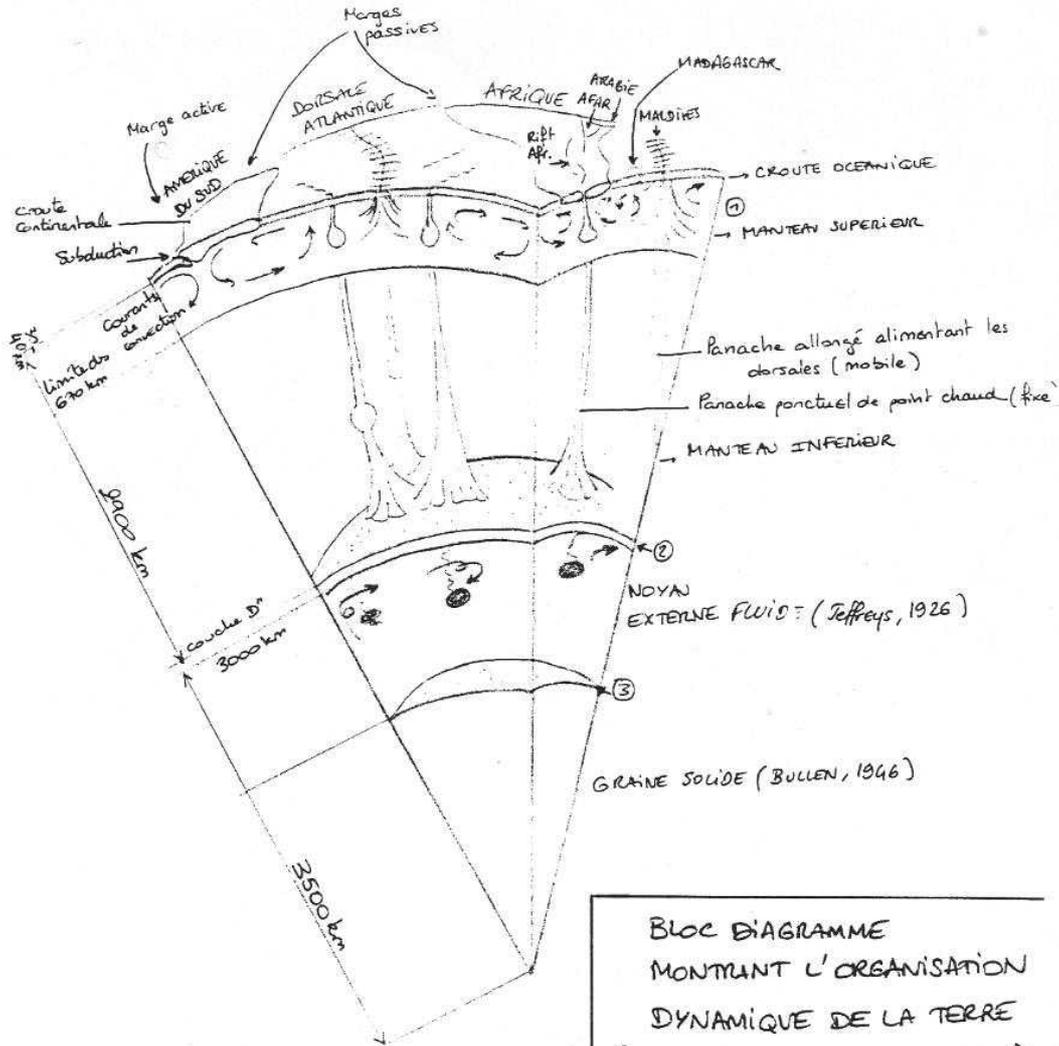


Chapitre 1. Généralités.

Les remontées de matières solides vont donner des panaches mantelliques qui formeront des points chauds en surface.

Sur Terre, on peut distinguer deux types de croûtes : une croûte continentale et une croûte océanique plus ou moins épaisse.



BLOC DIAGRAMME
MONTRANT L'ORGANISATION
DYNAMIQUE DE LA TERRE
(MODELE DE JASON MORGAN)
Modifié!

- ① DISCONTINUITÉ DE MOHORovičić (1909)
- ② ————— GUTENBERG (1914)
- ③ ————— d'Inge LEHMANN (1936).

Le manteau supérieur enregistre les cicatrices des mouvements qui vont guider les nouveaux mouvements des plaques.

Vocabulaire de la composition des roches.

Acide : richesses en SiO₂ (silice).

L'opposé est « sous-saturé » : manque de SiO₂.

Basique : riche en Fe, Mg.

Son opposé est alcalinité : richesse en Na, K.

Pôle sous-saturé (avec leucite)

Pôle alcalin, richesse en Na, K				
	Roches saturées		Roches sous saturées	
	Avec Qz et Feldspaths	Avec Feldspaths (sans Qz)	Avec feldspaths et foïdes	Avec feldspaths, sans foïdes
Pôle acide (Si augmente)	Feldspaths alcalins seuls ou dominants	Granite Rhyolite	Syénite Trachyte	Svénite néphélinique Phonolite
	Feldspaths alcalins et plagioclases Calco-Alcalins	Monzogranite Rhyolite latitique Granodiorite Rhyodacite	Monzonite Trachyandésite	Essxite Téphrite (sans olivine)
	Plagioclases seuls (And < SO)	Diorite quartzique Dacite	Diorite Andésite	
	Plagioclases seuls (And > SO)	Gabbro quartzitique Basalte tholéitique	Gabbro Basalte	Missouriite Leucitite (avec leucite)
			Péridotite, Amphibolite, Pyroxénite	
			Basalte pleuritique	
Pôle basique, Komatiites (Na, K diminuent)				Ultrabasiques

Roche grenues ; Roches effusives.

Cas du granite, fusion crustale continentale.

Exemple de l'himalaya.

On observe un écaillage crustale de la croûte. La partie montante, avec la déshydratation de la plaque subduite, est enrichie en eau, ce qui permet la formation de magmas. La présence d'eau diminue la température de fusion.

On trouve des basaltes :

- Tholéitiques (croûte océanique).
- Alcalins (point chaud).
- Andésitiques (arc insulaire).

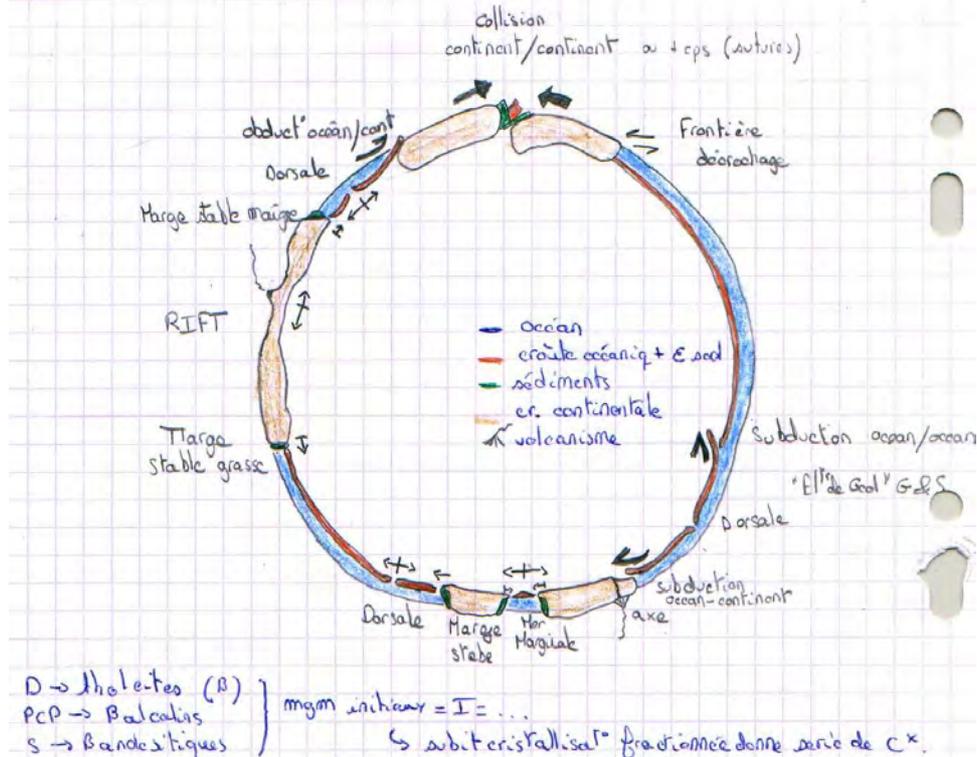
La formation de ces basaltes se fait par cristallisation fractionnée (silicates, cristaux, phases gazeuse).

On distingue deux cas fondamentaux :

B\ Le magmatisme :

Magma riche en eau (andésitique). Le premier minéral formé est une amphibole (édénite), riche en eau avec peu de SiO_2 . D'un magma A, on passe à un magma B qui s'acidifie (SiO_2 augmente et l'eau diminue). Progressivement, le magma perd toute son eau et s'épaissit en s'acidifiant.

Les phonolites sont instables et par démixtion, donnent beaucoup $\text{CO}_{2(g)}$ (carbonatite).



Obduction : océan sur continent.

Collision : deux croûtes continentales s'affrontent.

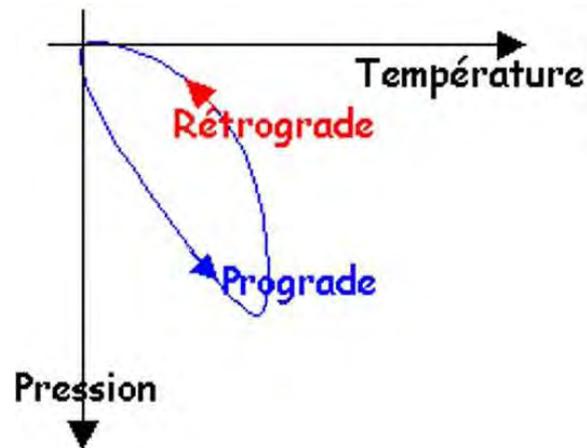
Percollision : perte d'un océan entre deux continents qui s'affrontent.

Exhumation : ascension et érosion d'un massif. Elle s'accompagne d'une diminution de température et de pression.

A\ Le métamorphisme.

L'évolution prograde est opposée à l'évolution rétrograde. L'évolution prograde est un métamorphisme fournissant des minéraux stables dans des conditions particulières de température et de pression. Une évolution rétrograde est trouvée dans les cas de rétro-morphose.

Dans le cas de l'Himalaya, on a un métamorphisme inverse, ce qui est différent d'une rétro-morphose (c'est aussi le cas dans l'albigeois).



Le métamorphisme correspond à un équilibre chimique. Une réaction métamorphique prograde peut être exprimée ainsi : $A, B, C \rightarrow A', B', C'$ (c'est une paragenèse métamorphique).

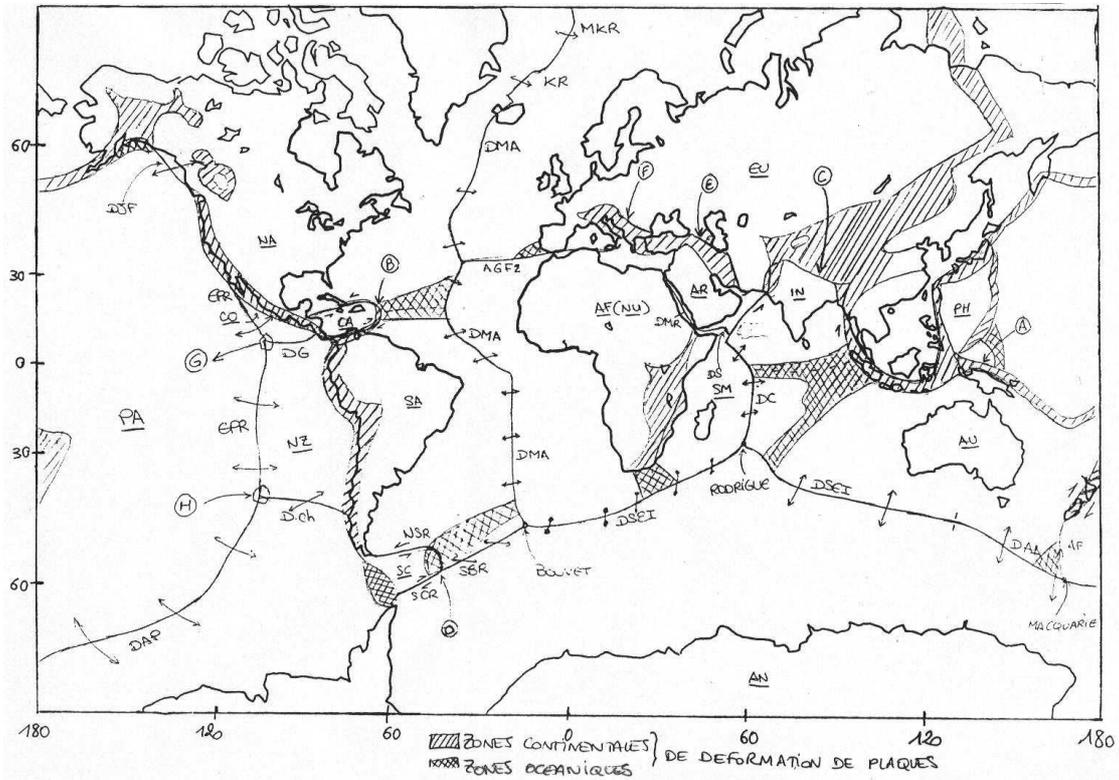
Le cas de métamorphisme rétrograde va être : $A', B', C' \rightarrow A'', B'', C''$; mais tout ne se transforme pas, il reste des « minéraux reliques ». Ces derniers permettent de reconstituer le parcours de la roche.

Les roches à coésite (forme haute pression du quartz) viennent de la croûte continentale, descendent à -80km puis remontent dans le faciès éclogite.

Un faciès UHP (Ultra Haute Pression) va permettre la remontée de micro-diamants. Ce faciès descend à plus de 110km de profondeur. La croûte est donc descendue plus que ce que l'on croyait possible.

→ Il y a un recyclage mantellique de la croûte continentale.

Chapitre 2 : Les plaques actuelles, Limites et déplacements.



ÉVÉNEMENTS DE TECTONIQUE ET ÉPIGÉNÈSE D'ÉPÈRE

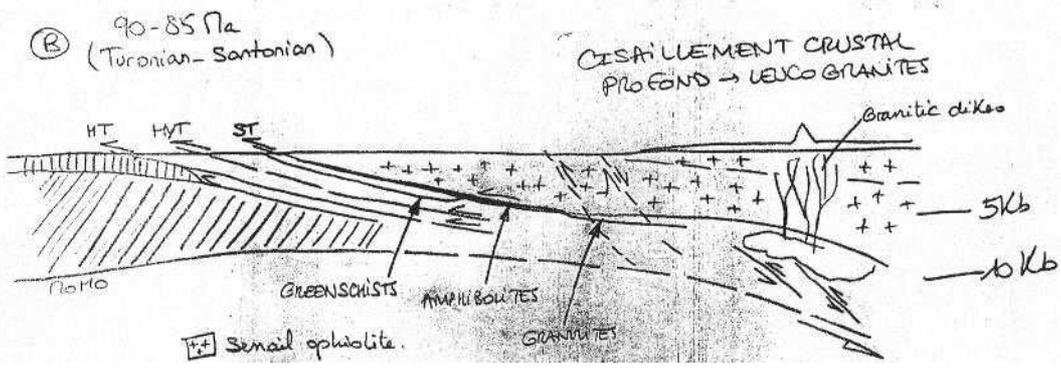
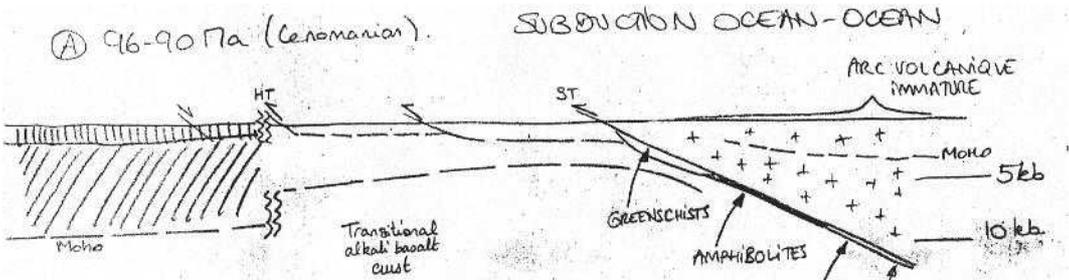
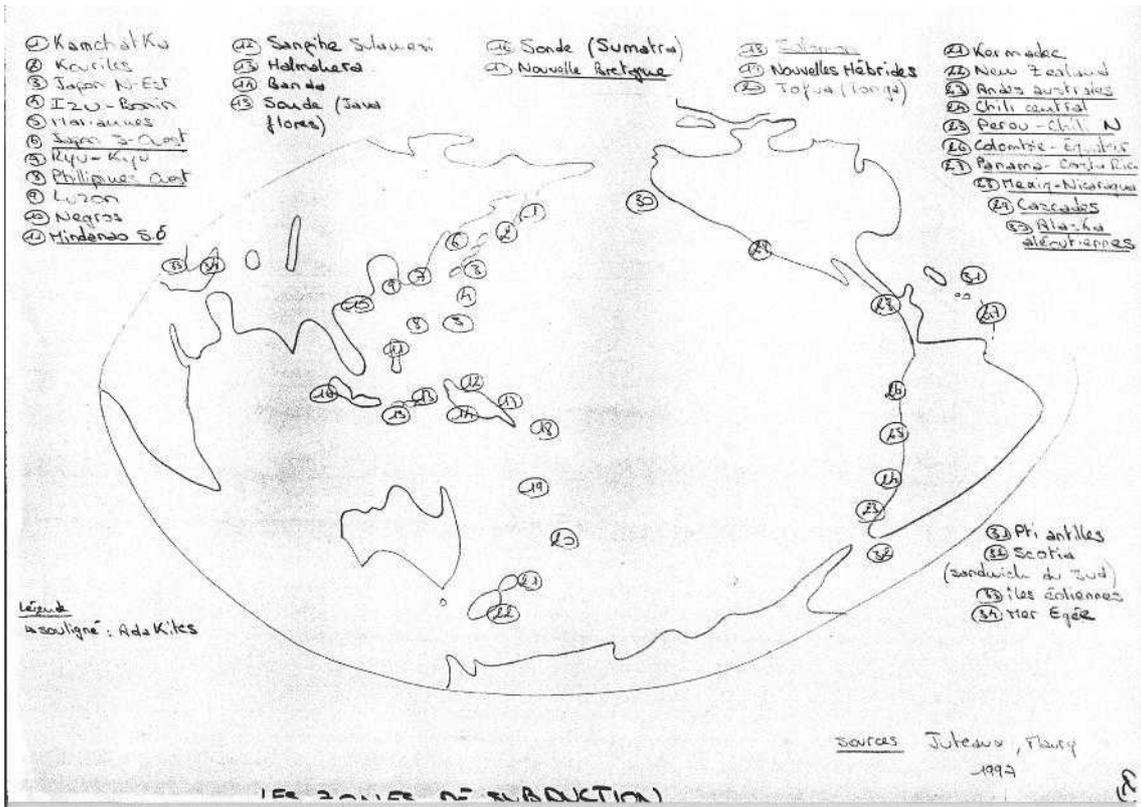
- (A) COLLISION AUSTRAL - SUD-OUEST PACIFIQUE
- (B) SUBDUCTION DES BORDS ATLANTIQUES
- (C) COLLISION (PANGÉE) INDE - ASIÉ
- (D) SUBDUCTION DES ÎLES CANARIS (ANTILLES AUSTRAL)
- (E) PANGÉE ARABE
- (F) CHAÎNE ALPINE
- (G) MICROPLAQUE DES GALAPAGOS
- (H) MICROPLAQUE DE L'ÎLE DE FANES

AF(NU) = AFRIQUE (NUBIE)

<u>AN</u> = ANTAÉRIQUE	<u>NA</u> = NORD ATLANTIQUE
<u>AR</u> = ARABIE	<u>NZ</u> = NAZCA
<u>AU</u> = AUSTRALIE	<u>PA</u> = PACIFIQUE
<u>CA</u> = CARAÏBES	<u>PH</u> = PHILIPPINES
<u>CO</u> = COCOS	<u>SA</u> = SUD-ATLANTIQUE
<u>EU</u> = EURASIE	<u>SE</u> = SCOTIA
<u>IN</u> = INDE	<u>SM</u> = SOMALIE

LES DORSALES:

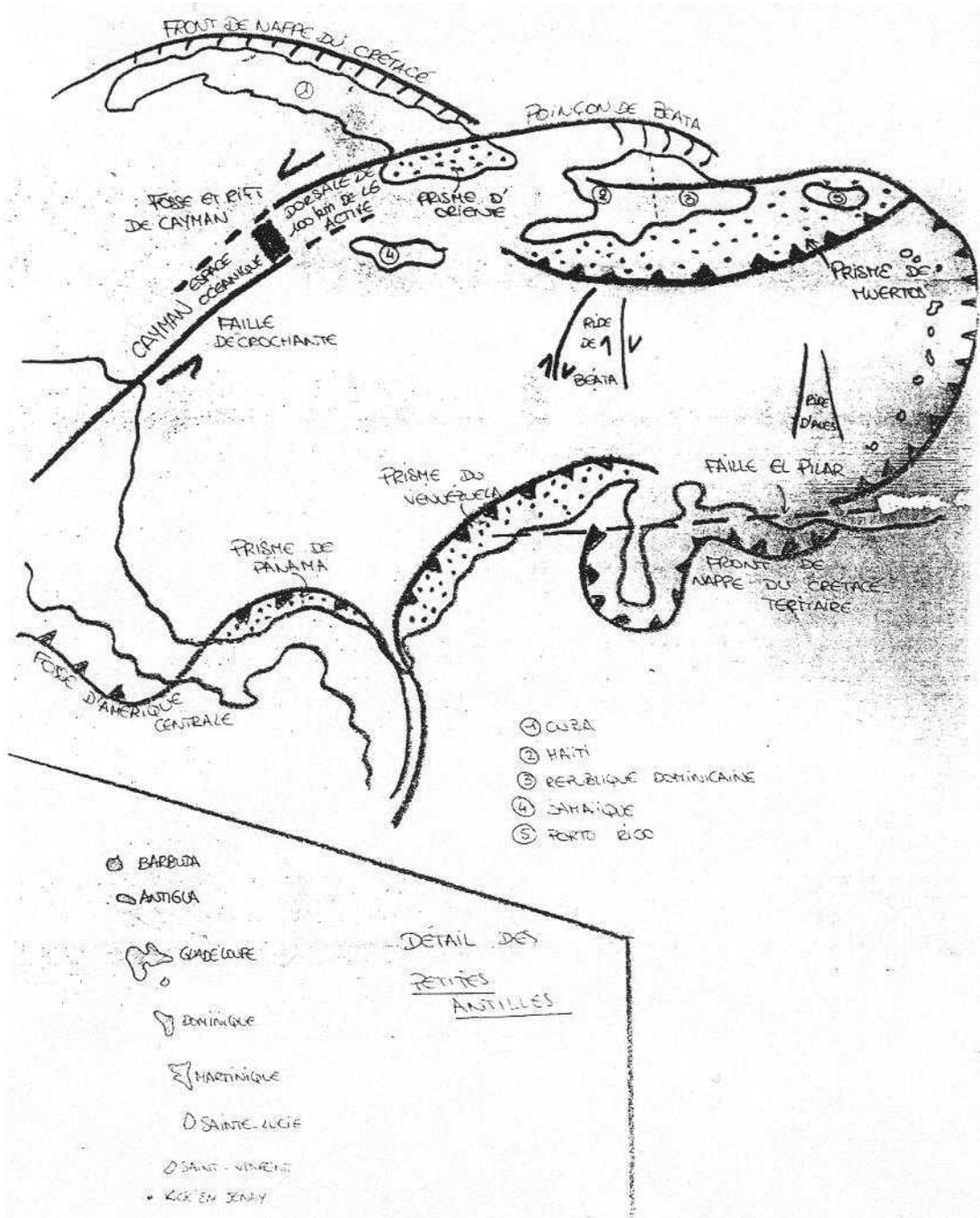
DAA = AUSTRAL ANTAÉRIQUE	DC = DE CAROLINÉ
DCH = DU CHILI	DEP, EST-PACIFIQUE
DGF = DU GALAPAGOS	DGF = JUAN DE FUCA
DMA = MÈDITERRANÉENNE	EMR, de la MER ROUGE
DS = DE SUD-EST	DSEI = SUD-EST INDIENNE



Chapitre 3 :

Frontières convergentes et marges actives :

I\ La subduction des petites Antilles.

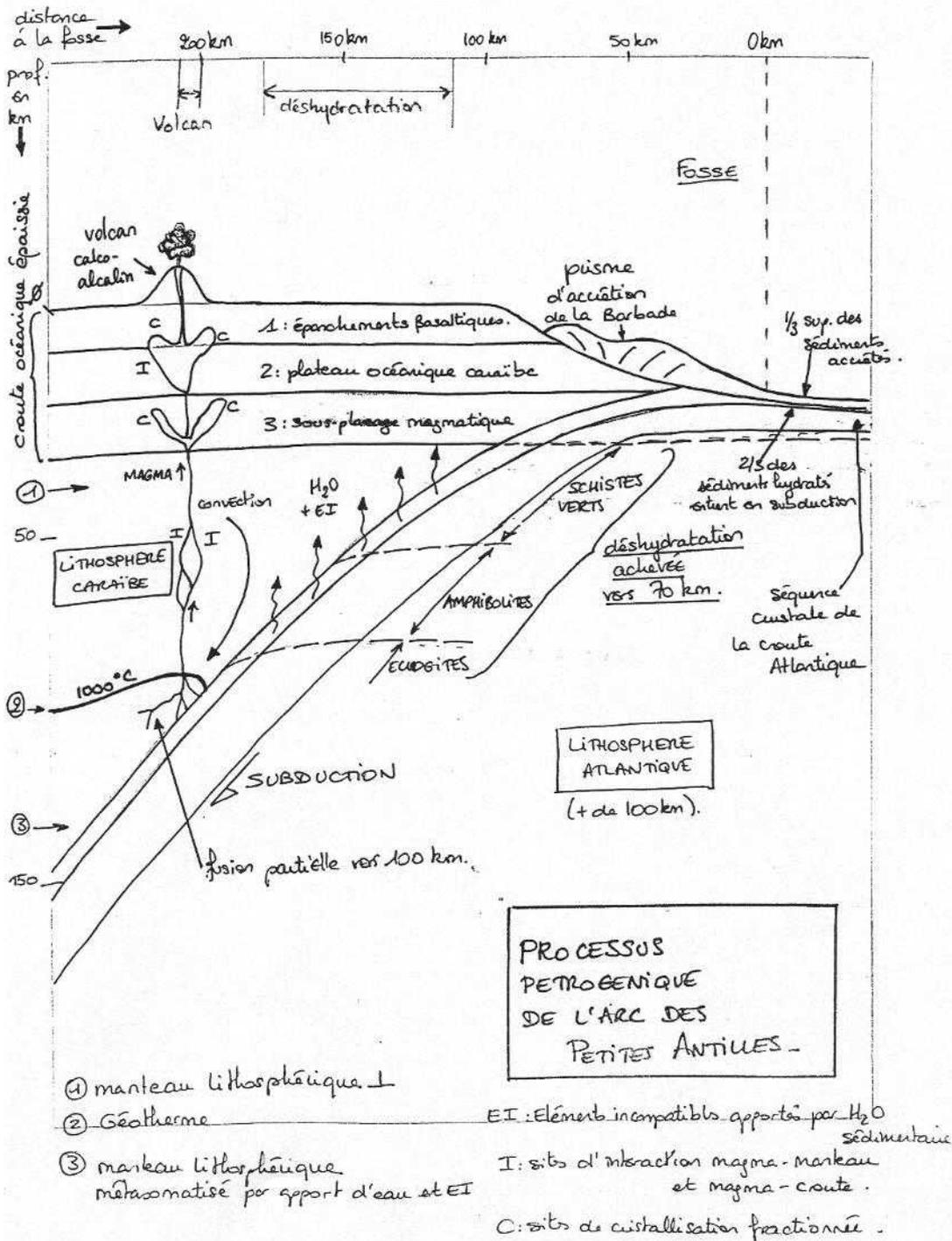


Eruption plinienne : c'est le cas du Mont Serrat (06/08/97) qui a vu ses éruptions atteindre 8km de hauteur.

La partie la plus lente a donné la déferlante basale qui est dense, chaude (provoque des incendies) et rend l'air irrespirable. Au niveau de la mer, elle entraîne la formation d'un coussin de vapeur qui empêche l'enfoncement des gaz.

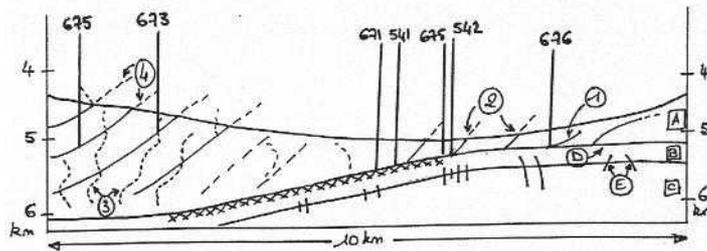
Le volcanisme des petites Antilles est situé dans un contexte de subduction.

Le cadre de la plaque caraïbes (et des Antilles) est comprimé par les plaques américaines (nord et sud). Il y a une convergence nord/sud de 1cm/an. On peut observer deux subductions actives et symétriques (ouest/est). La plaque atlantique est découpée en bandes d'âge différent.



COUPE INTERPRÉTATIVE DU "BORD" DU PRISME
D'ACCRETION DES PETITES ANTILLES.

H/L=2



- A sédiments du miocène inf. à l'actuel.
- B sédiments du post-campanien au miocène inf.
- C croûte océanique
- D ligne de décollement potentiel.
- E fractures.

- ① Chevauchement aveugle
- ② Ecailles frontales (Chevauchements initiaux).
- ③ Chevauchements initiaux inactifs.
- ④ Chevauchements tardifs actifs.

Miocène inférieur : argiles sous-compactées (gorgées d'eau), déformations uniquement sur le dessus.

La plaque caraïbes pousse et écaille seulement la partie supérieure (= offscraping).

Au niveau du fossé d'Amérique centrale, on trouve des unités anciennes sans redoublement. Il n'y a donc aucune modification. → La plaque rentre en totalité en subduction alors qu'elle est jeune et donc moins dense.

On trouve deux types de marges : avec ou sans prisme d'accrétion :

- Marges convergentes compressives (type des petites Antilles).
- Marges à failles normales : convergentes distensives.

Quand un volume sous-marin est subduit, il y a formation d'une bosse suivie d'un écroulement une fois le volcan passé. Au pied de la base, il y a accumulation de glissements qui vont être avalés avec tout le reste. La plaque chevauchante érodée, dont les produits entrent en subduction va être subduite avec une érosion tectonique.

II\ Eruptions récentes : l'arc insulaire antillais.

Fonctionnement de l'arc.

On sait ce qui entre en subduction et on sait ce qui sort : laves calco-alcalines (andésite, dacite, rhyodacite, rhyolithe). Ce qui entre est composé de : la plaque océanique (croûte + une partie des sédiments), la plaque crustale (continentale) fracturée et des sédiments gorgés d'eau.

En s'enfonçant, les conditions de plus en plus fortes de température et de pression. La plaque est froide et a besoin de temps pour se réchauffer : on observe une déformation des isothermes de façon symétrique. La chaleur est fournie par la base de la plaque chevauchante. Il y a traversée du faciès schistes verts, amphibole et éclogite (-70km, au-dessus de 1000°C, ce qui est la température de fusion des basaltes).

Dans ce cas, c'est la déshydratation qui provoque la fusion partielle de la croûte plongeante, mais le point de fusion n'est pas à la verticale des volcans.

Eau + périclites → phlogopite (micas blancs) → C'est une métasomatose hydratée.

La fusion de ce manteau se produit à l'état solide aidée par les courants de convection. La température passe les 1000°C et la fusion commence ; le volcanisme est possible.

→ Ce mouvement est encore hypothétique.

Sous la plaque caraïbes, vers 100km de profondeur, il y a fusion partielle de périclites hydratées.

Lorsqu'elles descendent (et se compriment), le point de fusion des périclites s'accroît à cause de l'augmentation de la pression. Elles doivent arriver à cette limite de 100km pour commencer à fondre. On obtiendra :

- Des basaltes tholéitiques avec beaucoup d'eau.
- Par voie directe, il n'y a pas de différenciation.
- Par un stationnement dans une chambre magmatique, les cristaux apparaissent (amphiboles vertes, édénites). Les cristaux incorporent l'eau venant du magma et moins de silice. Au fur et à mesure, il y a accroissement du pourcentage de SiO₂ (acidification) et de la viscosité. En surface, les édénites sont instables.

L'association de pyroxènes avec de l'eau gazeuse rend le magma explosif et il le sera encore plus s'il rentre en contact avec de l'eau.

Ce volcanisme présente une série différenciée :

- Les premiers magmas remontés sont arrivés dans l'eau. Les premiers basaltes coulent et donnent des pillow-lava avec des radiolarites comme sédiments, par accumulation.
- Quand la profondeur est assez faible pour une décompression, il y a explosion modérée, avec beaucoup de débris. → Volcanisme hydro-magmatique.
- A fleur d'eau. Quand ce volcanisme s'arrête, il y a développement de coralliaires.
- Actuellement, le volcanisme est influencé par les pluies tropicales : on parle alors de volcanisme phréatomagmatique.

Quand on compare les compositions chimiques des laves des différentes îles, elle est toujours différente. On peut trouver une déferlante basale à Montserrat et des ignimbrites à d'autres endroits.

Mont Pelé.

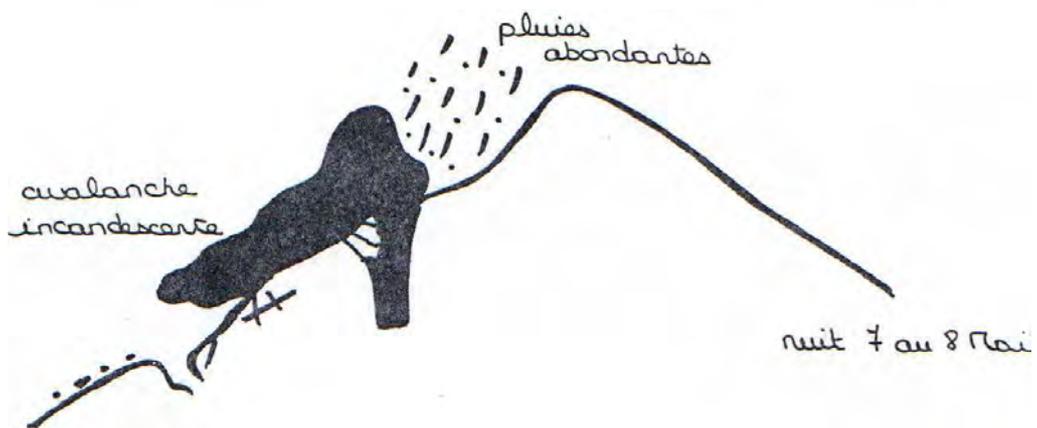
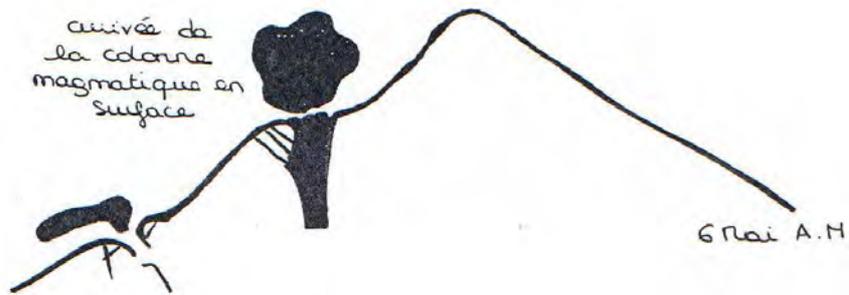
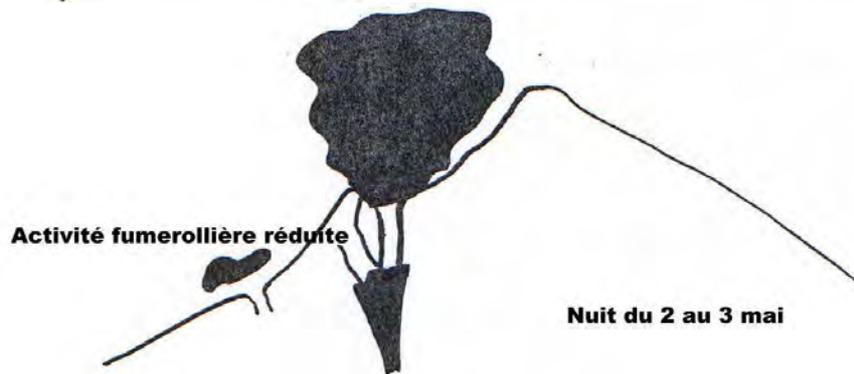
Explosion en 1902 du Mont Pelé. La série d'explosions a commencé le 8 mai 1902.

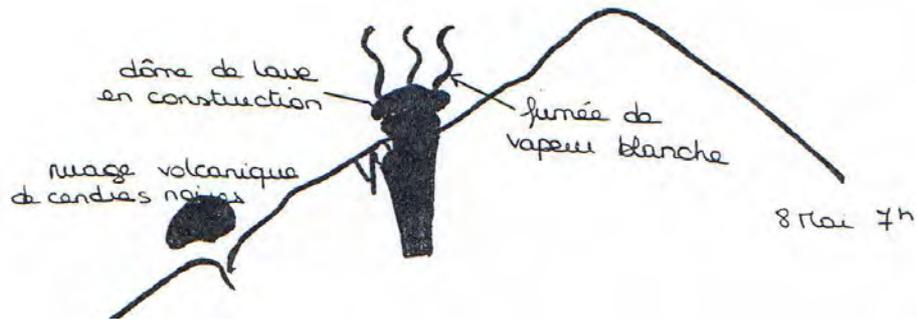
On trouve trois zones d'effets de l'éruption :

- Une zone interne de destruction totale.
- Une zone intermédiaire avec une chute rapide des effets physiques.
- Une zone externe à effets thermiques.

On peut rajouter une zone à effet de souffle où les traces ont été des explosions des viscères internes. La première éruption de coulées de cendres avait eu lieu 15 jours avant (le 8 mai) puis il y a eu accroissement de l'activité.







L'explosion a été latérale et de type nuée ardente.
Pendant plus de 6 mois, les éruptions ont continué.

Le cratère de la montagne Pelée s'est mis à pousser une aiguille de lave fine (dacite) de 400 mètres de haut qui s'est ensuite écroulée.

Il y a opposition entre la subduction à pendage faible (Chili) et la subduction à pendage fort (Marianne). Maintenant, on prend en compte le devenir de la plaque océanique. L'opposition en surface n'a aucun sens en profondeur et réalise cette étude par tomographie sismique.

Le premier modèle va donner les caractéristiques moyennes de toutes les enveloppes de la Terre. On effectue des comparaisons entre le temps théorique et le temps effectif, ce qui permet la réalisation de modèles en 3D. On voit finalement que la plaque océanique s'enfonce jusqu'à la limite manteau noyau. On trouve aussi des restes de plaques d'anciennes subduction.

→ Ce qui se passe en profondeur n'a rien à voir avec ce qui se passe en surface.

Dans le cas des Mariannes, la croûte descend, puis, sous 800km, elle se met en boule.

La tomographie permet de mieux comprendre le recyclage des croûtes océaniques.

La ride de Howe est une zone immergée et la ride de Norfolk porte la nouvelle calédonie.

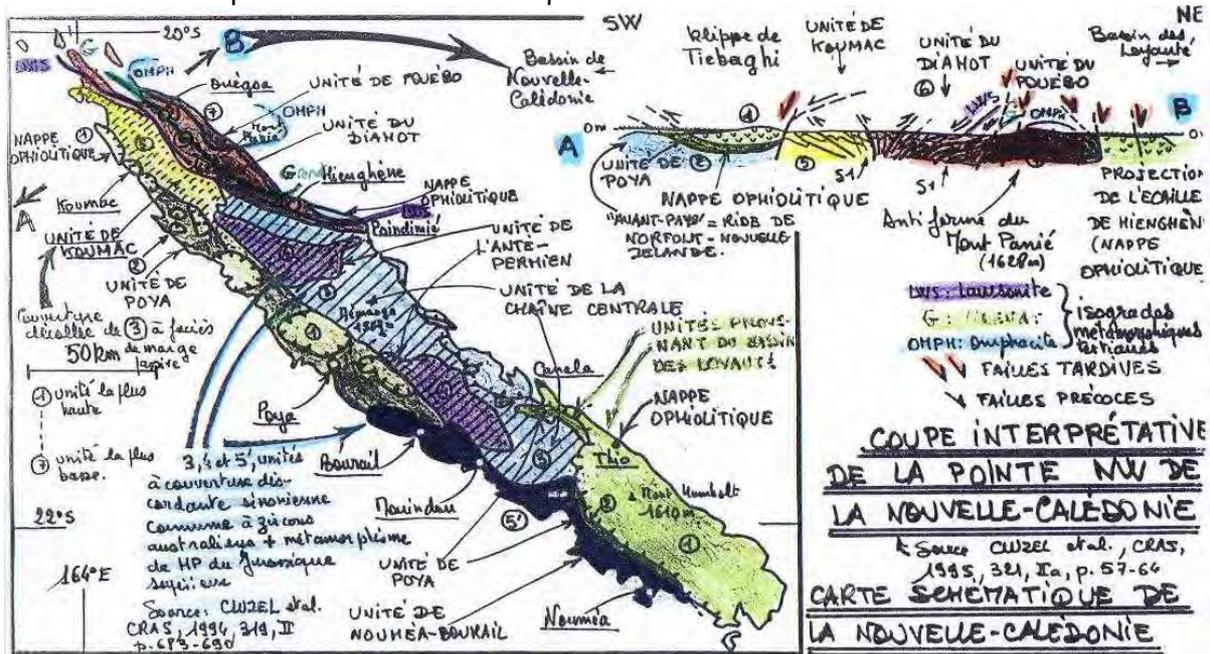
Près de Wallis et Futuna, on trouve le fossé de Vitiaz qui est inactif. En suivant, on a la zone de subduction des Tonga-Karmadec qui descend jusqu'à la Nouvelle-Zélande.

On a un arc éteint, la ride de Lau, qui englobe les deux grandes Fidji. Le bassin fidjien a un fond océanique normal.

On trouve aussi une dorsale en point triple éteinte et une autre, très active, au nord.

La Nouvelle-Zélande est sur une frontière de plaques coulissantes : la faille alpine.

On sud, on a une vergence de subduction opposée : la fosse de Puysegur. C'est une zone de subduction active proche de la ride de Macquarie.



Tout ce qui est en bleu clair, ou violet clair et avec des figurés en diagonale représente l'autochtone de la chaîne centrale.

En vert et en bleu, ce sont les nappes de charriage. Les nappes 1 sont des nappes de péridotites (ou ophiolitiques) : c'est de la croûte océanique pacifique sur de la croûte continentale. Les péridotites sont des roches ultrabasiqes, grenues, tectonisées avec une séquence crustale et une séquence mantellique.

L'île correspond à un anticlinal de nappes. Les unités de Poya et de Nouméa-Bourail sont entre l'autochtone et la nappe ophiolitique.

En 5, on a l'unité de Koumac. L'unité 6 est l'unité du Diahot et l'unité 7 correspond à l'unité du Pouébo.

Les roches des unités 5 et 6 sont détritiques, d'origine continentale avec une origine de l'autochtone : conditions de sédimentations d'une marge continentale.

L'unité 7 est une unité à sédimentation marine (avec basaltes et ophiolites). Elle était quelque part dans le pacifique.

Ces trois séries (5 à 7) présentent un métamorphisme HP, BT. (LWS : lowsonite (violet) ; G : grenat (vert) ; OMPH : omphacite (pyroxène HP, bleu)).

En coupe, les isogrades sont aussi en anticlinal. Les minéraux sont datés contemporains aux nappes ophiolitiques et de Nouméa-Bourail. → Ces nappes ont poussé tout le reste.

Etape 2 :

Il se crée une subduction dans le bassin est-calédonien mais qui dure trop peu de temps. Il n'y a formation que du début d'un prisme d'accrétion.

Le bassin est-calédonien subit une subduction océan/océan avec incorporation du prisme d'accrétion.

Etape 3 :

L'obduction : l'océan pacifique subit un cisaillement crustale, ce qui provoque la mise en place de l'océan sur le Diahot et du Diahot sur l'océan !

Tout est ensuite poussé sur la marge passive de la Nouvelle-Calédonie qui est découpée par des failles normales.

Etape 4 :

Cette étape conduit au dispositif actuel. La compression s'arrête. L'épaisseur crustale est anormale et il y a compensation isostatique, ce qui crée des déformations à cause des soulèvements. Le relief en surface va être détruit au fur et à mesure de la remontée (érosion rapide à cause du climat tropical). Maintenant, l'épaisseur est normale..

Ce type de reconstruction est le plus probable. Ce phénomène aurait donc duré moins de 10 millions d'années.

L'intérêt de la Nouvelle-Calédonie :

- Le phénomène tectonique se limite à l'obduction.
- Pendant le cisaillement crustale, on atteint le gradient HP, BT.
- La base de la nappe ophiolitique est chaude, cela crée un effet de « fer à repasser ».
- On a une mince bande de métamorphisme inverse (HT, BP). De haut en bas, c'est inversé.
→ Ce type d'évolution est celui des chaînes de montagnes.

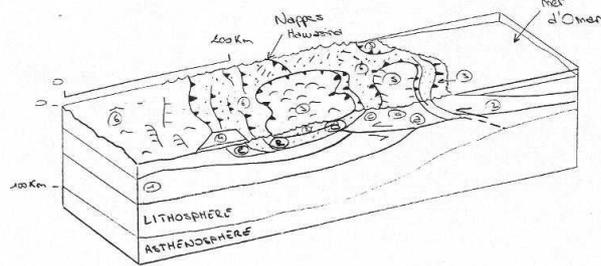
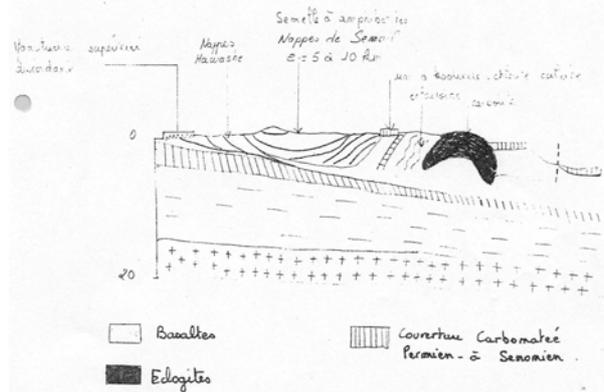
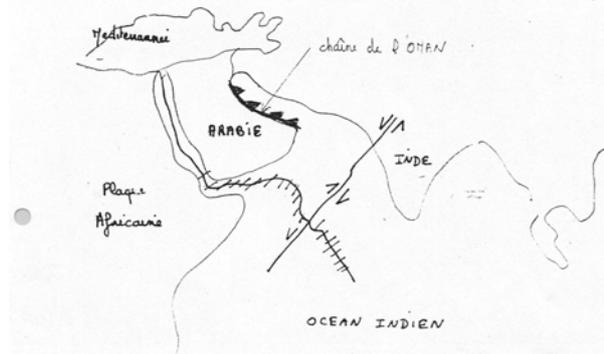
Lorsque l'on étudie en détails la chimie fine des basaltes de Poya, on en trouve de très nombreux et ils sont de type « plateau océanique ».

Actuellement, il n'y a pas de phénomène d'obduction. Les Alpes ont subit plus qu'une obduction. En effet, ce stade a été dépassé et c'est un phénomène d'hypercollision qui s'est déroulé pour leur formation.

Cas de l'obduction d'Oman.

On observe des montagnes désertiques avec des affleurements de chrome et de nickel. On trouve aussi, une nappe ophiolitique, le socle de la plaque arabe, une couverture du crétacé, une couverture carbonatée et une partie métamorphisée dans le faciès HP/BT. Cette obduction date d'il y a 80millions d'années.

On peut observer un cisaillement crustale profond avec des leucogranites. Il y a d'abord eu une subduction mais elle s'est bloquée.



BLOC DIAGRAMME SCHEMATIQUE
DE LA NAPPE OPHIOLITIQUE
D'OMAN

② Pré Cambrien Arabe
= croûte continentale
(et unités métamorphiques
intérieures)
↳ ORANGE FONCÉ

Lithosphère → ROUGE
Asthénosphère → VIOLET

① Croûte océanique
↳ VERT CLAIR

③ Ophiolite de Semail
↳ VERT FONCÉ

④ Massif tectonique discordant
↳ ORANGE

③ Fenêtre de l'Hawaïïna → ROUGE

⑤ Mer → BLEU CLAIR

③ Éclogites (103-111 Ma)

⑤ schiste bleu (76-101 Ma)

⑤ schiste vert (70-85 Ma)

④ séquence métamorphique à HT-HP
(faciès amphibolite) (24-108 Ma)

② Nappes Hawaïïna (dépot de la
marge arabe)

Chapitre 5 :

Les îles de point chaud, de dorsale océanique et faille transformante ; Atolls, Seamounts, Guyots ; Plateaux océaniques des Kerguelen et Atlantique nord.

Différents exemples :

- Atlantique nord : île de J. Mayen. Elle n'est pas située exactement sur la dorsale mais à 50km.
- Islande : plateau océanique.
- Açores : elles sont sur une frontière coulissante et non sur un point chaud.
- Bermudes : si c'est un point chaud, alors il est mort.
- Canaries : c'est un gros point chaud actif
- Saint Paul : ce n'est même pas une île volcanique. Les roches sont ultrabasiques. Le rocher de St Paul se situe sur un premier atlantique ouvert au jurassique (165 millions d'années) et sur le deuxième atlantique ouvert à l'albien (-100 millions d'années). Cela n'a rien à voir avec une dorsale.
- Ascension : située à 100km de la dorsale, c'est un point chaud.
- St Hélène : c'est un point chaud.
- Tristan du Cunha : c'est un point chaud.
- Dough : c'est un point chaud.
- Bouvet : c'est un point chaud.

→ Les îles sont de plus en plus alcalines qu'elles sont éloignées de la dorsale.

Six points chauds ont été mis en évidence :

- Yellowstone,
- Iles de la société.
- Islande.
- Iles du cap vert.
- Réunion.
- Canaries.

Notion de la ligne chaude : Cette notion a été faite pour expliquer l'alignement d'îles dans lequel on ne retrouve pas la logique du point chaud. Les points chauds sont fixes et les plaques bougent au-dessus.

Le point chaud de Yellowstone est sous la croûte continentale américaine. On peut donc avoir un volcanisme de ce type sous n'importe quelle structure.

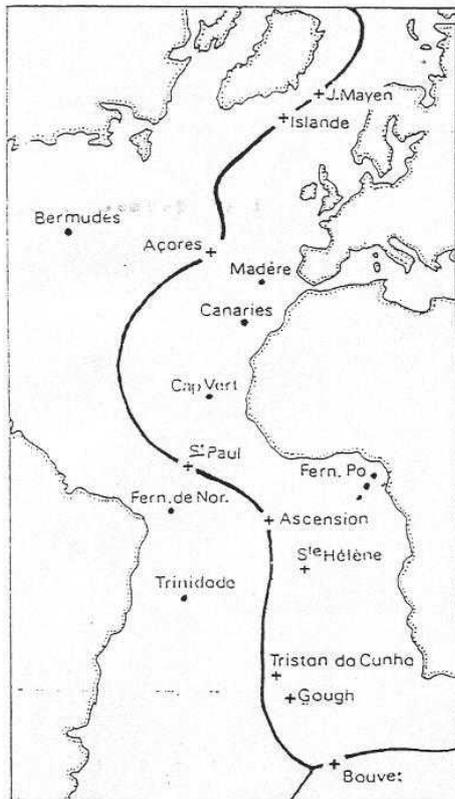
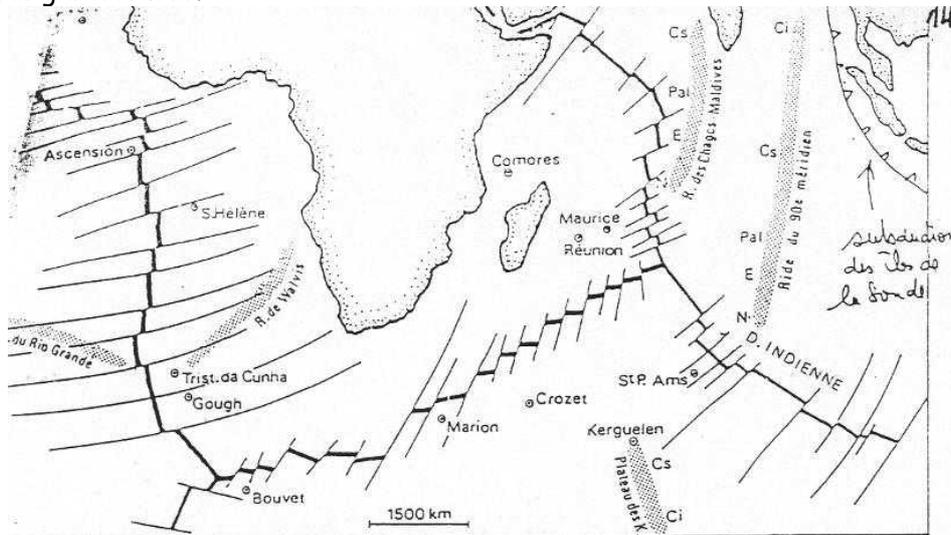
Le volcanisme de point chaud est de type alcalin. La matière chaude qui remonte est en fusion partielle, les basaltes sont riches en alcalins donc en calcium.

Les feldspaths seront surtout des plagioclases.

Il y a trois voies d'expression des magmas de points chauds :

- Directe : on trouve à la sortie le magma initial, non différencié.
- Stockage dans la chambre magmatique : cristallisation d'olivine qui prend beaucoup de SiO₂. Le magma va s'enrichir en fer et magnésium. Les laves vont être sous-saturées, avec des coulées visqueuses, explosives.
- Stationnement définitif : gabbros ou roches grenues sous-saturées.

Les édifices volcaniques sont nombreux, avec de nombreuses formations associées, mais on ne trouve pas d'alignement net : les schémas pédagogiques doivent être pris avec du recul car ils ne valent pas grand-chose.



ÎLES VOLCANIQUES ET DORSALES DES OcéANS ATLANTIQUE ET INDIEN

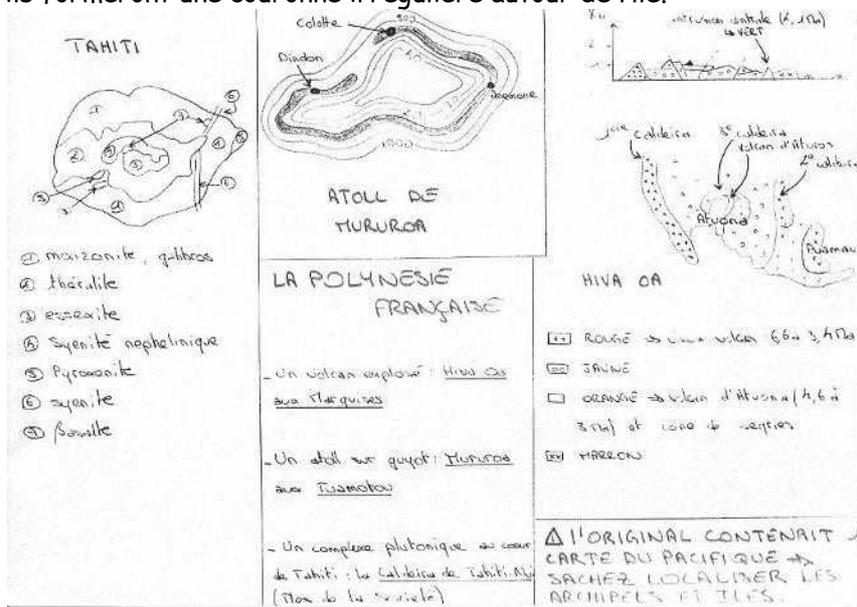
- ⚠ St Paul's Rocks = peridotites pas de laves!
- ⚠ Comores = archipel.
- ⚠ il manque beaucoup d'îles neutres dans l'O. Indien
- ⚠ les Açores sont pas sur la dorsale, les grandes dorsales sont des structures géologiques.
- ⚠ pas de volcan aux Bermudés

Etude des îles éteintes.

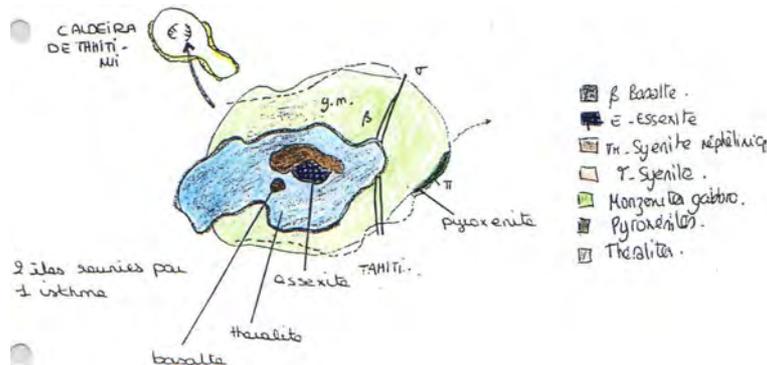
Exemple de l'île d'Hiva Oa.

L'appareil volcanique est compliqué : il présente trois calderas à magma indifférencié de basaltes alcalins : conditions explosives → Explosion et formation de la première caldera. Le deuxième volcan, en explosant donne la seconde caldera. Le troisième explose mais de manière incomplète et il en reste donc la moitié.

On trouve des intrusions de produits différenciés alcalins (plagioclases de phonolithes qui forment le bouchon). Le volcanisme est arrêté depuis trop peu de temps pour avoir accueilli des coraux. Tant que l'eau est trouble à cause de l'érosion du relief, il n'y aura pas de corail. Quand ils s'installeront, ils formeront une couronne irrégulière autour de l'île.



Exemple de Tahiti-nui.



Autour de cette île double, il y a installation d'un récif frangeant influencé par l'érosion du volcan → deux cônes volcaniques éteints.

A Tahiti-nui, l'érosion a dégagé des roches intéressantes de la caldera. Ces roches sont différenciées à partir d'un magma alcalin et sont en deux ensembles superposés :

- Un ensemble un peu sous-saturé (gabbros, monzonites).
- Un ensemble sous-saturé (essexites, théralites).

Localement, on a des roches ultrabasiques, riches en fer et magnésium.

Toutefois, ces roches sont grenues → dans le volcan, il y a avait au moins deux chambres : une pour les roches peu sous-saturées et une pour les roches sous-saturées. A l'arrêt du chauffage, il y a eu cristallisation en l'état de l'ancienne chambre magmatique hétérogène, avec un refroidissement lent.

Ces volcans sont posés sur une croûte océanique qui se refroidit et perd du volume : elle devient plus dense et donc, s'enfonce. Après l'érosion, il y a enfouissement de l'île à cause du vieillissement de la croûte.

Un guyot est un atoll qui s'enfonce : îles coralliennes noyées. Dans les très vieux guyots, on trouve des rudistes (fossiles) et non des polypiers.

Les atolls et les guyots ont quand même des hauteurs très importantes bien qu'ils soient sous l'eau : Hawaï (île de point chaud) comme à 5000 mètres de profondeur et atteint 4208 mètres d'altitude, soit 9208 mètres au total !

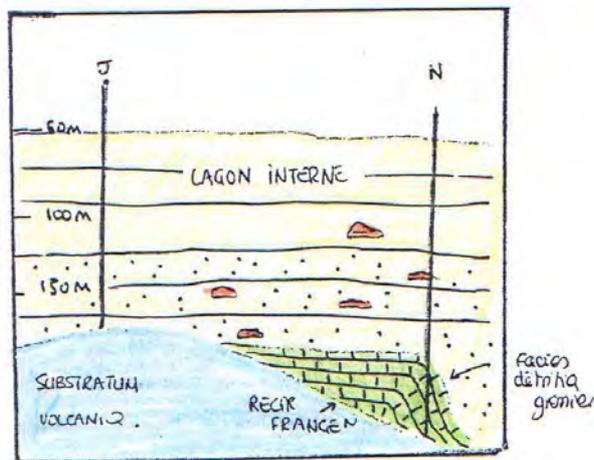
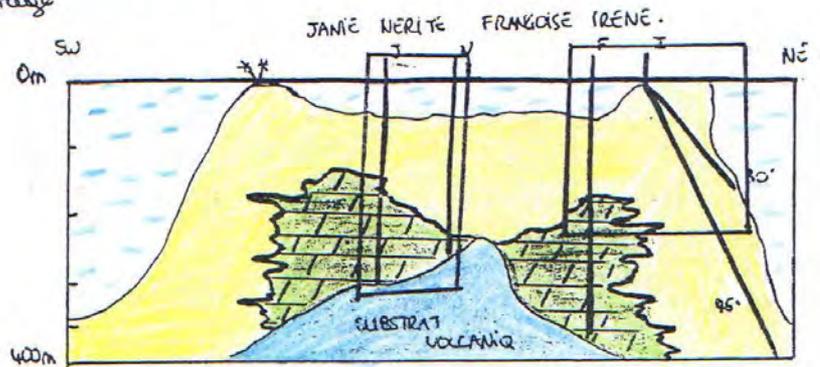
L'atoll de Mururoa : organisation.



± seule caissonne récifale
 → relat^o génetiq^o entre
 les volcans, les edifices
 coralliens et le niv. de
 la mer



ATOLL MUKURUAE



Le substratum est à plus de 200 mètres de profondeur. Les forages montrent qu'il n'y a pas les mêmes choses en surface qu'en profondeur. Sur les parties extérieures de l'atoll, les coulées de coraux sont attaquées par la mer.

Le lagon présente des débris amenés par de grandes tempêtes ou des cyclones. Au centre, les calcaires sont fins (en vert : dolomite).

A la sortie de l'atoll, sur le panache, on trouve des poissons. Ces eaux ont un excès de matière organique, d'azote, de phosphore et de silicium.

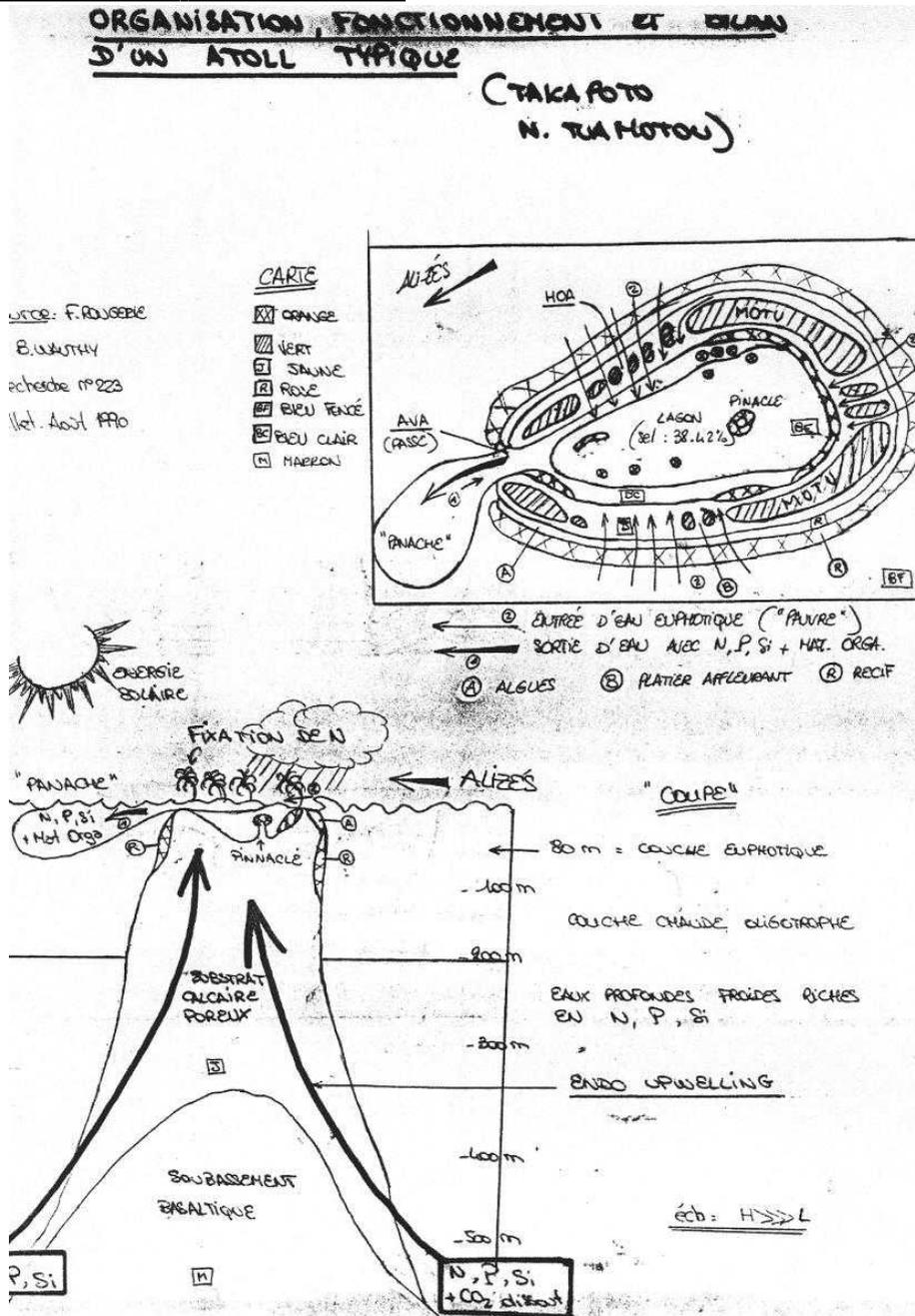
Dans les carbonates profonds, on a de l'eau salée à composition d'océan profond avec peu de nutriments : eaux oligotrophes.

Les eaux profondes sont froides et riches en azote, phosphore et silicium : il y a infiltration d'eau dans les calcaires poreux → Il y a une convection verticale qui alimente l'écosystème en éléments et CO₂.

→ C'est un système « endo-upwelling ». (le maximum de flux de migration verticale se fait au niveau des pinacles).

Beaucoup d'îles volcaniques donnent des atolls en mauvais état ou ont même disparu.

L'équilibre d'un atoll : fonctionnement.



Après de fortes pluies, la formation d'une bulle d'eau douce bloque le passage de l'eau de surface par infiltration. Quand les communications sont fermées, la bulle d'eau douce encercle l'île et empêche le renouvellement de l'eau du lagon : le volume d'O₂ libre décroît fortement au cours du temps. Les premiers touchés sont les prédateurs (tout ce qui bouge). Les morts vont sédimenter et la matière organique va être dégradée. Les os vont libérer du PO₄ qui s'accumule. Le reste de la matière organique donne du kérogène. Le PO₄ pourra ensuite être utilisé en gisement comme actuellement sur l'île Nauru.

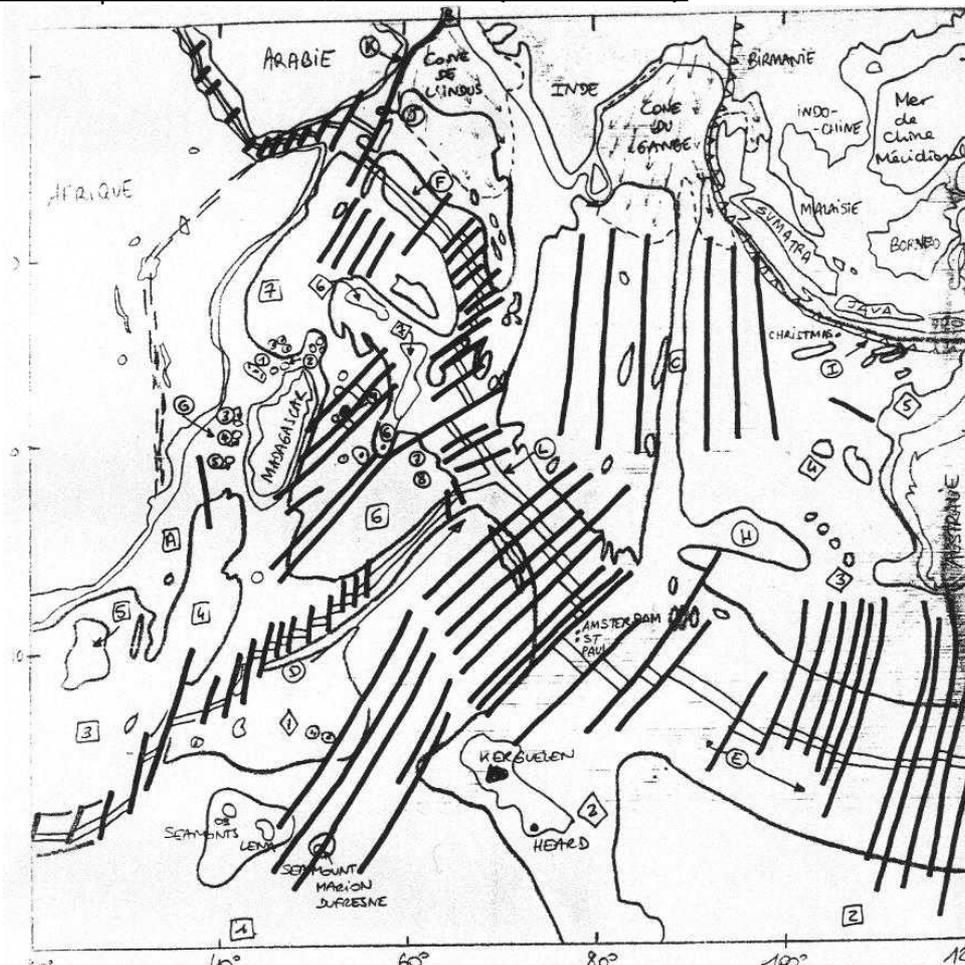
Le cas de l'atoll de clippertone.

- Stade presque atoll : récif frangeant et récif barrière. Enfouissement de la pointe du volcan.
- Stade atoll initial : différenciation entre les zones intermédiaires données par la sédimentation et les zones externes obtenues par la construction.
- Stade atoll : approfondissement du lagon. Croissance verticale et accréition latérale sur les bordures.

Il y a quand même des stades d'inversion comme pendant la dernière glaciation avec une baisse du niveau marin de 130 à 150 mètres.

Si la mer monte trop vite par rapport à la croissance des coraux, ces derniers vont mourir et on passe au stade guyot.

Un volcanisme de point chaud vivant : La Réunion. (Océan Indien).



OcéANOGRAPHIE ET TECTONIQUE DE L'OcéAN INDIEN.

Iles "françaises"

- ① Autour de Madagascar
 - LA REUNION : volcan sur Hot spot
 - TROMELIN : Guyot
 - GLORIEUSES
 - JUAN DE NOVA
 - BARSAS DE INDIA
 - EUROPA
- Iles éparses :
 - caract sur plateau continental
- + MAYOTTE : VOLCAN

② Dans l'Océan indien S.40-50°

- AMSTERDAM } VOLC. ALCAIN SUR TRANSFORMANTE
- SANT PAUL }
- CROZET }
- KERGUELEN : BASALTES ALCAINS ET GRANITES OcéANIQUE

<u>ILES :</u> ① COMORES ② GLORIEUSES ③ JUAN DE NOVA ④ BASSAS DE INDIA ⑤ EUROPA ⑥ RÉUNION ⑦ MAURICE ⑧ RODRIGUEZ ⑨ TOMELIN	<u>BASSIN :</u> ① Antarctique africain ② _____ australien ③ Agulhas ④ de Mozambique ⑤ du Transkei ⑥ de Madagascar ⑦ Somalien	<u>PLATEAUX :</u> ① Plateau de Crozet ② de Kerguelen-Heard ③ de Naturalista ④ Wallaby ⑤ Ex Mouth Plateau ⑥ des Seychelles ⑦ des Mascariques.
<u>RIDGE :</u>		
A du Mozambique B de Murray C Ninetyeast	D Dorsale S Ouest indienne E _____ S Est _____ F de Carlsberg	
G Canal du Mozambique H Broken ridge I Fosse de Java J Mer d'Arabie K Zone de fracture d'Oman L Point triple de Rodriguez.		

On a trois dorsales avec un point commun : le point triple de Rodrigue.

Le plateau des Kerguelen est le second plus grand plateau océanique du monde. La dorsale sud-est indienne s'est ouverte en dernier.

Le point chaud de la réunion.

L'île de la Réunion est différente du département de la Réunion (Iles éparses) :

- Tremlin (+5 mètres d'altitude) : pour des prélèvements de tortues et d'œufs.
- Seamount Bardin.
- Iles glorieuses : personne.
- Juan de nova : station météo.
- Basses de india : station météo.
- Europa : station météo.

La réunion est une île construite sur une croûte océanique avec une dorsale qui bégayait. On y trouve deux volcans adjacents : un froid, éteint (le piton des neiges) et un actif (le piton de la fournaise). On y voit les traces d'éruptions de basaltes alcalins à phénocristaux d'olivine, ce qui traduit la présence de magmas de plus en plus sous-saturés.

En profondeur, ce volcan a un diamètre de 190km.

Le piton de la fournaise est recouvert de coulées basaltiques récentes.

Le piton des neiges est coupé par trois vallées (trois cirques), ce qui forme trois ensembles :

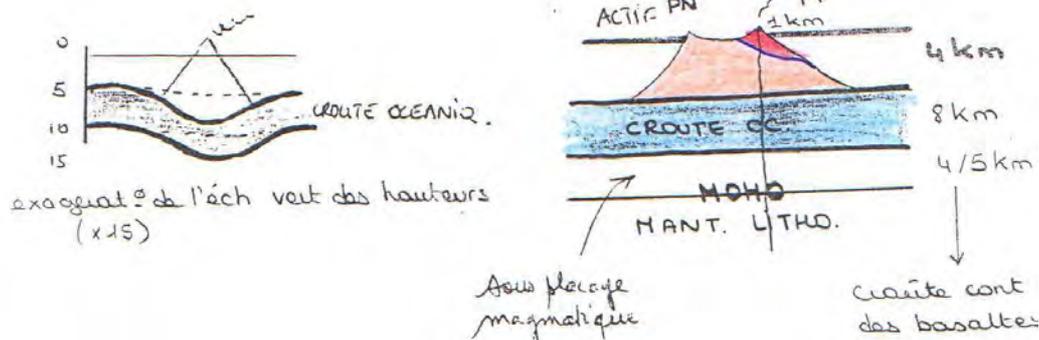
- Des océanites récentes.
- Des océanites anciennes.
- Trachyte et ignimbrite.



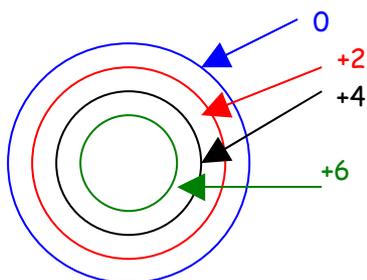
Les laves arrivant en surface sont des basaltes alcalins peu différenciés.

Débit de magma au cours des ans :

Depuis 60 ans, il y a une production continue mais qui s'accroît → volcanisme très actif.



Coupe : la croûte qui supporte cet édifice est déprimée par le volcan et légèrement bombée à l'extérieur du volcan : anomalie gravimétrique à l'air libre. Le zéro de l'anomalie est à plusieurs centaines de kilomètres du volcan.



→ traduit l'instantanéité du phénomène de point chaud

A Maurice, il y a plus d'activité, donc, allègement et refroidissement. La densité va augmenter et l'anomalie se resserre autour de l'île.

Calcul précis en fonction de l'épaisseur de la croûte, le poids de l'édifice volcanique → excès de masse inexplicable.

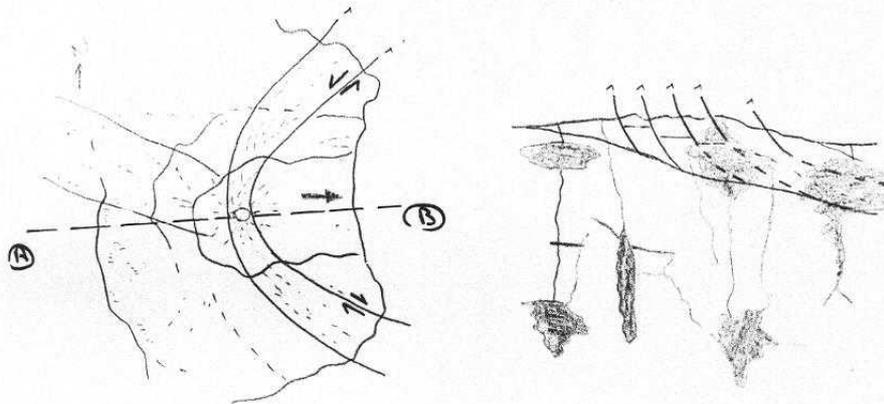
Pour expliquer ceci, la sismique est d'une grande aide. Elle permet de mettre en évidence que la croûte océanique est épaissie par-dessous. Cet épaississement augmente la cristallisation des magmas basaltiques alcalins produits par le point chaud. On trouve entre 3 et 4 kilomètres de gabbros sous la croûte océanique portant l'île Maurice.

La cristallisation de basaltes alcalins non différenciés permet la formation de gabbros : c'est un phénomène de placage magmatique ou « underplating ».

Quatre destinées des basaltes alcalins :

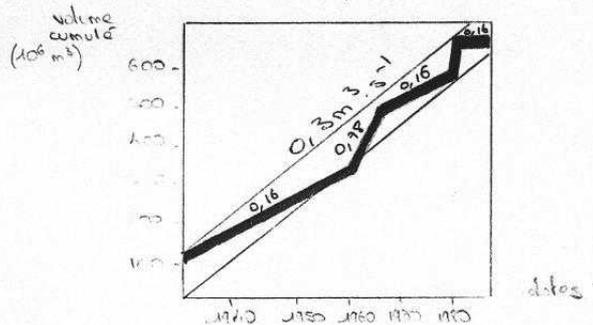
- Directement en surface.
- Chambre magmatique.
- Sous placage magmatique...

Carte et coupe structurales schématiques du Piton de la Fournaise



- failles successives en "cuillère" et fossés d'affaissement UNW-ESE
- failles radiales
- chambres magmatique déterminées par la géo4

Débits de magmas émis par le Piton de la Fournaise



Une faille normale favorise l'accumulation de magmas dans la chambre magmatique superficielle pour la cristallisation d'olivine.

Plateau océanique des Iles Kerguelen et de l'Atlantique nord.

Histoire de l'océan indien.

Le point chaud de la réunion est à la base de l'alignement de reliefs sou-marins ou émergés : le plateau océanique des Mascareignes.

Avant l'ouverture de la dorsale de Carsberg, le plateau des Mascareignes rejoignait du sud au nord, les Chaps, les Maldives et les Laquedives le long de la côte est indienne (même aspect d'île que dans le pacifique sud : atoll).

Encore plus au nord, il y a des énormes épanchements basaltiques du Deccan.

→ Tout ça : même point chaud.

Les points chauds commencent par donner de grands épanchements volcaniques. Au début, le point chaud est très énergétique et donne : des Trapps (sur le continent) ou des plateaux océaniques (dans l'océan).

Répartition géographique et géodynamique des provinces tholéitiques continentales.

Avant l'ouverture de la dorsale atlantique :

- Groenland et province thuléenne : même pont.
- E. USA, Maroc et Mauritanie : même point.
- Parana et Koac et Etendeka : même point.
- Ces ponts sont en corrélation car pour déstabiliser une croûte continentale, quoi de mieux qu'un coup, de chalumeau.

Le modèle serait parfait s'il n'y avait pas une exception : le trapp de Norilak en Sibérie n'a pas ouvert le continent et pourtant, c'est le trapp le plus volumineux (limite permien/trias) :

- Crise biologique.
- Crise climatique.
- Le thème des points chauds a donc ses limites.

La trace de l'île de la Réunion est elle un alignement de point chaud ou un plateau océanique ? On ne sait pas car l'origine est la même.

Plateaux océaniques.

Les plateaux océaniques représentent 30% de l'océan mondial.

Où finit la trace d'un pont chaud et où commence le plateau océanique.

Le plus grand plateau est celui d'Otong-Java, à l'est de la Papouasie-Nouvelle Guinée.

Le second plus grand est celui de Kerguelen/Heard.

Un autre se trouve dans l'atlantique nord.

Kerguelen/Heard.

Il mesure au moins 2200 kilomètres de long (45° à 63° de latitude) et 400 à 500 kilomètres de large.

Il y a un nouveau volcanisme très actif sur l'île Heard qui continue d'ajouter des basaltes sur l'édifice.

Ce plateau n'a rien à voir avec le volcanisme des Iles Kerguelen.

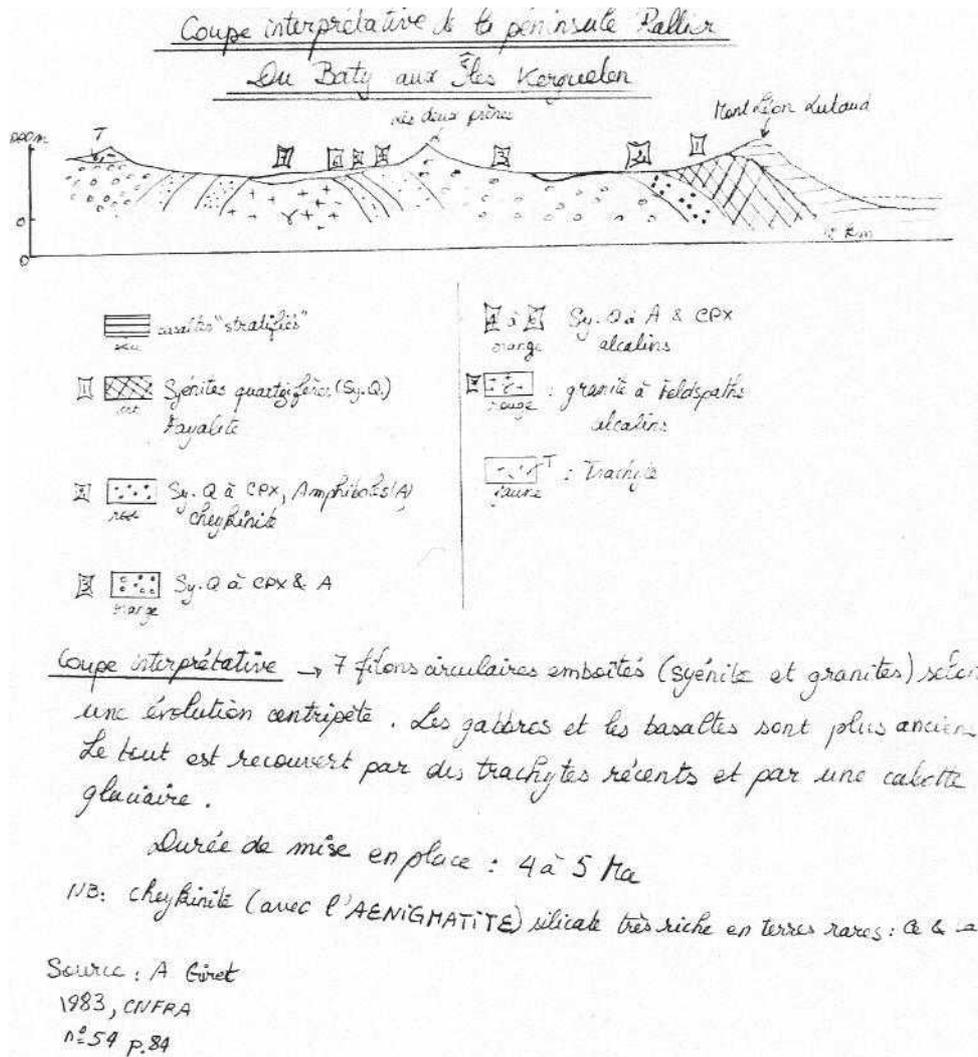
Le plateau vient d'un point chaud du Crétacé.

Les îles viennent d'un point chaud actuel au niveau de l'île d'Heard (né à l'Eocène) : les îles sont nées après le plateau.

Les Iles Kerguelen : ce sont quatre édifices volcaniques successifs.

- Coulées basaltiques à sédiments granuleux : fin du volcanisme.
- K ap : dépôt de craie → mer peu profonde.
- Craies phosphatées : il y a du relief.
- Boue à coccolithes : mer chaude
- Boue à diatomées : mer froide. ▼ Refroidissement
- Il y a donc un lent enfoncement d'un édifice.
- Cendres volcaniques : début de l'histoire des îles Kerguelen.

La trace du point chaud des Kerguelen est la ride des 90°E (Nornantest) jusqu'en Inde où ce point chaud a donné les trapps du Rajmahal.



Ce plateau a été fabriqué entre 110 et 90 millions d'années. On n'en sait guère plus car il est difficile d'accès.

Depuis l'éocène supérieur, la dorsale sud-est indienne a séparé la Broken Ridge du plateau des Kerguelen → ce qui a donné les îles Amsterdam et St Paul.

Ces îles sont installées sur un édifice sous-marin qui est un plateau océanique. On y trouve quatre tronçons qui se chevauchent : c'est un OSC (confère glossaire), une interférence entre une dorsale et un point chaud.

→ Il y a hyperactivité magmatique et

→ Hyperactivité de croissance de dorsale en largeur et en longueur.

La longueur augmente trop vite et provoque un recouvrement.

Les comores.

Mayotte n'est plus maintenant que le reste d'un édifice beaucoup plus grand qu'auparavant.

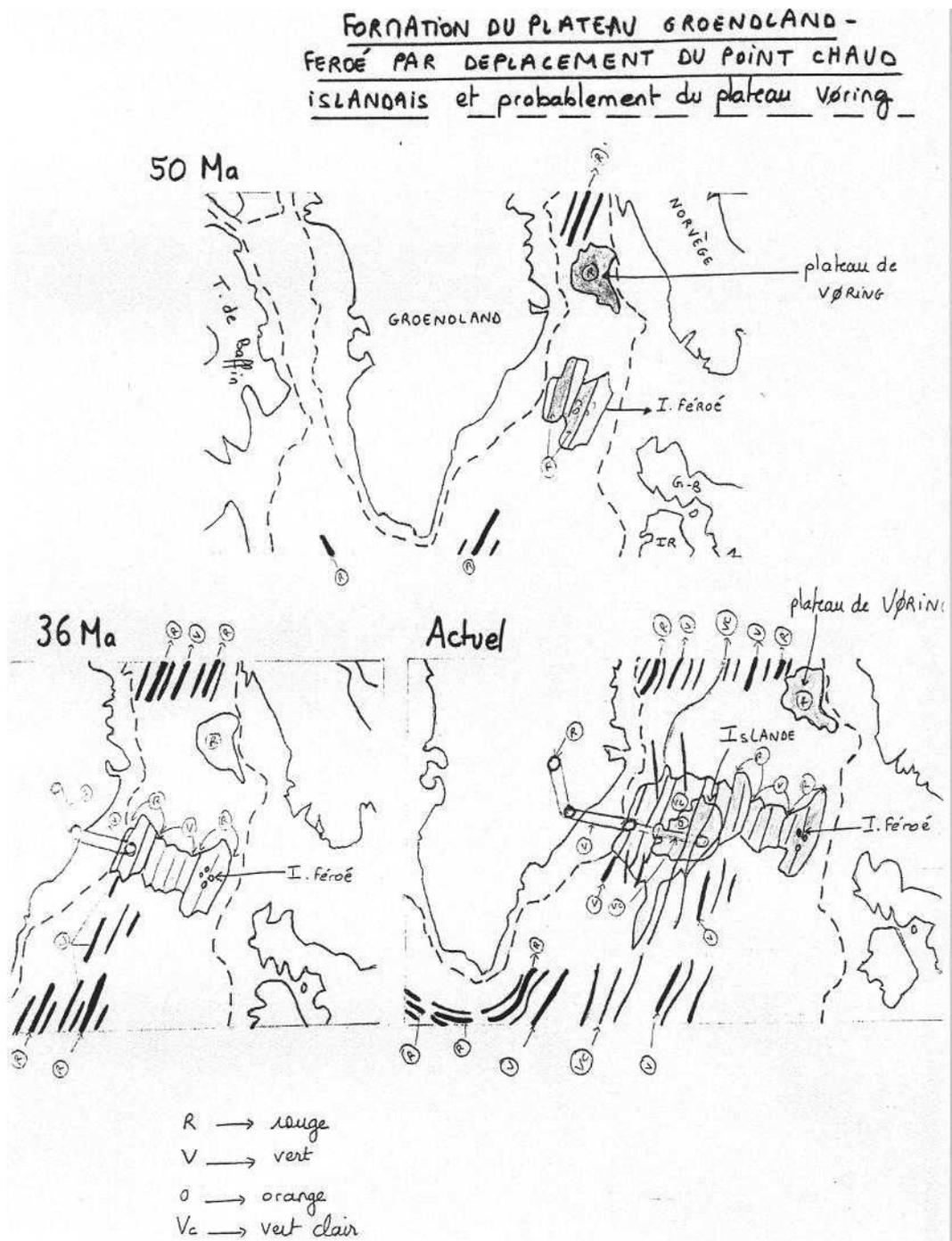
Fonctionnement de l'océan indien.

Premier temps : La première qui s'est créée va du sud-ouest au nord-est. **Deuxième temps** : S'ouvre secondairement un dorsale sud-ouest/nord et pendant que la première dorsale (de Wharton) continue son expansion. C'est le début de la subduction des îles de la Sonde. **Troisième temps** : Il y a ouverture de la troisième dorsale : la dorsale sud-est. Elle s'ouvre à partir du sud-est de l'Australie. Elle va rencontrer une autre dorsale et former le point triple de Rodrigue. En

s'ouvrant, elle va réaliser la coupure de la « broken ridge » et donner le plateau des Kerguelen.
Quatrième temps : La dorsale de Wharton s'éteint et commence à se faire avaler par la subduction des îles de la Sonde.

L'atlantique nord.

On peut observer de grands épanchements basaltiques, des poussières et des changements climatiques importants.



Un plateau océanique bouche l'atlantique et les eaux sont donc très salées. Les eaux de l'océan glacial arctique sont lourdes et s'enfoncent mais elles se trouvent bloquées par ce plateau.
 Le courant chaud du Golstimm parvient jusqu'à l'Islande et plus au nord, car il n'est pas gêné par les eaux arctiques bloquées. Ici, le plateau océanique joue un rôle dans le climat.

Quand le point chaud du Groenland arrive à la marge est du Groenland, il y a synergie avec la dorsale médio-Atlantique. C'est l'hyperactivité de cette dernière qui va fabriquer les îles Féroé.

Quand le point chaud s'approche de la dorsale, il y a formation d'un second plateau, plus petit. Quand ce point chaud arrive sur la dorsale, il y a création du plateau océanique Islandais actuel.

Dans les plateaux océaniques qui sont maintenant dans l'océan mondial, il y a une coïncidence étonnante : les plus grands (sauf l'Islande) sont à peu près contemporains (du crétacé inférieur, quand les continents étaient plus dispersés et les océans plus étalés).

→ C'est une segmentation de couches euxiniques formées en ambiance anoxique à cause d'une mauvaise circulation dans l'océan mondial.

A ce moment-là, les faciès étaient les mêmes partout : marnes noires (ou black shales) qui sont la roche mère du pétrole actuel.

Les granites océaniques :

Ce sont des roches trouvées dans un affleurement d'un volcan éteint et érodé de la péninsule de Rallier du Baty.

Interprétation : sept filons circulaires sont emboîtés selon une évolution centripète. Les gabbros et les basaltes sont plus anciens. Tout le reste est recouvert par des trachytes récents et par une calotte glaciaire (constitution en oignon). La mise en place a duré entre 4 et 5 millions d'années.

→ Basaltes alcalins.

- 1 : Feldspaths plagioclases.

- 2 : Feldspaths alcalins.

- 3 : Quartz, Feldspaths alcalins et un peu d'amphibole → granite alcalin ou granite océanique.

C'est le plus grand gisement du monde.

Comme il y a plus d'eau que de CO₂, la roche se fige telle qu'elle s'est différenciée.

On estime que c'est moins de 1% du volume de basaltes qui donne le granite océanique : avec 1m³ (qui a le temps de se différencier) on peut faire 10 litres de granite alcalin. Le rendement est très faible, ce qui explique la faible fréquence d'apparition de ces granites (ainsi que le mode d'apparition : remontée de morceaux ou très forte érosion).

La productivité globale du volcanisme (intraplaque et interplaque [dorsales et arcs]).

Volcanisme et plutonisme de la Terre (en km³/an).

Lieu	Roches volcaniques	Roches plutoniques
Ride océanique (dorsale)	3 (basaltes tholéitiques)	18 (gabbros)
Frontières convergentes (arcs volcaniques, calco-alcalins)	0,5 (andésites)	2,5 à 8 (plutons calco-alcalins)
Intraplaque continentale	0,03 à 0,1 (basaltes alcalins)	0,1 à 1,5 (plutons alcalins)
Intraplaque océanique	0,3 à 0,4 (basaltes)	1,5 à 2 richesse en silice → Acide
Total	3,7 à 4,1	22,1 à 29,5

Parmi les roches plutoniques, les granitoïdes représentent des quantités mineures (<20%), il y a donc plus de gabbros que de granite.

Les continents ont plus de mal à disparaître : problème du recyclage. Il a été démontré que un tiers des continents a été recyclé en 4 milliards d'années : ce qui reste est ce qui n'est pas recyclable : les continents ont une surface qui augmente alors que la lithosphère océanique a une surface qui régresse.

Toutefois, la production magmatique est sujette à de grandes variations.

Pour le plateau de Java, en 1 million d'années, il a fallu la production annuelle de toutes les rides océaniques actuelles, alors que d'autres plateaux se formaient en même temps.

Chapitre 6 : Frontières divergentes.

I\ Les marges passives.

En Amérique, les marges passives sont toutes au nord et à l'est. En Afrique, on en trouve tout autour, comme en Inde. En australien, on en trouve partout, sauf au nord. EN Asie, ces marges sont sur les bordures est et nord.

En France, on trouve ce type de marges dans le golfe de Gascogne et au large de la Bretagne (à l'ouest).

Dans le cas de la Bretagne, la croûte océanique a plus de 100 millions d'années. Pour la méditerranée, les marges sont jeunes : l'ouverture du bassin a eu lieu à l'oligocène et au miocène. Ces dernières reçoivent de grandes quantités d'alluvions.

Les marges inactives présentent quand même des séismes.

Les gros séismes se trouvent dans les Pyrénées, les Alpes et quelques uns sont situés à l'ouest.

Dans les zones montagneuses internes, les séismes sont superficiels mais dangereux. Dans la zone des Pyrénées et des Alpes, les séismes sont profonds et crustaux.

A\ La marge passive de l'ouest français (éperon de Goban).

Cette marge a une structure simple (en marches d'escalier). Le substratum touché par les forages est le même que celui de la « cornwild ». Ce socle est touché par de grandes fractures qui le séparent en plusieurs morceaux. On trouve :

- Série prérift ou antérift : c'est le premier cycle qui recouvre les roches sédimentaires du trias détritique. Cette série est découpée par des failles et est identique au sommet de chaque bloc.
- Cycle synrift : Entre deux grandes fractures et au pied de l'avant dernière, les sédiments accumulés après la série prérift butent sur la faille normale et s'épaississent en direction de la faille qui est courbe (faille listrique : quand elle s'effondre, le repère décrit une courbe). L'épaisseur varie en fonction de l'éloignement.
- Cycle postrift : La suite de la sédimentation tente de gommer les reliefs, sauf dans la partie terminale.

→ Cette organisation est retrouvée dans toutes les marges passives sauf une.

Discordance on-lap (= progradation).

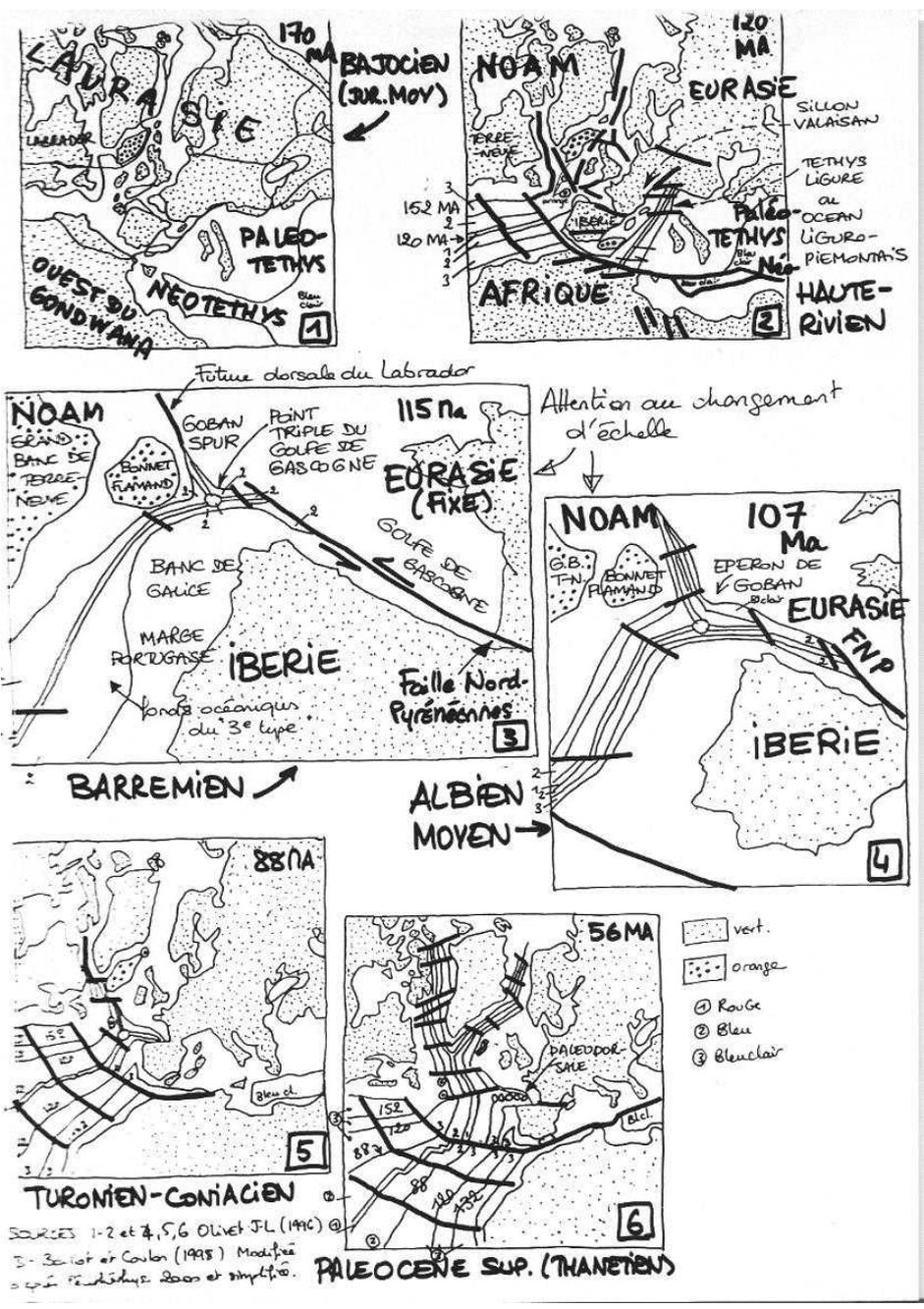
L'atlantique a une histoire compliquée. Au début, quand l'atlantique n'était pas ouvert, une première ouverture s'est faite entre la future Amérique du nord et Afrique, en passant sous l'Espagne, en allant vers les Alpes : c'est l'océan liguro-piémontais (qui donnera les ophiolites des Alpes).

A -115 millions d'années, l'océan atlantique a progressé vers le nord : séparation en trois plaques (Ibérie, Eurasie, Amérique du nord). Il a essayé d'aller à l'est (vers la France) mais a donné l'accident nord-pyrénéen. La tentative vers l'est s'est arrêtée quand l'Ibérie s'est placée dans sa position actuelle.

Une nouvelle tentative a donné la mer du labrador et s'est aussi arrêtée.

La dernière ouverture s'est faite entre le Groenland et les îles britanniques et a donné l'océan arctique.

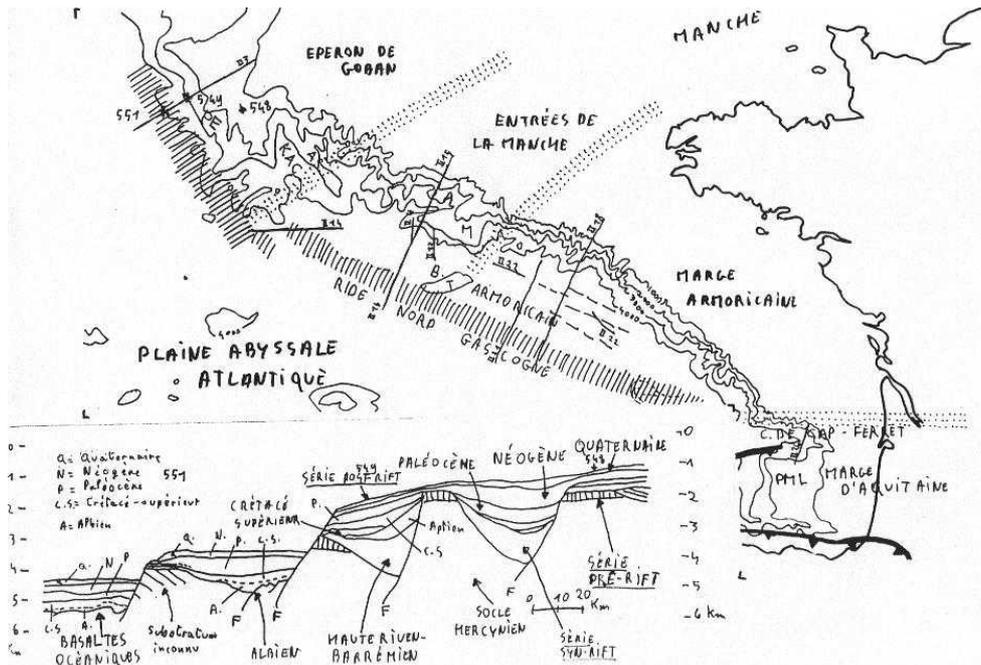
Il reste donc la dorsale morte du golfe de Gascogne et la marge de la dorsale du golfe de Gascogne.



Remarque : à l'albien moyen, il y a eu séparation de l'Afrique et de l'Amérique du sud. L'atlantique nord a donné deux paléo-dorsales.

Légende

- Quaternaire : incolore
- Néogène : orange
- Paléocène : marron
- Crétacé sup. : vert foncé
- Haute-rivien / Barremien : vert clair
- Socatriq : bleu
- Socde : rouge
- substratum inconnu : // quadrillage rouge et bleu

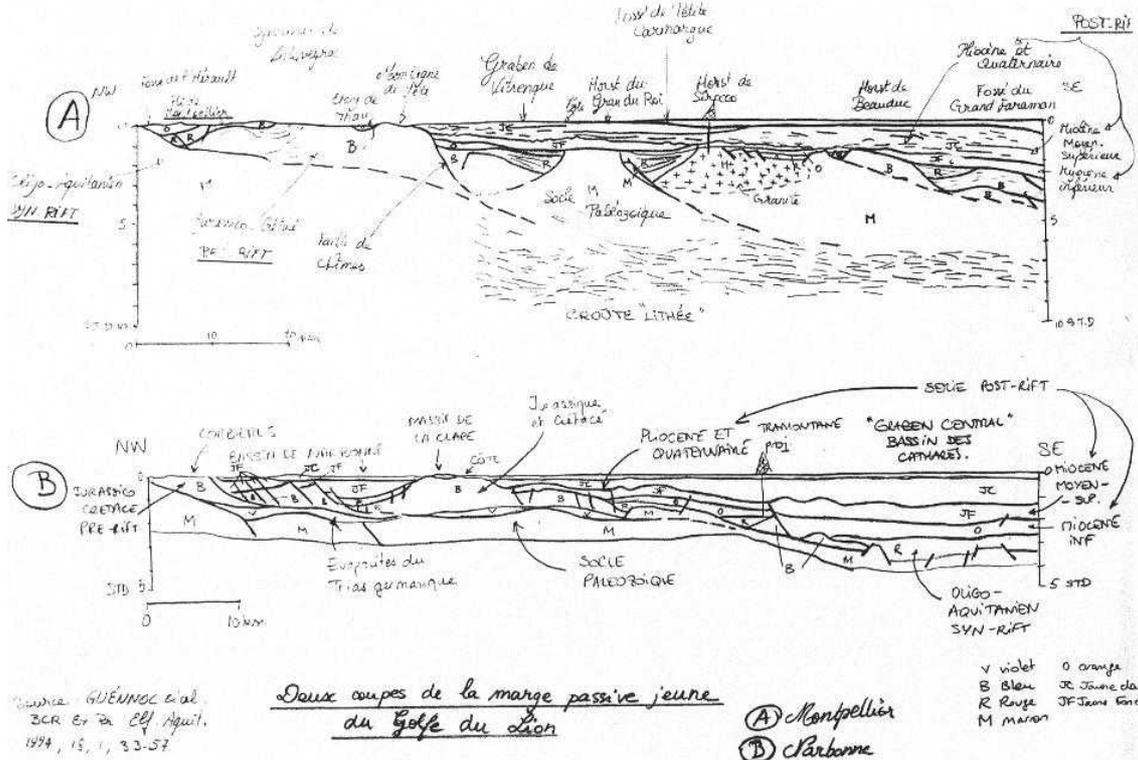


La coupe de la marge étudiée est loin des arrivées fluviales : il y a trois à quatre fois plus de sédiments près des côtes françaises.

C'est une marge vieille et maigre.

Au large du bordelais, la marge est vieille et grasse.

B) Le golfe du lion.



L'exagération verticale est de deux. C'est le même principe de marge mais on trouve des failles dans les deux sens. Les séries antérieures de cette marge sont calcaires, plissées par l'orogénèse des Pyrénées et recouvertes par la dégradation du relief pyrénéen

On trouve les horsts : de la montagne de Sète, du grau du roi, de sirocco.

C'est une marge jeune et maigre datant de l'éocène supérieur.

La série synrift du grau du roi est faite de la couverture pyrénéenne.

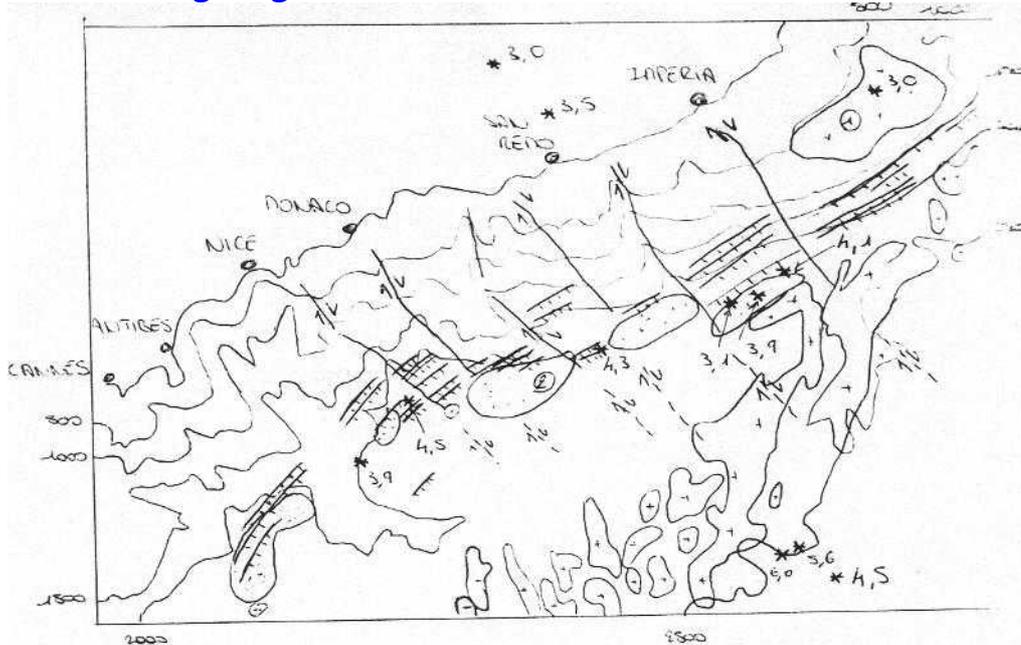
Les reliefs des failles sont fossilisés par des sédiments du miocène inférieur moyen :
jonctions de coulissements.

Au niveau de Sète, des accidents anciens interfèrent avec des accidents récents.

La série postrift va jusqu'à l'actuel. On observe une discordance de fond salé avec érosion qui date du miocène. Cela correspond à un assèchement (durant le miocène) de la méditerranée (paroxysme de la formation des Alpes).

En allant vers l'est, la marge devient grasse grâce au delta du Rhône.

C\ La marge ligure.



CARTE STRUCTURALE DE LA MARGE LIGURE

- bleu
- + violet ⇒ SELS MESSINIENS (diapirs salifères)
- 500 à 1500 : iso bathes
- |||| failles normales
- ① Bassin soulevé d'Imperia
- ② dépôt-centre
- 3,0 à 6,0 : magnitude de des séismes récents
- 6,4 : 1887
- 6,0 : 1963

Cette marge est entre Nice et l'Italie (Imperia) et présente deux types de structures.

Les altérations des failles anciennes sont trouvées dans les failles plus récentes (synrift).

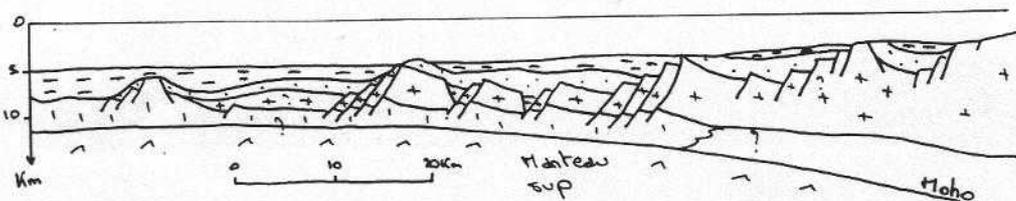
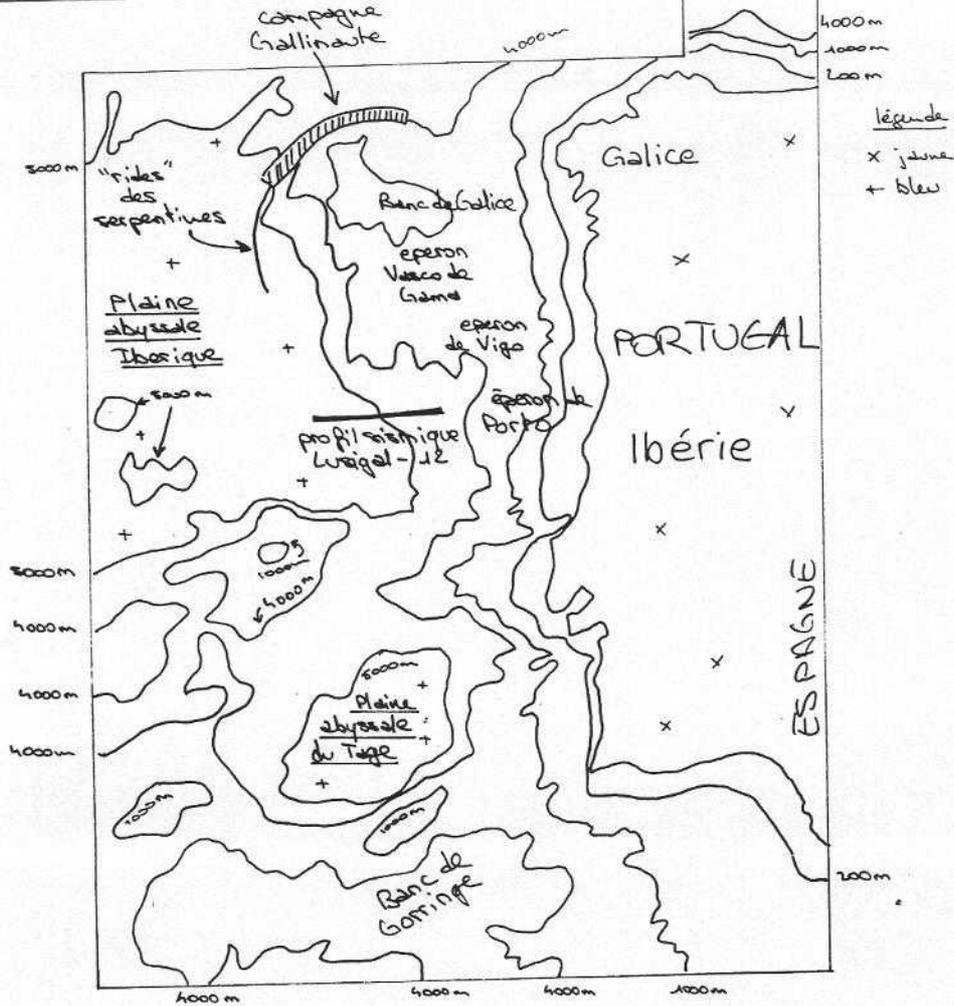
Il y a un fort apport de sédiments par les Alpes (voisins).

C'est une marge en chantier.

Les niveaux les plus clairs sont des niveaux grossiers.

D\ La marge de Galice.

LOCALISATION DES MISSIONS LUSIGNAL & GALINAUTE



[] sédiments jaunes
 [] " " oranges
 [] Péridotites

[] croûte continentale rouge
 [] serpentine (vert)
 (c'est le prof qui l'a mis!)

COUPE SYNTHÉTIQUE
DE LA MARGE DE
GALICE

Sous les sédiments de la marge, on trouve de la serpentine (péridotites hydratées) qui proviennent de l'altération hydrothermale de péridotites.

Ces fonds océaniques sont appelés « fonds et marges du troisième type ». Cette marge correspond à l'ouverture de l'atlantique au barémien (entre l'Ibérie et le Canada).

Du continent au pied de la marge, on a un dispositif semblable à celui des autres marges.

Les sédiments post-rifts sont des dépôts gréseux du trias.

On trouve une série de failles normales en regard océanique mais avec quelques failles opposées qui délimitent des horsts.

La marge d'extension extrême qui réduit la croûte continentale jusqu'à 0 permet la remontée du manteau supérieur sur une vingtaine de kilomètres.

→ C'est une ouverture ultra-lente qui est comparable à la dorsale sud-ouest indienne. : les édifices basaltiques y sont rares et isolés. La croûte océanique est composée de roches mantelliques hydratées.

E\ Conclusion des marges.

Le devenir des marges : les failles listriques sont des zones de faiblesse. Si l'on exerce une compression, les failles normales sont réactivées mais en failles inverses → phénomène d'inversion tectonique.

II\ Les fossés d'effondrement (de l'Europe moyenne).

Hosts et grabens de la marge du golfe du lion sont suivis par des fossés d'effondrement. Un bras de la méditerranée (de 800km) montait jusqu'au nord. Ces fossés sont actuellement inactifs mais quand même associés au volcanisme.

Le fossé rhénan est divisé en deux branches au nord : une qui atteint le nord de la hollande et une qui va jusqu'à Vienne.

Ces fossés viennent d'un rifting actif ou passif. Comme il existait un point chaud il y a 15 millions d'années (maintenant mort) c'est un rifting actif.

A\ Le fossé d'Alsace.

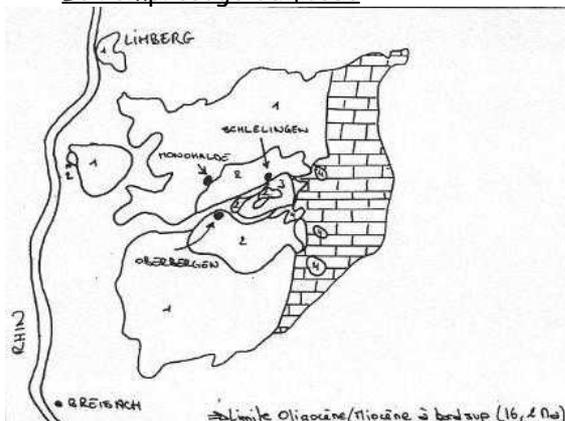
On trouve ce fossé dans les Vosges hercyniennes. La couverture sédimentaire date du trias puis du jurassique.

Le flux de chaleur moyen en France est de $80\text{mW/m}^2/\text{jour}$, alors que dans ce fossé, il est de 140 à $160\text{mW/m}^2/\text{jour}$.

Il fait 50°C à 600 mètres sous Terre.

Ce flux de chaleur permet de transformer des sédiments organiques en kérogène puis en pétrole.

Le remplissage du fossé :



légende : 1 bleu clair
2 vert
3 bleu foncé
4 orange

1 : laves et dyffs feldspathoïdiques (nephelinites) mélanocrates (limburpites), mésoocrates (réphrites) et leucocrates (phonolites).
Jurassique à Oligocène.

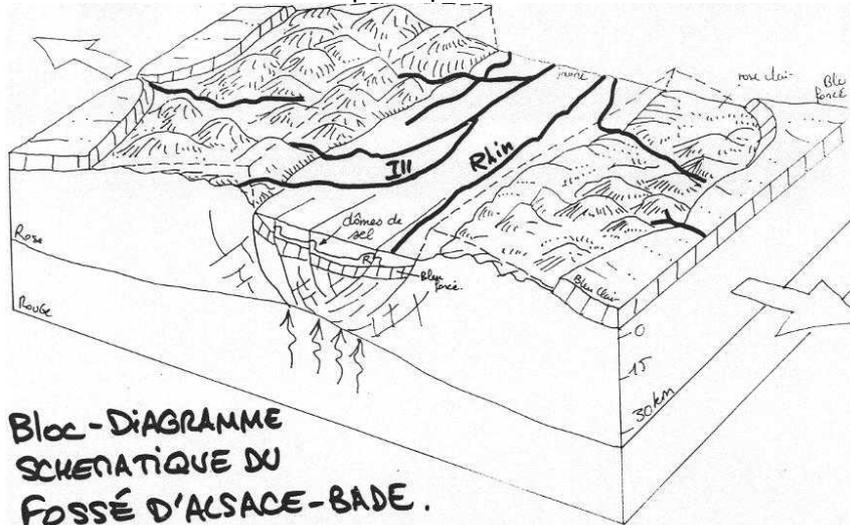
2 : intrusions mélanocrates (théculites) et mésoocrates (essénites)

3 : Carbonatites "Marbres du Riedberg"

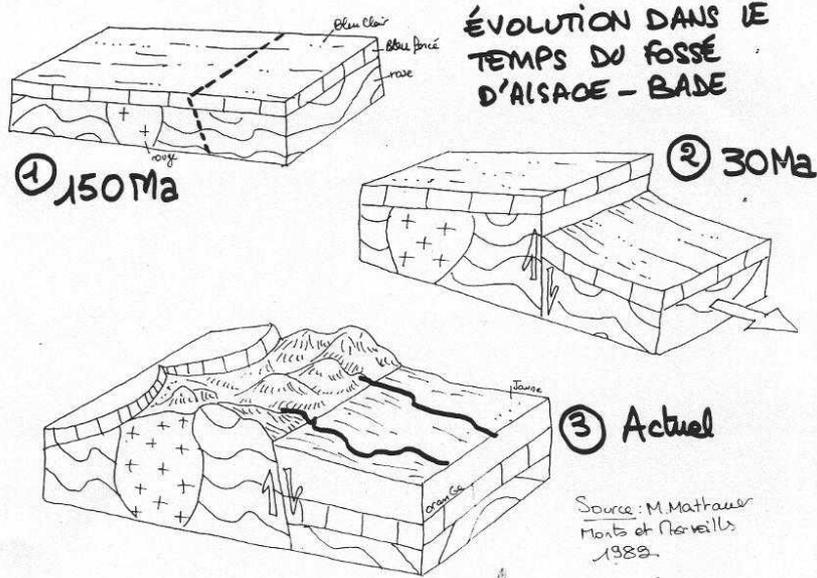
4 : Phonolites

On trouve dans cette zone du volcanisme alcalin avec des coulées de limburgite. La partie centrale est composée de roches grenues (mélanocrates sous-saturées) avec des inclusions de phonolithes. Ces dernières, par démixtion vont donner un massif de carbonatite (massif du badberg). Ce massif a une superficie de $8\text{km} \times 8\text{km}$.

→ Le volcanisme à carbonatite est spécifique des fossés d'effondrement.



**Bloc-DIAGRAMME
SCHEMATIQUE DU
FOSSÉ D'ALSACE-BADE.**



Chapitre 7 :

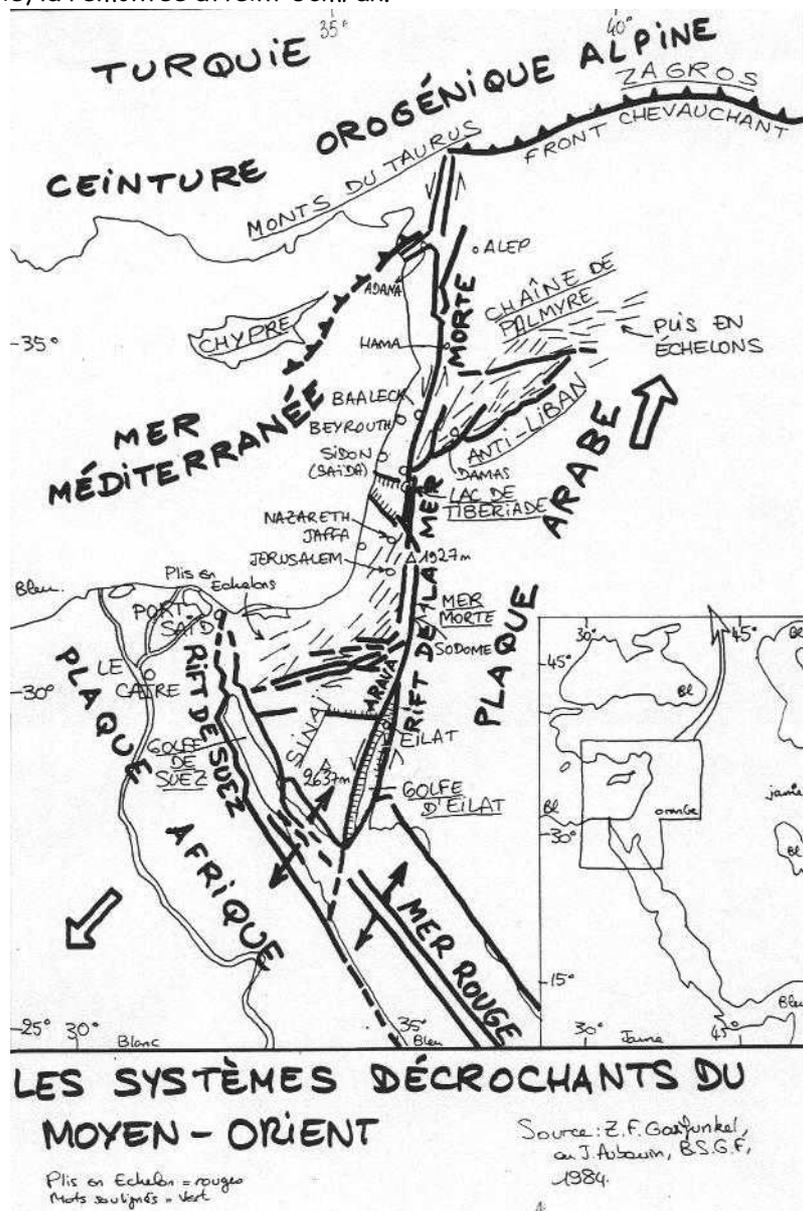
Frontières décrochantes. (faille du levant et alpine fault)

I\ La faille du levant.

La frontière décrochante la mieux connue est la faille de San Andrea. Ici, on étudiera la faille du levant au Moyen-Orient.

Remarques :

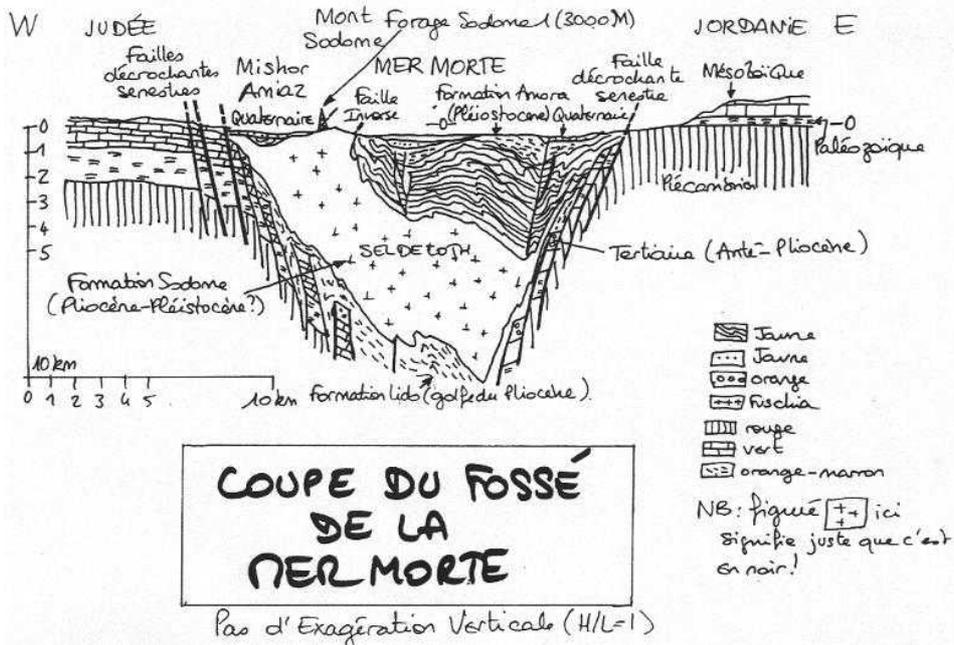
- L'Afrique remonte de cm/an au niveau du Maroc.
- Au niveau de la Libye, la remontée est de 2,5cm/an.
- En Arabie, la remontée atteint 5cm/an.



Cette frontière remonte jusqu'à la chaîne alpine. On a un grand décrochement senestre associé à de petits décrochements dextres (Mt Sinai et chaîne de Palmyre).

On a de grands plis, au nord du désert du Sinai et dans la région de Damas, parallèles en échelon.

Le fossé de la mer morte (la mer morte est un lac salé).

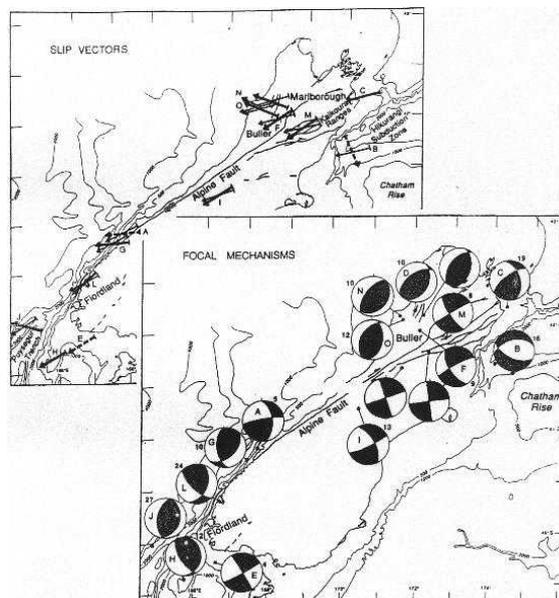


Ce fossé présente une accumulation sédimentaire considérable, ce qui lui confère un pendage extrêmement fort. On peut trouver une distance maximale de 12 kilomètres de sédiments.

On trouve une anomalie thermique de l'ordre de $200\text{mW/m}^2/\text{jour}$. Au pliocène, cette « mer » a été remplie par la méditerranée et s'est ensuite évaporée sur place en donnant une grande croûte de sel. Le sel affleure même dans la région de Sodome. On peut trouver du granite en fusion à 20 kilomètres dans le fossé de la mer morte.

L'intérêt de ce fossé est une localisation du métamorphisme haute température. La localisation de la faille Nord-pyrénéenne, faille qui longe tout le bord ouest du bloc indo-chinois.

II\ The alpine fault.



La sismicité de la faille alpine de Nouvelle-Zélande montre des secteurs en compression et des secteurs en distension.

Le relief :

- Le mont Cook présente des neiges éternelles. Il fait parti des Alpes de Nouvelle-Zélande (d'où le nom de faille alpine).
- La baie d'Auckland : c'est un affaissement (associé à deux autres baies).

III\ La faille décrochante de San Andrea.

C'est un système de failles qui courent le long de la côte américaine. En plus, viennent se brancher des failles dans le même sens et des failles en sens orthogonal.

Le pacifique tourne dans le sens opposé à celui des aiguilles d'une montre (dextre). Les failles obliques sont donc senestres et provoquent la subduction pacifique sous la plaque américaine.

La subduction au niveau de la cote Est des USA est oblique.