



Chapitre 4 : la dynamique des zones de convergence

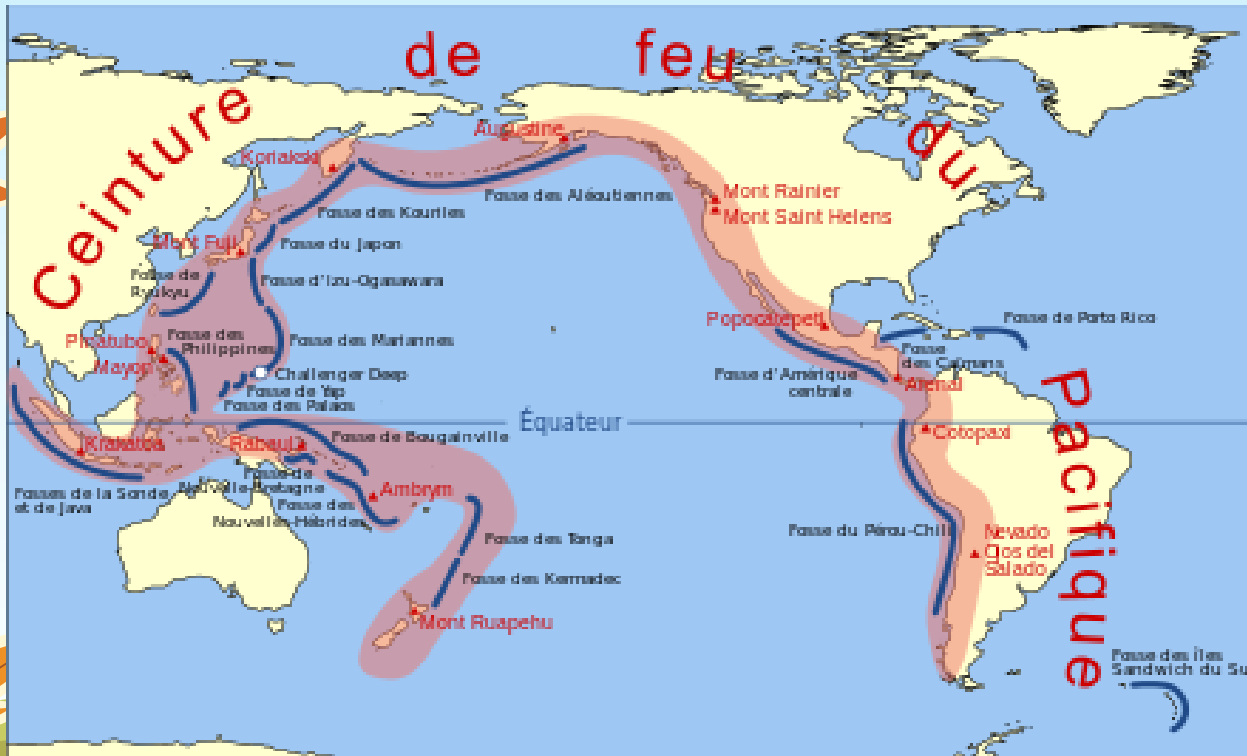
dynamique des zones de subduction
magmatisme des zones de subduction
dynamique des zones de collision

Introduction

On sait que les frontières de plaques sont des zones actives. Il existe des zones où les plaques lithosphériques s'affrontent. C'est la convergence lithosphérique.

Les chaînes de montagne présentent les traces d'ancienne zone de subduction à l'origine de la disparition d'une lithosphère océanique.

Les zones de subduction actuelles sont des secteurs dans lesquels une lithosphère océanique passe sous une autre portion de lithosphère et s'enfouit au sein du manteau.



Ces zones sont caractérisées par une **intense activité sismique** mais aussi par un **magmatisme caractéristique**.

La Ceinture de Feu du Pacifique regroupe ainsi plus de 75% des volcans émergés de la planète.

On va chercher à comprendre ce qu'il se passe quand les plaques convergent.

On distingue le volcanisme effusif avec la prédominance de lave fluide...



...et le volcanisme explosif caractérisé par les projections de matériaux (cendres, gaz ...).



Les zones de subduction, qui caractérisent les **marges actives** des plaques tectoniques, sont le siège d'un volcanisme brutal, souvent **explosif**, associé à une forte sismicité.

Le **volcanisme explosif des zones de subduction** s'accompagne d'émission de gaz, cendres, nuées ardentes et de laves visqueuses.

Les éboulements et les explosions décapitent le volcan et ouvrent un grand cratère. Cette phase majeure est caractérisée par la formation de **nuées ardentes**, projections solides accompagnées de gaz en combustion à très haute température, émises souvent à l'horizontale, à la vitesse initiale de 500 km/h et précédées d'une onde de choc meurtrière.



1. La dynamique des zones de subduction

Activité 8 : le magmatisme des zones de convergence

ETAPE 1 : CONCEVOIR UNE STRATEGIE

Proposer une démarche d'investigation permettant de vérifier qu'il existe **une relation entre le pendage de la plaque plongeante et la distance des volcans par rapport à la fosse.**

Ce que je fais : j'observe des coupes au niveau de différentes zone de subduction afin de déterminer le pendage de la plaque plongeante en observant la disposition des foyers sismiques
Sur ces coupes je mesure la distance entre la fosse et les premiers volcans.

Comment je le fais: Les coupes seront obtenues en utilisant un logiciel du type tectoglob.
Le pendage est une mesure de l'angle d'inclinaison de la plaque plongeante par rapport à l'horizontale, elle peut être réalisée avec un rapporteur.

La distance est une simple mesure de proportionnalité à une échelle.

Ce que je pense obtenir: On devrait observer une relation entre les mesures de pendage et la distance fosse/volcans.

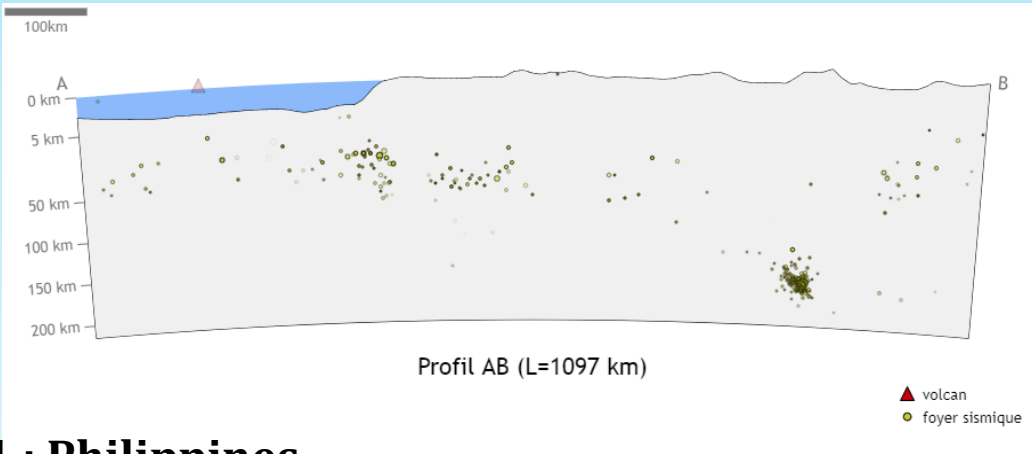
On peut supposer que soit :

la distance fosse/volcan augmente quand le pendage diminue

la distance fosse/volcan diminue quand le pendage augmente

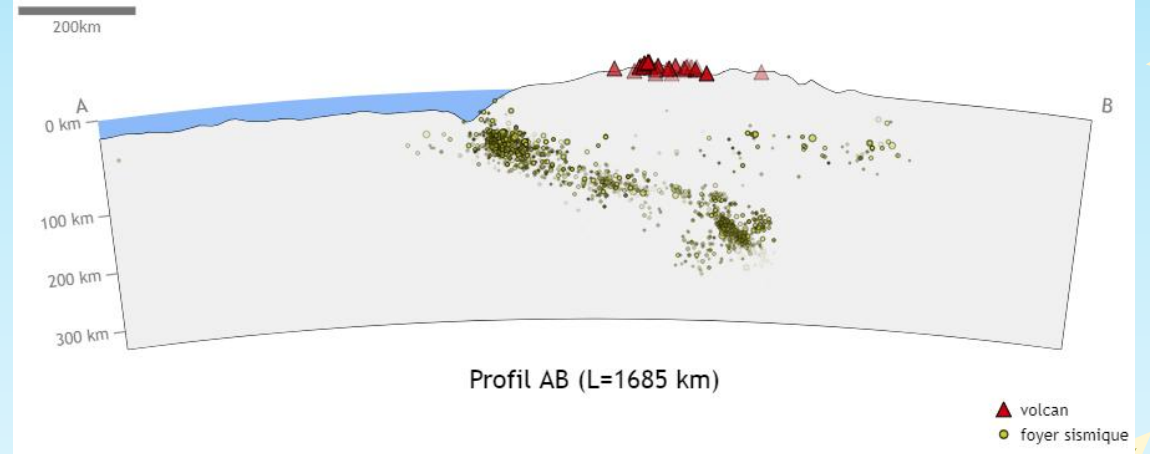
4 : Profil Amérique du Sud Nord

Pendage 18° - Pas de volcans
Âge de la LO : 5 à 23.5 Ma



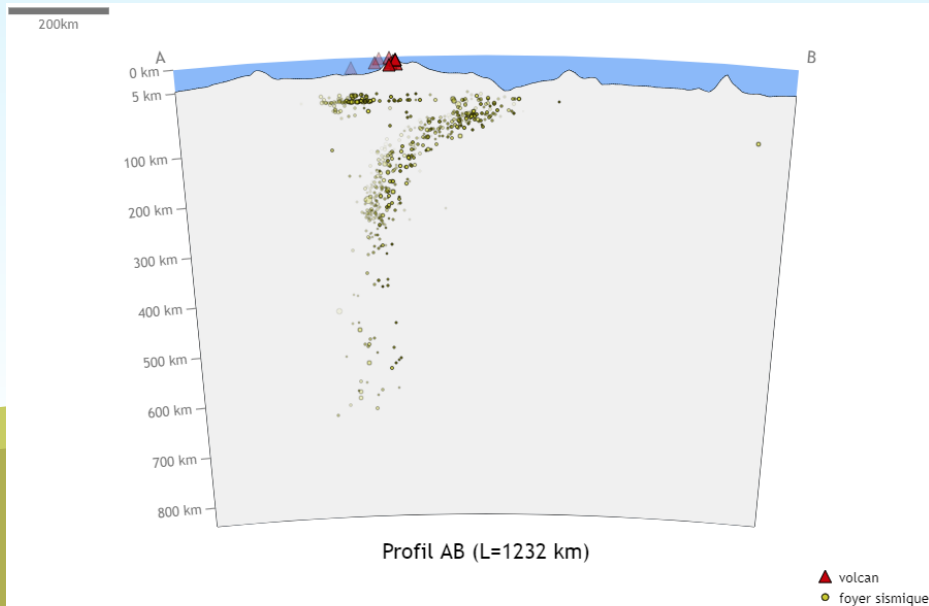
2 : Profil Amérique du Sud Central

Pendage 22° - Distance à la fosse : 280 Km
Âge de la LO : 23.5 à 65 Ma



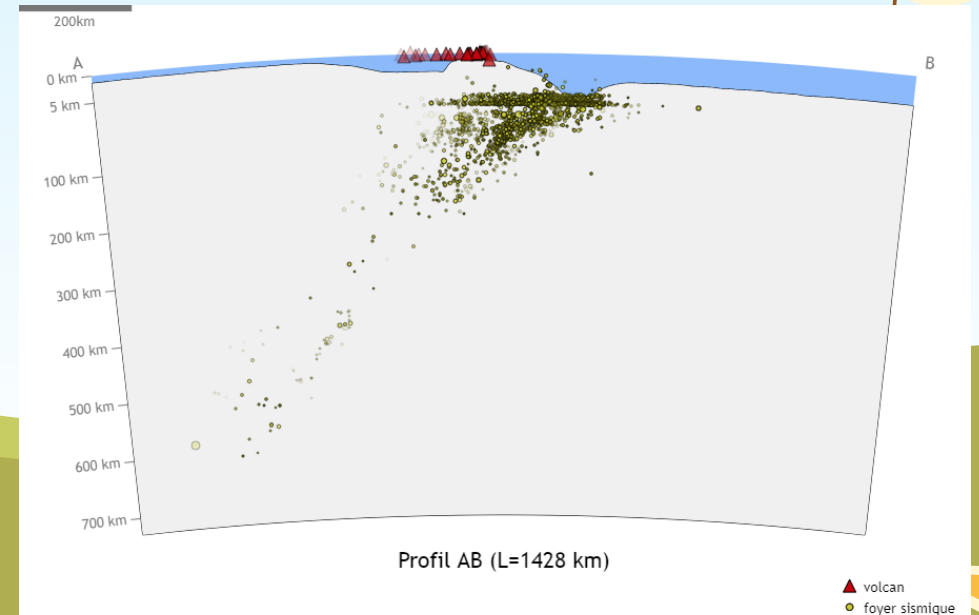
1 : Philippines

Pendage 30° puis 83° - Distance à la fosse : 200 Km
Âge de la LO : 135 à 164 Ma

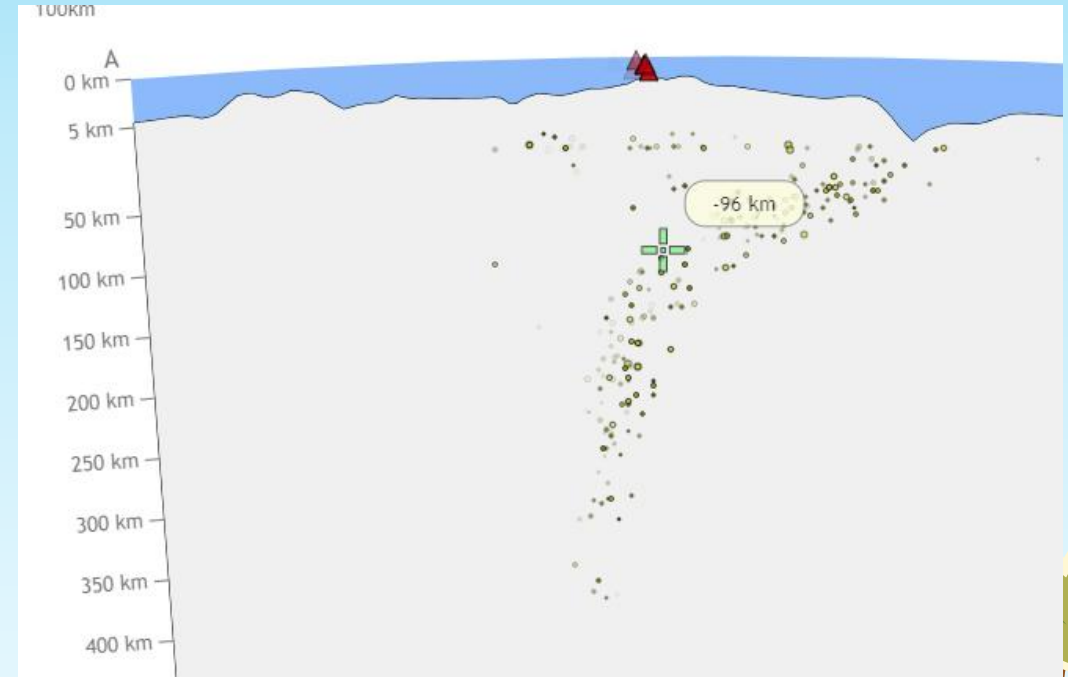
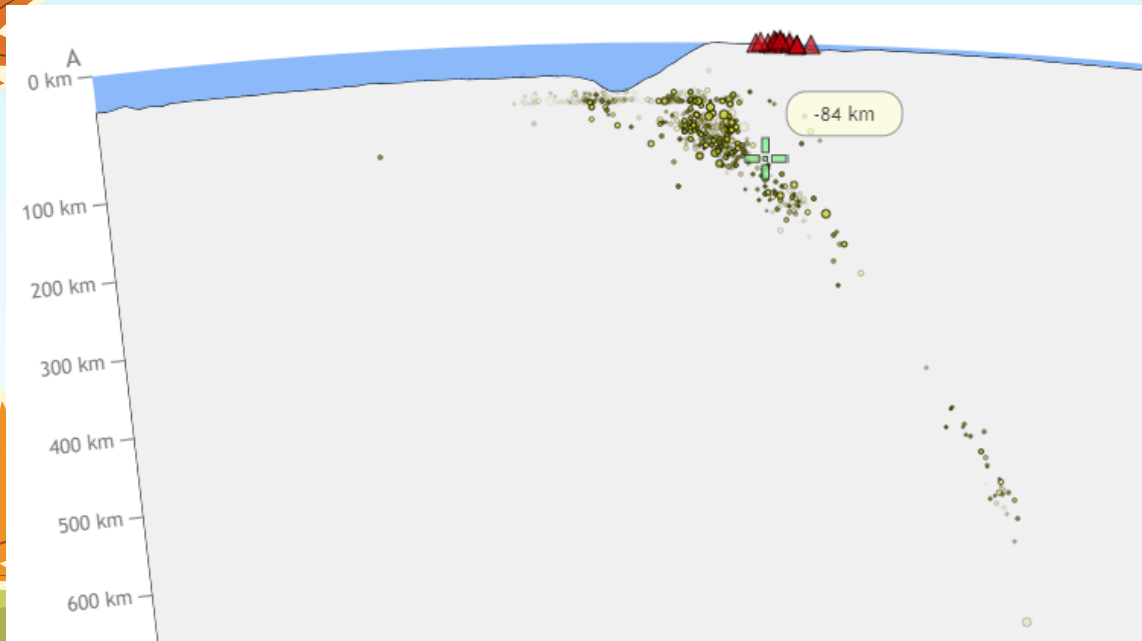
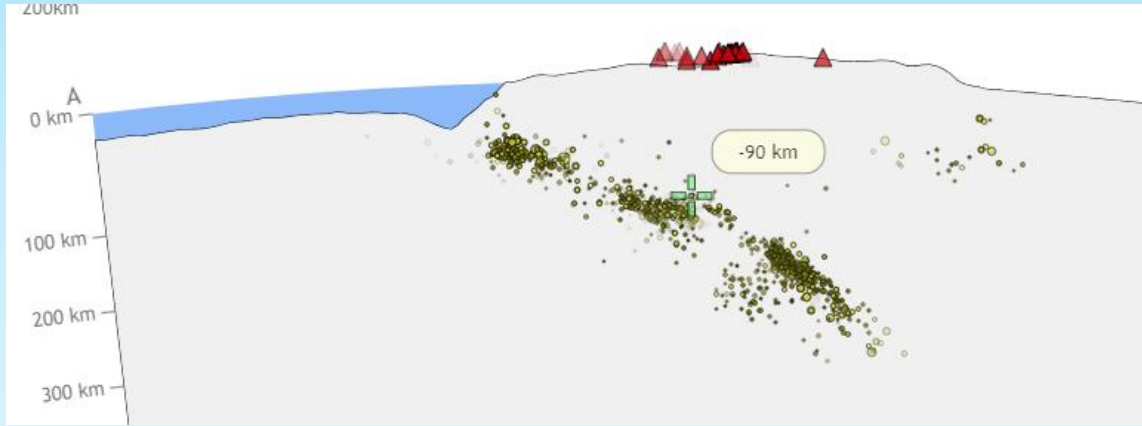


3 : Profil Nord Japon

Pendage 45° - Distance à la fosse : 130 Km
Âge de la LO : 96 à 135 Ma



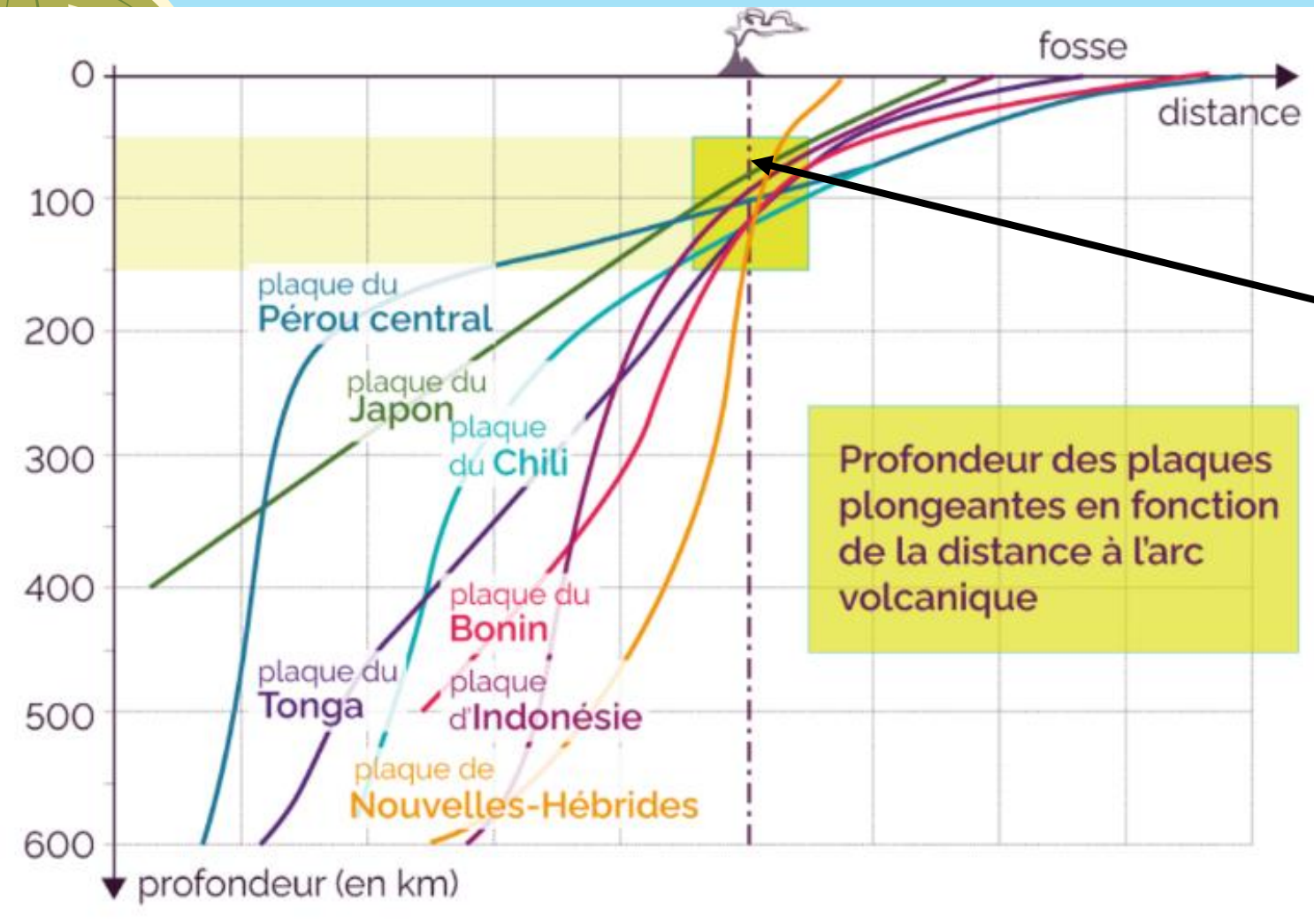
On observe une relation entre l'âge du fond océanique et son pendage. En effet, **plus le fond océanique est âgé, plus le pendage est important.**



On observe que la distance entre les volcans et le sommet de la plaque plongeante est d'environ 90 à 100 km.

On peut supposer que c'est à cette profondeur que se forme le magma qui donnera naissance aux volcans situés à l'aplomb.

Dans le cas de la coupe 4, le pendage est très faible et atteint difficilement les 100 km de profondeur, ce qui explique l'absence de magma et donc de volcans.



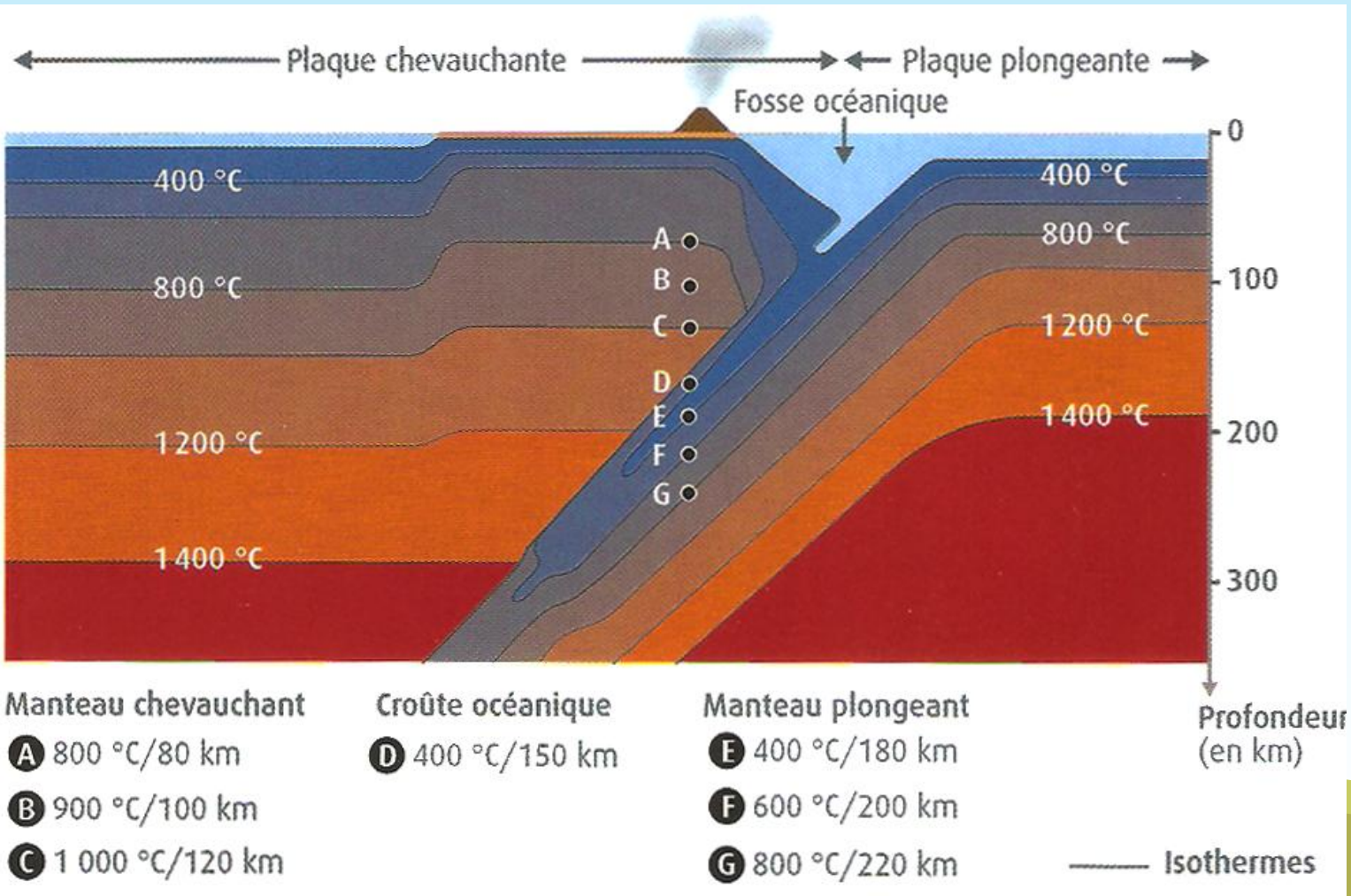
Les volcans actifs dans les zones de subduction sont situés à l'aplomb des plans de Bénihoff, là où ceux-ci atteignent 100 à 150 km de profondeur.

La genèse des magmas se situe donc à ce niveau, au-dessus de la lithosphère océanique plongeante.

ETAPE 2 : FORMULER UNE HYPOTHESE

A ce stade de l'étude, il est difficile de savoir quelle est la roche qui entre en fusion pour former le magma, néanmoins en se basant uniquement sur la profondeur trouvée avec le document précédent, on peut supposer que ce serait plutôt la **roche du manteau chevauchant : la péridotite**.

Vérifions cette hypothèse



Dans les zones de subduction, on observe que l'activité volcanique est localisée au niveau d'un arc volcanique à une centaine de km de distance de la fosse.

Les points A, B, C correspondent à des péridotites du manteau lithosphérique du manteau chevauchant.

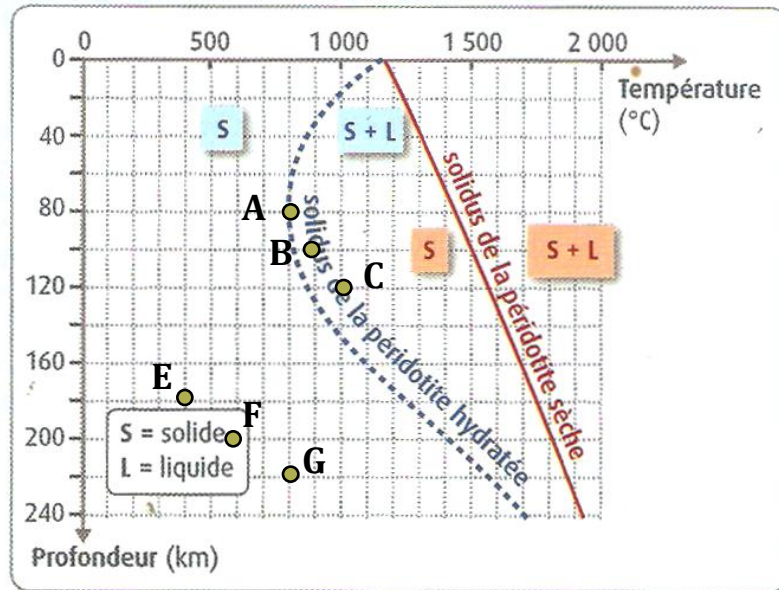
Le point D correspond à une roche de la croûte océanique plongeante.

Les points E, F, G se situent dans le manteau lithosphérique plongeant.

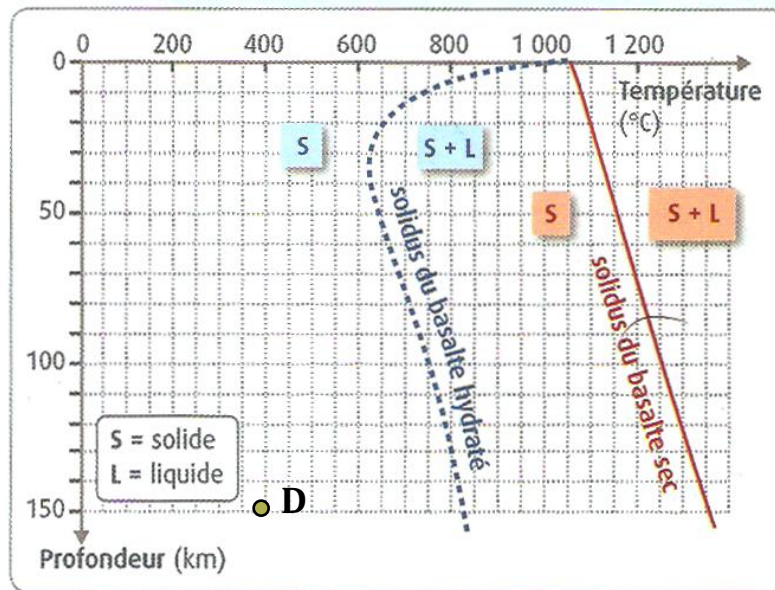
Reportons les points A,B,C,D,E,F,G du document précédent sur les graphiques.

Au laboratoire, il est possible de soumettre un échantillon de roche à différentes conditions de pression P (correspondant à différentes profondeurs) et de température T, et d'observer l'état de la matière. Les mesures réalisées permettent de tracer, sur un diagramme P/T, la courbe de fusion commençante

d'une roche (ou fusion partielle), appelée **solidus**. Connaissant les conditions de pression et de température rencontrées par une roche dans un contexte géodynamique donné, on peut alors déterminer si les conditions de fusion de la roche sont atteintes dans ce contexte.



Conditions de fusion d'une péridotite sèche ou hydratée.



Conditions de fusion d'un basalte sec ou hydraté.

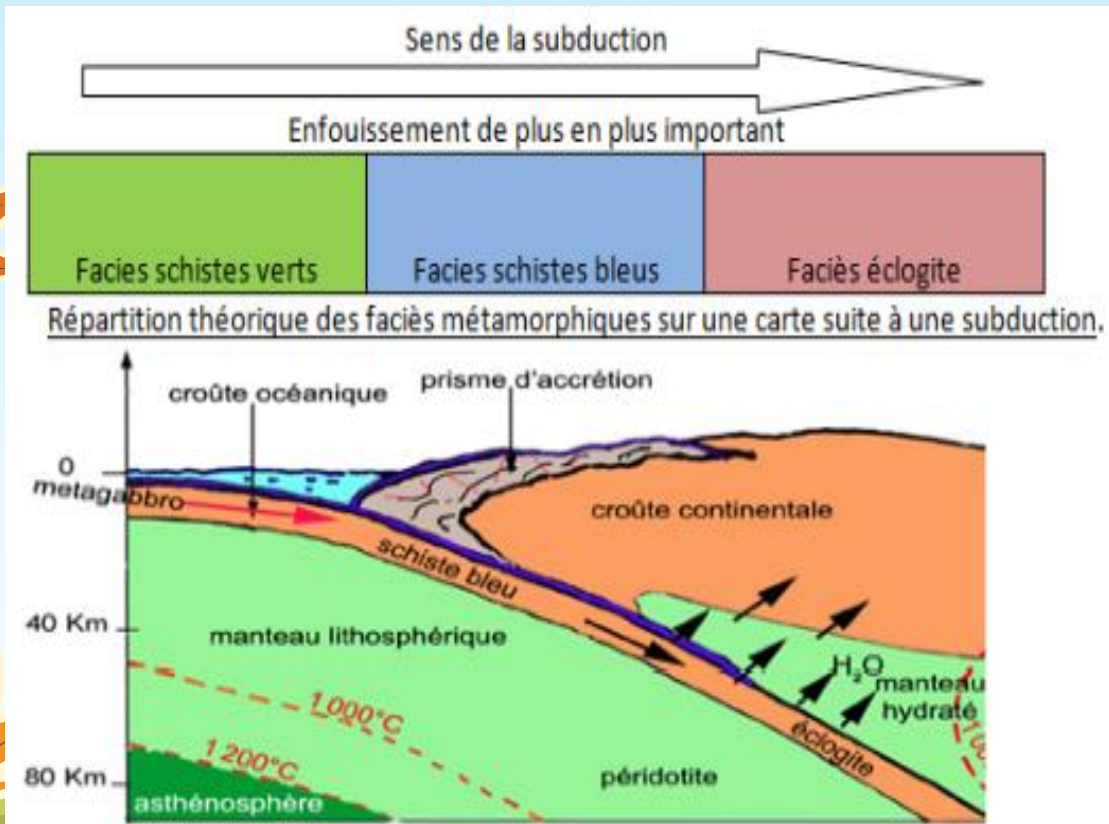
On remarque que seuls les points A, B et C sont dans des conditions de pression et de température permettant une fusion partielle (solide + liquide) à la condition que la péridotite qui entre en fusion soit hydratée.

On remarque également que le basalte de la croûte océanique ne peut pas entrer en fusion ainsi que le manteau de la plaque plongeante, les conditions qu'ils rencontrent sont dans la partie solide des graphiques.

Comment cette condition d'hydratation peut-elle être effectuée ?

ETAPE 3 : CONCEVOIR UNE STRATEGIE POUR RESOUDRE UNE SITUATION PROBLEME

Document 2 : schéma de la subduction et du métamorphisme associé



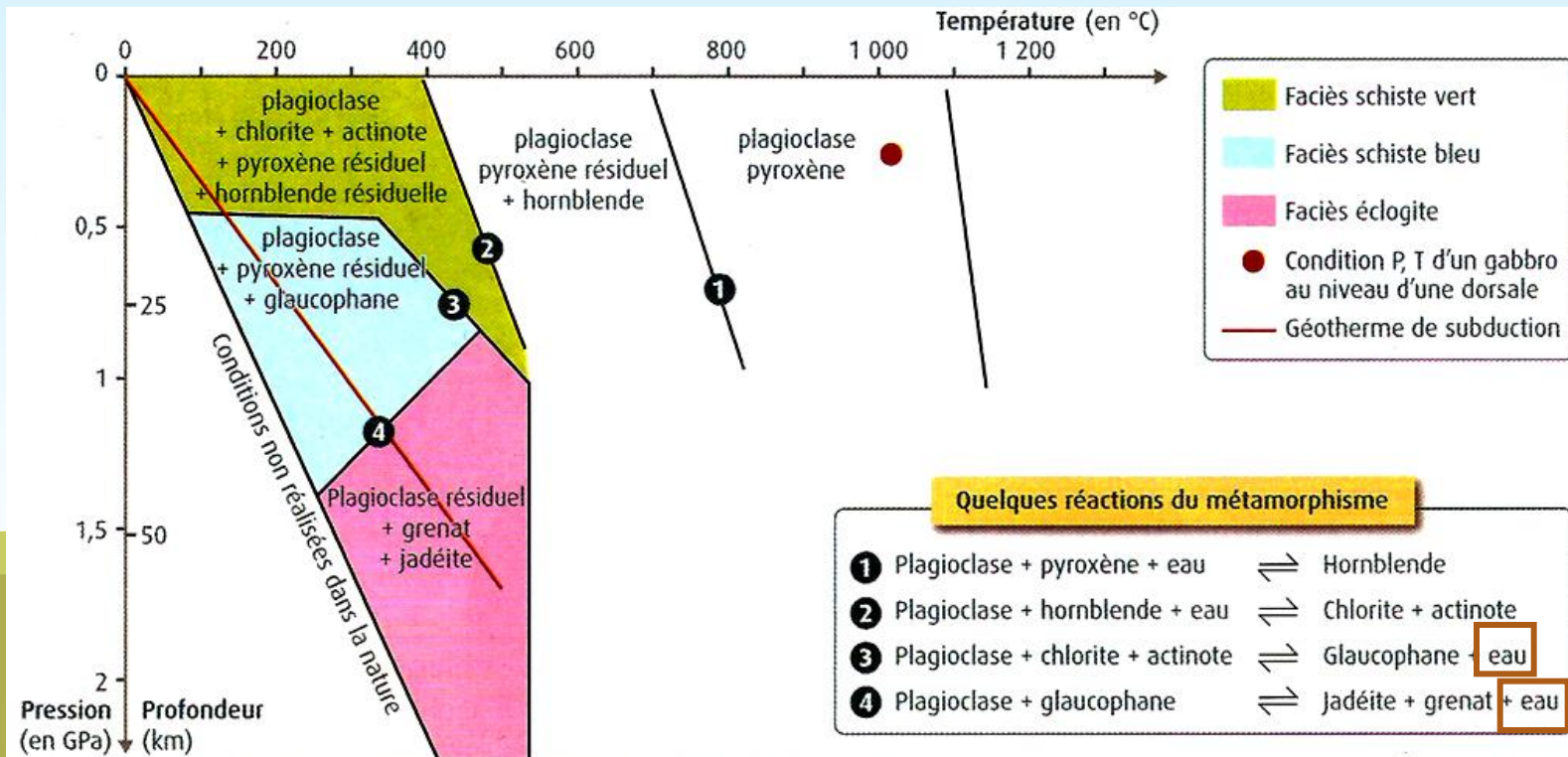
Document 3 : Formule chimique de minéraux constituant les roches des zones de subduction

Minéraux	Formule chimique
Feldspath alcalin	$(K, Na)Si_3AlO_8$
Feldspath plagioclase	$(Ca, Na)Si_2Al_2O_8$
Pyroxène	$(Ca, Fe, Mg)SiO_3$
Amphibole (hornblende)	$NaCa_2(Mg, Fe)_4Si_6Al_3O_{22}(OH)_2$
Chlorite	$(Fe, Mg, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$
Actinote	$Ca(Mg, Fe)_5SiO_8, 2(OH)_2$
Amphibole bleue : Glaucophane	$(Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}])(OH)_2$
Grenat	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

Ce que je fais : déterminer comment les assemblages minéralogiques particuliers au niveau de la lithosphère océanique changent au cours de l'éloignement de la lithosphère et de sa subduction par déshydratation.

Comment je le fais : nous allons chercher à identifier les différents assemblages minéralogiques dans les roches grâce au microscope polarisant et la formule chimique des minéraux.

Ce qu'on attend comme résultat : on s'attend à observer une perte des groupements OH (= déshydratation) dans les assemblages minéralogiques des roches lorsqu'on s'éloigne de l'axe de la dorsale en lien avec des modifications des assemblages minéralogiques et une déshydratation des roches de la lithosphère océanique entrant en subduction.

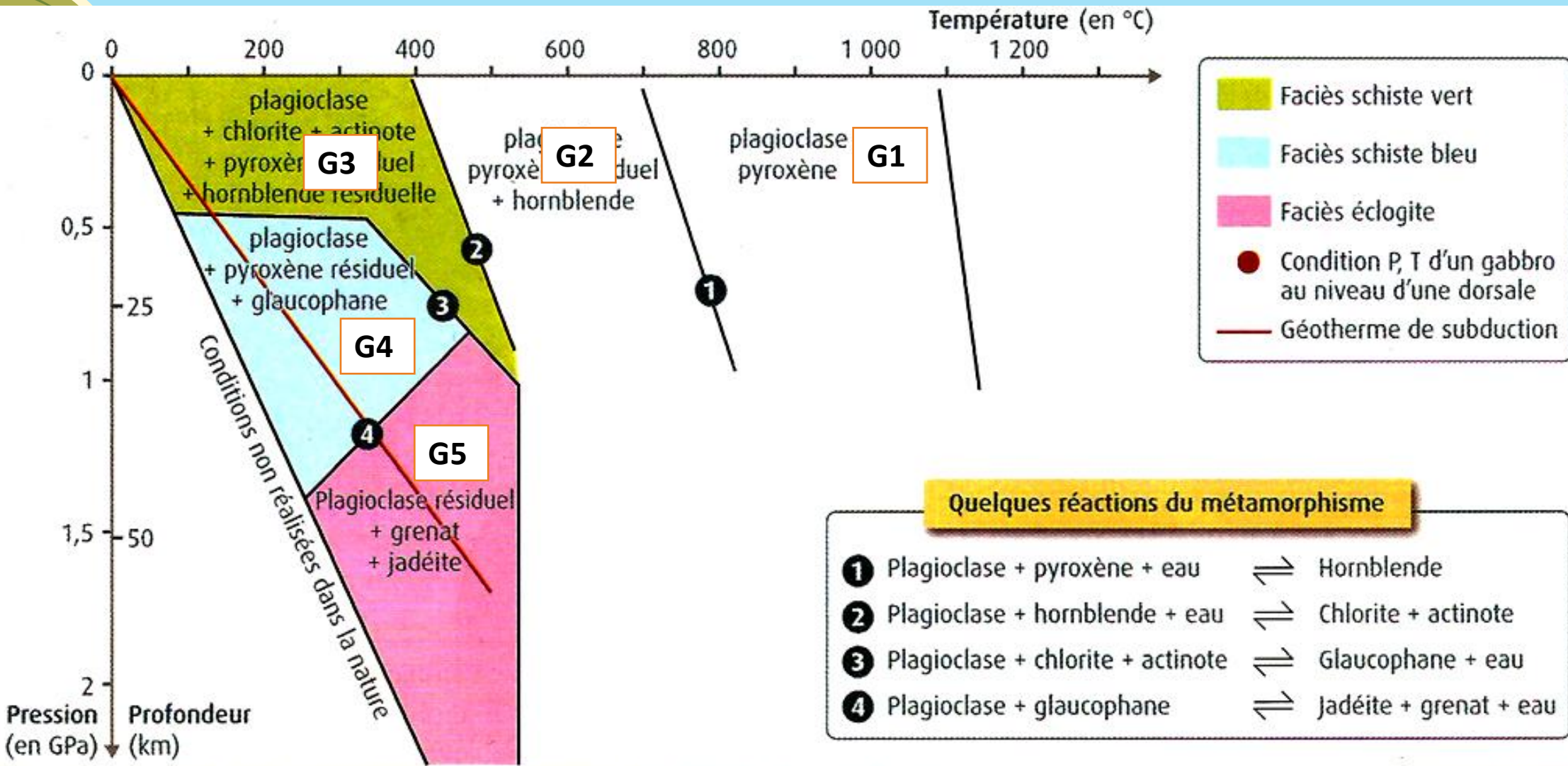


Evolution des roches G1 à G3 – Phase d'expansion océanique

Nom de la roche	G1 : gabbro	G2 : métagabbro à hornblende Faciès amphibolite	G3 : métagabbro à chlorite et actinote Faciès Schistes verts
Conditions de mise en place (Pression P, température T, H₂O)	Magmatisme plutonique, diminution de pression, augmentation de T, absence d'H ₂ O (1000°C et 15-20 km)	Magmatisme plutonique, hydrothermalisme (H ₂ O : hydratation des mnx), éloignement à la dorsale (400-700°C et 15-20km) ? P = constante et T° ↓	Hydratation des minéraux, Basse pression-Basse température (BP-BT) (200-400°C et 15-20km)
Minéralogie	Pyroxène, plagioclase,	Plagioclase, Pyroxène, apparition de hornblende	Plagioclase, apparition d'actinote et de chlorite
Densité	≈3	≈3,1	≈3.2
Equation de la transformation métamorphique	Aucune	Plagioclase + Pyroxène + eau → Hornblende	Plagioclase + Hornblende + eau → Actinote + Chlorite
Conclusion - Remarque	Pas de métamorphisme, pas d'hydratation, roche plutonique	Métamorphisme hydrothermal à P = cste et T° ↓	Métamorphisme par hydratation à P = cste et T° ↓↓

Evolution des roches G3 à G5 : subduction de la lithosphère océanique (dont la croûte océanique)

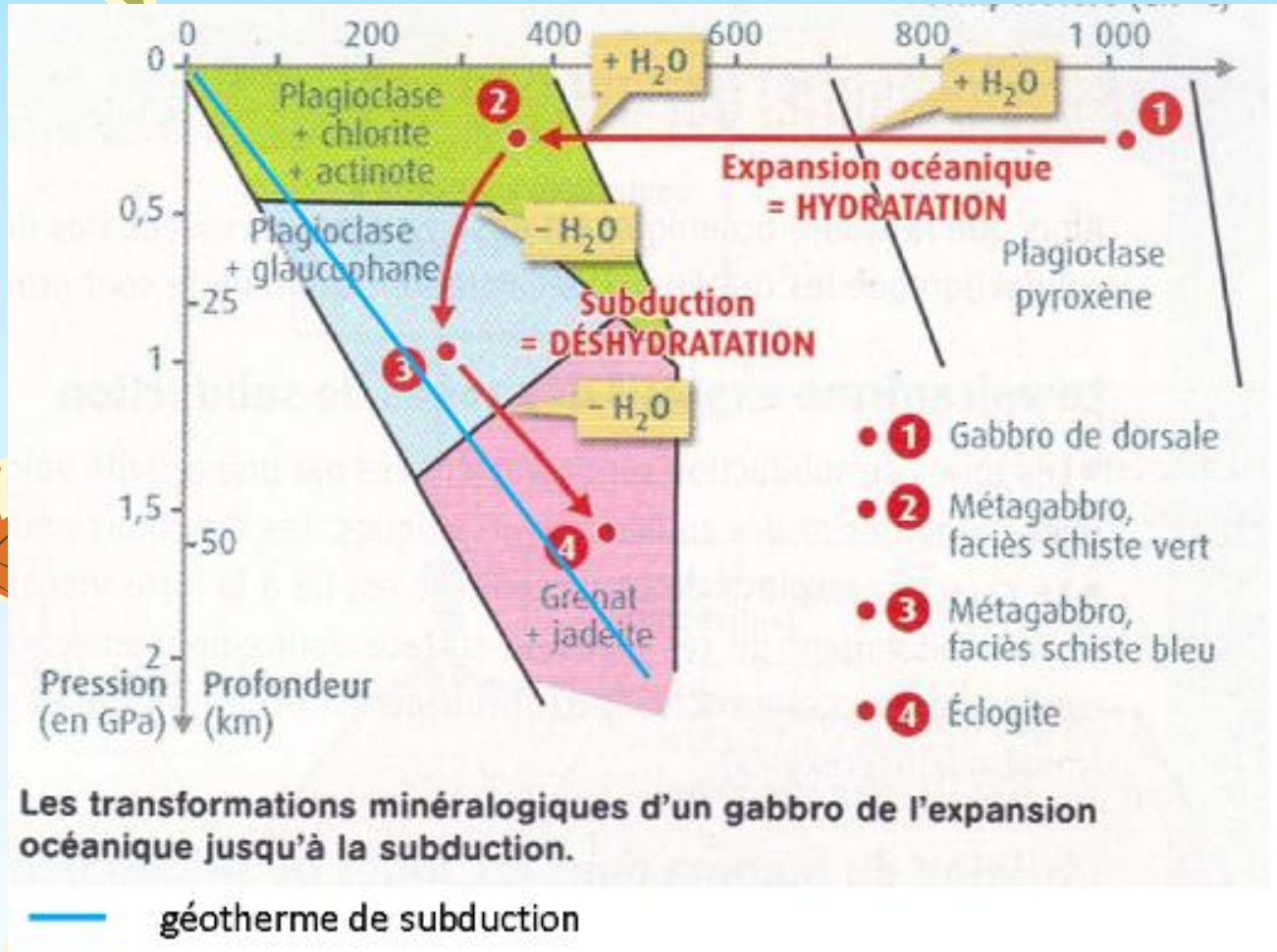
Nom de la roche	G4 : métagabbro à glaucophane Faciès schistes bleus	G5 : métagabbro à grenat Faciès éclogites
Conditions de mise en place (Pression P, température T, H ₂ O)	Moyenne pression, Basse température (MP-BT), (400°C et 25 km) : P ↗ et T° = cste. H ₂ O ↘	Poursuite de la subduction (à HP-BT) : 300°C et 35 km
Minéralogie	Apparition glaucophane (± jadéite, rarement)	Jadéite + Grenat
Densité	≈3,4	≈3,5
Equation de la transformation métamorphique	Plagioclase + Actinote + Chlorite → Glaucophane + eau (+ jadéite rare)	Plagioclase + Glaucophane → Jadéite + Grenat + eau
Conclusion - Remarque	Métamorphisme par déshydratation à P ↗ et T° = cste.	Métamorphisme par déshydratation. P ↗↗ et T° ↗



Quelques réactions du métamorphisme

- 1 Plagioclase + pyroxène + eau \rightleftharpoons Hornblende
- 2 Plagioclase + hornblende + eau \rightleftharpoons Chlorite + actinote
- 3 Plagioclase + chlorite + actinote \rightleftharpoons Glaucophane + eau
- 4 Plagioclase + glaucophane \rightleftharpoons Jadéite + grenat + eau




L'eau libérée au niveau du manteau de la lithosphère chevauchante provient donc de la lithosphère plongeante.





Dans un premier temps (1→2), lorsque la lithosphère océanique **s'éloigne** de la dorsale, basalte et gabbro subissent un **hydrothermalisme** (circulation d'eau dans les fractures du plancher océanique : métamorphisme de BP/HT). Ainsi, basalte et gabbro subissent des **transformations minéralogiques** se caractérisant par l'apparition de **minéraux « hydratés »** (ex : **chlorite**). **Les roches qui s'engagent dans la subduction sont donc hydratées.**

Dans un second temps, lors de la subduction, le long du plan de Wadati-Benioff, les roches de la lithosphère océanique sont soumises à des **conditions de P et de T** différentes de celle de leur formation.

Ainsi les **transformations métamorphiques subies par la croûte océanique libèrent de l'eau**, notamment le passage des métagabbros du faciès schiste verts au faciès schiste bleus (2→3) et du faciès schiste bleus au faciès éclogite (3→4).

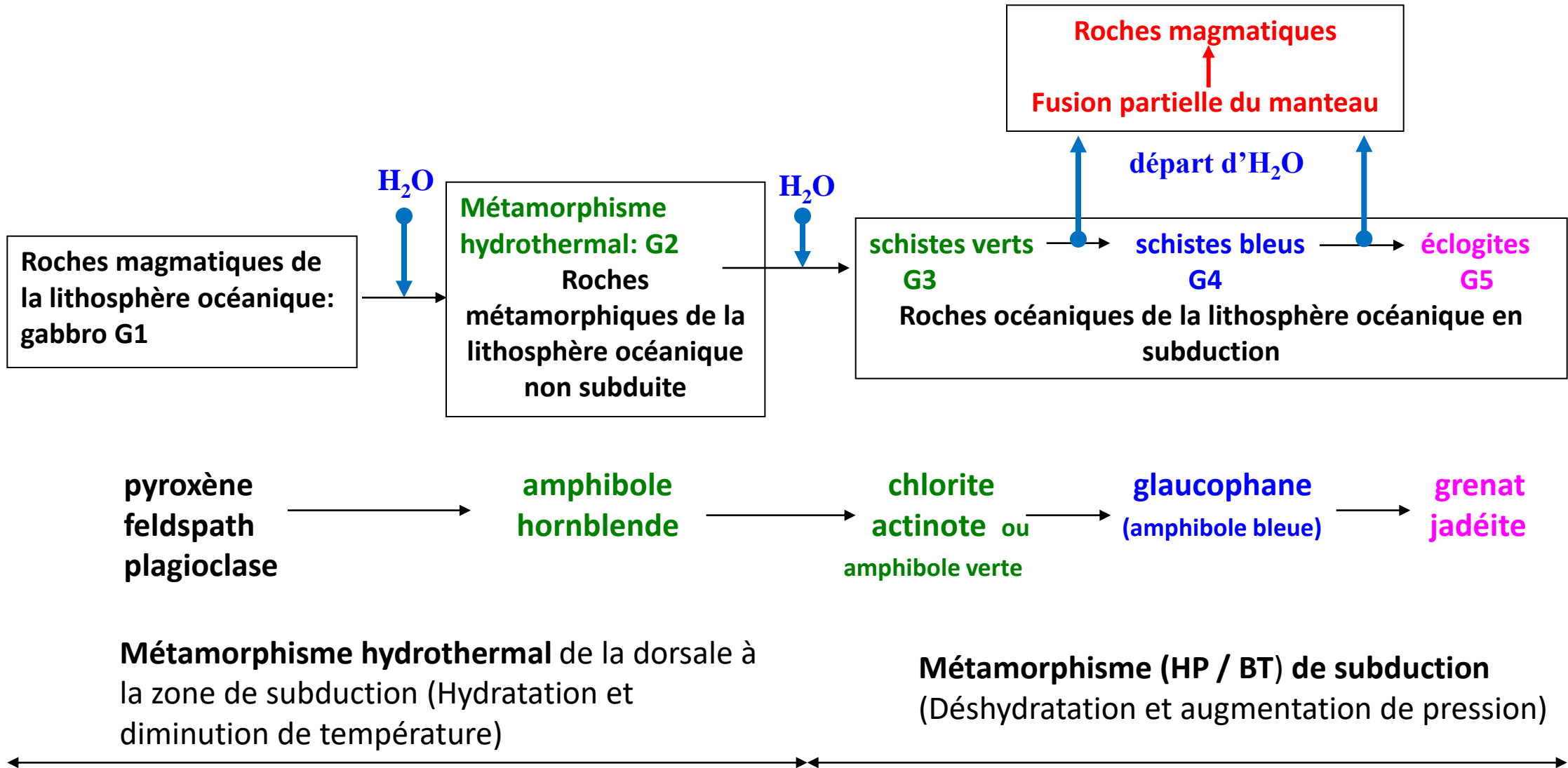


Bilan final: Au cours de l'**expansion océanique**, la **croûte océanique emmagasine de l'eau par métamorphisme** dans ces minéraux hydroxylés. La **subduction** entraîne ensuite des transformations métamorphiques qui **déshydratent les gabbros** de la croûte océanique et libèrent ainsi l'eau précédemment emmagasinée. **Cette eau, en hydratant les péridotites du manteau sus-jacent, provoque leur fusion partielle, ce qui est à l'origine du magma des zones de subduction**



Le magma obtenu est moins dense que la roche environnante (densité magma = 2,8 et roche : 3,2) : il remonte alors en surface par différence de densité. L'étude des différents plans de Bénioff à l'échelle de la planète, indique qu'en moyenne la naissance du magma à l'origine du volcanisme explosif des zones de subduction est toujours situé dans une fenêtre de 80 à 150 km de profondeur (carré jaune du document de référence 1)

Couplage Magmatisme - Métamorphisme : le rôle de l'eau



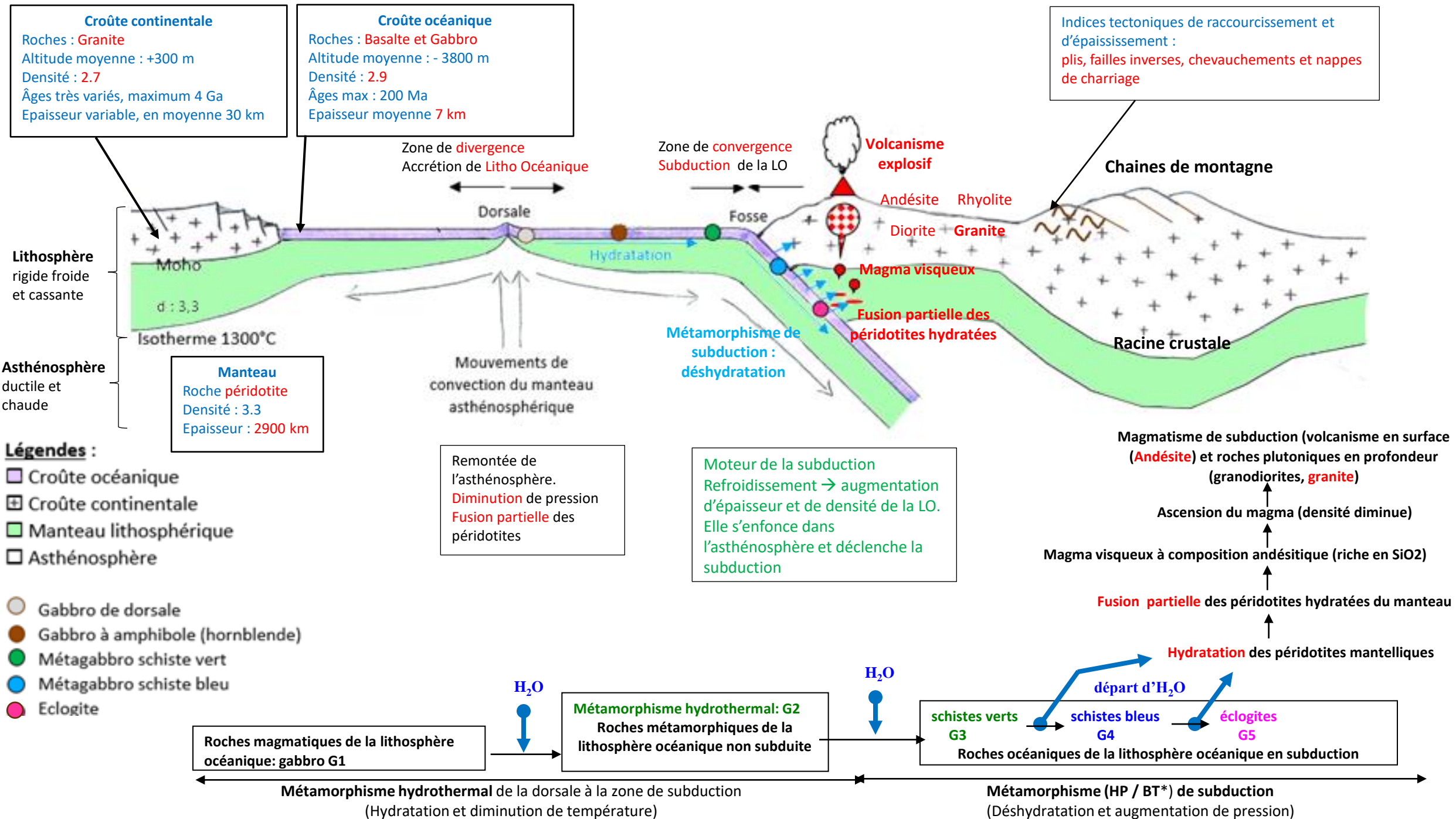
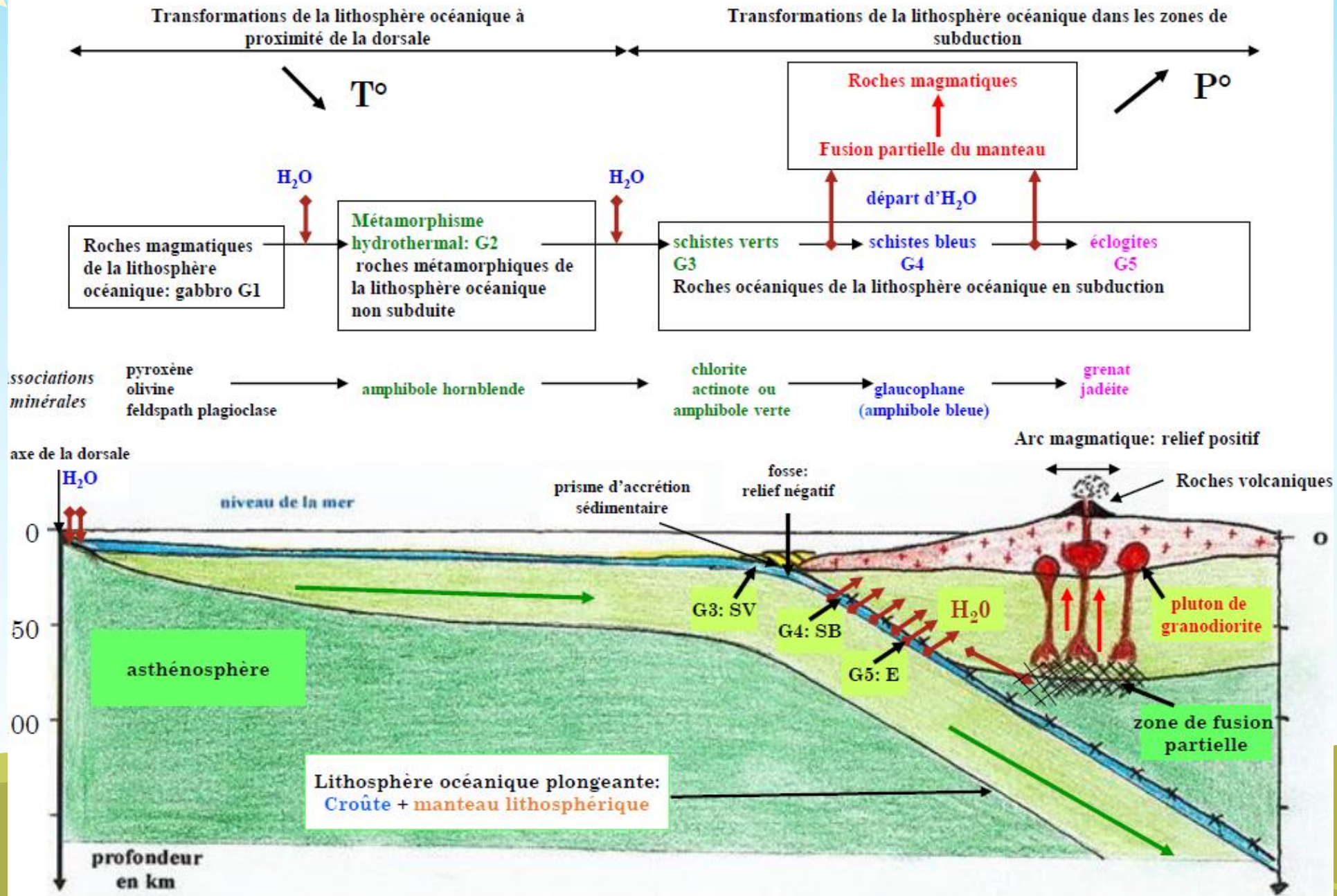


Schéma bilan



Le couplage du métamorphisme et du magmatisme par l'eau

