, on doit proposer que les zones internes des Alpes occidentales témoignent du fonctionnement, à l'Eocène, d'une paléo-zone de subduction (dia25). Ce n'est qu'à l'Oligocène que la marge continentale entre à son tour dans la zone de subduction marquant ainsi la transition entre un régime de subduction et un régime de collision continentale.

**Pho18** : lame mince (L.P.) dans un échantillon d'éclogite du Mont Viso. On y observe de la jadéite (teinte verte), du grenat (incolore à fort relief) et de la glaucophane (teinte bleue).

**Pho19** : lame mince (L.P.) dans un échantillon de méta-basalte du Queyras montrant des cristaux de glaucophane.

**Pho20** : idem **Pho13**. Méta-gabbro du Queyras.

**Pho21** : ophiolites du Chenaillet. Pillow-lavas très bien préservés.

## LA COLLISION CONTINENTALE

L'examen de la distribution des séismes (dia26) montre bien que les chaînes de montagnes dites de collision (Alpes, Himalaya par exemple) correspondent à des zones actives de la lithosphère continentale. Ces chaînes de collision correspondent à des zones de convergence de plaques où sont localisées des instabilités mécaniques, c'est à dire des déformations instantanées (séismes) ou permanentes (chaînes de montagnes) de la lithosphère.

### **Reliefs et racines : 2 marqueurs couplés de la collision continentale**

Les chaînes de collision récentes sont toutes caractérisées par d'importants reliefs positifs (dia27).

Ces anomalies topographiques, étroites et allongées, sont l'expression en surface d'un épaissement important de la lithosphère continentale comme le montre la présence de racines sous les chaînes de collision, à l'aplomb des reliefs. Dans le cas des Alpes occidentales (dia28), l'imagerie géophysique montre bien la zone épaissie et le sous-charriage actuel de la lithosphère Européenne sous l'Apulie.

**Pho22** : reliefs spectaculaires dans une chaîne de collision récente (Himalaya).

### **Les bassins flexuraux : marqueurs tectono-sédimentaires de la collision continentale**

Le fort épaissement qui caractérise les chaînes de collision est à l'origine d'une importante surcharge qui affecte la lithosphère sous-charriée. Cette dernière plie sous la surcharge et se flexure. Cette déformation à grande longueur d'onde est à l'origine de la formation d'un bassin dit flexural (molassique ou d'avant-pays, dia29). Dans ce bassin vont s'accumuler les produits de l'érosion des

reliefs de la chaîne de montagnes. Dans le cas de la chaîne alpine, c'est la lithosphère Européenne qui porte un bassin flexural qui s'étend de Genève à Vienne. La formation de ce bassin est datée de l'Oligocène (35 M.a.) et marque le début de la collision continentale dans les Alpes. A mesure que la collision continentale progresse, les sédiments de ces bassins flexuraux vont être impliqués dans le raccourcissement et seront donc déformés. Le bassin est ainsi incorporé à la chaîne de collision et un nouveau bassin molassique va se former à l'avant du front de collision.

## **Migmatites et granites : marqueurs pétrologiques de la collision continentale**

Reliefs et bassins flexuraux sont donc des marqueurs géologiques, visibles en surface, de la collision continentale. En profondeur, la racine de la chaîne de collision va être le siège d'une fusion partielle du fait de l'élévation du flux thermique qui suit l'épaississement (dia29). En effet, l'épaississement crustal est à l'origine d'une anomalie thermique qui résulte de l'accumulation des matériaux continentaux riches en éléments radiogéniques (U, K, Th). L'élévation du flux est toujours postérieure à l'épaississement car il faut que l'excès de chaleur produit puisse être diffusé. Or les roches de la lithosphère sont de mauvais conducteurs (leur diffusivité thermique n'est que de l'ordre de  $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). Il y a donc toujours un délai (de l'ordre de 10 à 20 M.a.) entre l'épaississement et le début de la fusion partielle. Cette dernière va être à l'origine de la formation de migmatites (anatexie crustale). Une partie des liquides anatectiques ainsi formés pourront être collectés et former des granites qui migreront vers les niveaux plus superficiels de la chaîne de montagnes.

**Pho23** : fusion partielle de la croûte continentale (anatexie et formation de migmatites) dans les zones de racines de chaînes de collision érodées.

Dans les chaînes de collision récentes, comme les Alpes occidentales, les migmatites et les granites qui se forment à la racine sont bien sûr difficiles à observer. Pour observer les racines de chaînes de collision continentale, il faut travailler dans des chaînes anciennes, fortement érodées où les parties profondes du domaine orogénique affleurent. Par exemple, la carte géologique au 1.1000.000<sup>ème</sup> de la France (dia22) permet d'observer les granites et les migmatites du Massif Central, c'est à dire les zones profondes d'une chaîne de collision, et le bassin molassique Suisse, c'est à dire la partie superficielle de la chaîne alpine.

## **Les marqueurs tectoniques de la collision continentale**

Les chaînes de collision sont des lieux de raccourcissement et d'épaississement de la lithosphère continentale. En conséquence, les roches impliquées dans la formation de la chaîne (orogénèse) seront affectées de structures tectoniques qui accommodent le raccourcissement et l'épaississement. Le schéma (dia30) représente les structures de déformation essentielles dues à la collision : plissements, failles inverses, plis-failles et charriages (ou chevauchements).

**Pho24** : Chevauchements et plis dans la couverture sédimentaire Européenne. Alpes Suisses.

**Pho25** : Plis « droits » (à plans axiaux sub-verticaux) dans les sédiments de la zone dauphinoise (couverture sédimentaire Européenne). Alpes Françaises.

**Pho26** : Plis couchés dans les roches métamorphiques des zones internes des Alpes Italiennes.

Une observation plus détaillée des structures tectoniques de la chaîne alpine indique :

- une limite tectonique, le front pennique ([dia31](#)) qui marque la limite du chevauchement des zones internes des Alpes sur la lithosphère Européenne avec des terrains métamorphiques en position haute et non métamorphiques en position basse,
- des observations de terrain montrent les déformations ([dia32](#)) subies par la couverture sédimentaire de l'Europe, lors de la collision avec la plaque Africaine,
- le moteur de ces déformations est en réalité le sous-charriage de la plaque Européenne ([dia33](#)) qui impose le plissement de la couverture sédimentaire sous la zone Briançonnaise.

Une série de coupes réalisées dans les Alpes occidentales ([dia34](#)) permet de bien illustrer la déformation d'une chaîne collision. Plis, plis-failles et chevauchements ainsi que le double déversement (ouest et est) des structures de compression.

Enfin, il faut signaler que d'autres structures tectoniques peuvent se développer dans les chaînes de collision. C'est le cas des décrochements que l'on peut observer à l'échelle crustale en particulier dans la zone de collision Inde/Asie ([dia35](#)). Ces grands accidents verticaux (Altyn Tagh fault et Tien Shan par exemple) permettent le coulissage de blocs continentaux durant la convergence et sont à l'origine des processus d'extrusion continentale.

**Pho27** : Schéma structural de la collision Inde / Asie montrant l'importance des décrochements d'échelle continentale (poinçonnement de l'Asie par l'Inde).

## **Convergence et collision : quelques questions ...**

Dans les chaînes de collision, on a très longtemps pensé que les structures de raccourcissement et d'épaississement (plis, chevauchements...) étaient les seules structures accommodant la convergence des plaques. Depuis une vingtaine d'années, il est clair que les déplacements (coulissages) de blocs rigides le long de grands décrochements accommodent également la convergence des plaques lithosphériques. Enfin depuis une dizaine d'années, nous réalisons que la subduction continentale est un processus important et sans doute commun durant la convergence. La grande question qui est posée aux géologues aujourd'hui est celle de la part respective de ces trois processus ([dia36](#)) dans l'évolution d'une chaîne de collision.

Enfin, et pour conclure sur quelques perspectives de réflexion, on sait aujourd'hui qu'il existe de l'extension au cœur des chaînes de collision. C'est le cas dans les Alpes occidentales, où le champ de déformation actuel ([dia37](#)), révélé par les séismes, les structures tectoniques récentes et la géodésie, indique que les zones internes sont en extension, alors que des structures compressives se développent aussi bien coté Européen que coté Adriatique. Cette extension contemporaine de la convergence actuelle est encore mal comprise.