
République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers



Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade MASTER en Géologie

Option : Géodynamique de la Lithosphère

Thème

L'INFLUENCE DE LA BATHYMÉTRIE ET DES SÉISMES SUR LA MORPHOLOGIE VOLCANIQUE DANS LES OCÉANS

Présenté par :

TAHRI Zohra

Soutenu publiquement le / 09 / 2022 devant les membres du jury :

M.MAHMOUDI	Maitre-assistant		Président
M. BENDOUKHA R.	Maitre de conférences A	Université d'Oran 2	Rapporteur
M ^{me} ALLAMI. F.Z.	Maitre –assistant	Université d'Oran 2	Examinatrice

Promotion : 2021-2022.

Dédicace

*Je dédie ce modeste travail accompagné d'un profond amour :
A celle qui m'a arrosé de tendresse et d'espoirs, à la source
d'amour, incessible à la mère des sentiments fragiles qui ma
bénie par ces*

Prières Ma mère.

*A mon support dans ma vie, qui m'a appris m'a supporté et
mon degré*

*Vers la gloire, il est mon soutien et la première raison de ma
venue ici, et son soutien, ce travail ne verrait pas le jour ...
mon père.*

*A mes chères frères et sœurs qui m'avez toujours soutenu et
encouragé durant ces années d'études.*

A toutes les personnes de ma grande famille

A mes meilleures amies : Sara, Lina, Ikram, Luiza,

*Ahlem, Fatima, Asmaa, Wafaa, abdou, Alal, laide, Larbi,
Sifou, Ceci et Dioubaty.*

A tous les amis de promotion.

Remercîment

Dieu merci

Par le biais de ce mémoire, nous profitons pour exprimer nos vifs remerciements à toute personne contribuant de près ou de loin à l'élaboration de cet humble travail, et qui nous ont permis d'apprécier pleinement ces cinq années d'études au sein du département des Sciences de la Terre / ORAN.

Dans un premier temps nous souhaitons remercier très chaleureusement notre directeur de mémoire, Monsieur **BENDOUKHA. R**, Maître de conférences A à l'université d'Oran 2, de nous avoir proposé ce thème, et d'avoir dirigé ce travail avec beaucoup de disponibilité et d'efficacité, et surtout pour ses judicieux conseils, qui ont contribué à alimenter notre réflexion. Qu'il trouve ici, l'expression de notre reconnaissance et de notre profonde gratitude.

Nos remerciements vont également à Monsieur **MAHMOUDLM**, Professeur à l'université d'Oran 2, qui a bien voulu nous faire l'honneur de présider le jury. Encore pour sa contribution à notre formation durant notre cursus universitaire.

Nous tenons aussi à remercier Madame **ALLAMI. F**, Maître de conférences A à l'université d'Oran 2, d'avoir accepté d'examiner et de juger ce travail, nous lui adressons nos plus respectueux remerciements.

Nous saisissons également cette opportunité pour remercier l'ensemble des enseignants du Département des Sciences de la Terre, en particulier ceux de la filière pétrologie pour la moindre part de connaissance qu'ils nous ont inculquée durant tout le cursus universitaire.

Enfin, que toutes les personnes qui nous ont aidés d'une manière ou d'une autre au cours de ces années et qui ne sont pas citées dans ces lignes, trouvent ici l'expression de notre plus sincère reconnaissance.

Résumé

Le volcanisme sous-marin occupe une place importante dans notre planète. En effet il trouve sa place au niveau des dorsales océaniques telles que : la dorsale de l'océan Atlantique dorsale de l'océan Pacifique dorsale de l'océan Indien. Les volcans marins sont situés dans des zones sismiques.

Les séismes se produisent à des endroits très localisés et bien connus à la surface de la planète

Les séismes intra plaques constituent : les séismes superficiels, les séismes intermédiaires et les séismes profonds.

La mise en place des magmas dans les océans se fait dans des conditions de pression et de température très différente de ce qui se passe en milieu aérien, en leur donnant ainsi des caractéristiques particulières. La plupart des volcans trouvent dans les zones d'écartement des plaques de l'océan Atlantique (des failles transformantes du pacifique et indien).

Les failles transformantes sont rattachées à la tectonique cassante de très grande ampleur. Elles s'expliquent par une activité magmatique distincte en chaque point la dorsale, ce qui entraîne des vitesses d'expansion différentes de chaque segment.

Le tracé général des dorsales océanique est hérité du processus de fragmentation de plaques ; souvent contrôlé par des structures préexistantes.

Les éruptions sous faible tranche d'eau (moins de 700-800 m), où les hydro- explosions sont possibles ;

Les éruptions sous grande profondeur d'eau (plus de 800 m), où l'expansion des gaz et les explosions volcaniques sont empêchées par la pression hydrostatique de l'eau de mer.

Les éruptions sous-marines explosives sous faible tranche d'eau et leurs gerbes

« Cypressoides » caractéristiques, dues essentiellement à l'expansion des gaz magmatiques et à la vaporisation instantanée de l'eau de mer au contact du magma.

La morphologie des produits volcaniques sous-marins montre à partir de grande profondeur que le basalte émis à 1200 °C subit en surface une trempe thermique extrêmement brutale en débouchant dans l'eau de mer glaciale à 2 °C. Cette trempe est beaucoup plus brutale qu'à l'air libre, pour deux raisons :

- (1) L'eau a une chaleur spécifique trois à quatre fois supérieure à celle de l'air, et (2) l'eau a une conductibilité thermique plusieurs centaines de fois supérieure à celle de l'air.

Les **éruptions** basaltiques fissurales ou ponctuelle à **faible débit produisent** typiquement des **laves en coussins**. L'observation des dorsales par submersibles et les nombreux forage profonds ayant atteint la couche basaltique, indiquent que les coulées de lave basaltiques en coussins constituent de loin la forme volcanique la plus abondante en volume dans les océans.

Un modèle général d'évolution des volcans boucliers basaltiques a donc logiquement été établi à partir de l'exemple hawaïen. Quatre stades principaux d'évolutions sont distingués : Stade initial (ou bouclier sous-marin), Stade bouclier émergé (Subaerialshield building stage), Stade de déclin (ou stade différencié ou capping stage), Stade de reprise de l'activité.

Le volcanisme représente l'une des manifestations de la tectonique des plaques. Les volcans actifs ne se répartissent pas aléatoirement sur le globe terrestre, ils sont surtout liés à trois environnements géodynamiques : Les volcans de rift et de dorsale océanique (sous- marin pour la plupart), les volcans de cordillère et d'arcs insulaires au niveau des zones de subduction et un dernier type de volcanisme dit de point chaud, indépendant des mouvements de plaques.

Mots clés : les séismes – les volcans - dorsale océanique – bathymétrie – contexte géodynamique – volcanisme sous-marins- failles transformantes.

Abstract

Underwater volcanism occupies an important place on our planet. Indeed, it finds its place at the level of the ocean ridges such as: the ridge of the Atlantic Ocean the ridge of the Pacific Ocean the ridge of the Indian Ocean. Marine volcanoes are located in seismic zones. Earthquakes occur at very localized and well-known places on the surface of the planet. Intra-plate earthquakes constitute: surface earthquakes, intermediate earthquakes and deep earthquakes. The setting up of magmas in the oceans takes place under very different pressure and temperature conditions from what happens in the air, thus giving them specific characteristics. Most of the volcanoes are found in the zones of spacing of the plates of the Atlantic Ocean (transforming faults of the Pacific and Indian). Transform faults are related to very large brittle tectonics. They are explained by a distinct magmatic activity at each point of the ridge, which leads to different expansion speeds for each segment.

The general layout of ocean ridges is inherited from the process of plate fragmentation; often controlled by pre-existing structures. Eruptions under low water depth (less than 700-800 m), where hydro-explosions are possible; Eruptions under great depth of water (more than 800 m), where the expansion of gases and volcanic explosions are prevented by the hydrostatic pressure of sea water. Explosive submarine eruptions under a thin layer of water and their characteristic "Cypressoides" sheaves, mainly due to the expansion of magmatic gases and the instantaneous vaporization of seawater in contact with the magma. The morphology of underwater volcanic products shows from great depths that the basalt emitted at 1200°C undergoes an extremely brutal thermal hardening on the surface when it emerges into the freezing sea water at 2°C. This quenching is much more brutal than in the open air, for two reasons: (1) Water has a specific heat three to four times greater than that of air, and (2) water has a conductivity heat several hundred times greater than that of air.

Low-flow basaltic fissural or point eruptions typically produce pillow lavas. The observation of the ridges by submersibles the numerous deep drilling having reached the basaltic layer, indicate that the basaltic lava flows in cushions constitute by far the most abundant volcanic form in volume in the oceans. A general model of the evolution of basaltic shield volcanoes has therefore logically been established from the Hawaiian example. Four main stages of evolution are distinguished: Initial stage (or submarine shield), Emerged shield stage (Subaerialshield building stage), Decline stage (or differentiated stage or capping stage), Activity resumption stage.

Volcanism represents one of the manifestations of plate tectonics. Active volcanoes are not distributed randomly over the globe, they are mainly linked to three geodynamic environments: Rift and oceanic ridge volcanoes (mostly submarine), Cordillera volcanoes and island arcs at the level subduction zones and a last type of volcanism called hot spot, independent of plate movements.

Keywords: earthquakes - volcanoes - oceanic ridge - bathymetry - geodynamic context - submarine volcanism - transform faults.

Tables des matières

Dédicace

Remerciements

Résumé

Abstract

Chapitre I : Généralités

I. Introduction.....	1
II. Répartition des volcans sous-marins dans le monde.....	1
III. Historique	2
IV. Le but du travail	4

Chapitre II : Sismologie

I. Introduction	6
II.A. La Description d'un séisme.....	7
1. L'Epicentre	7
2. La Magnitude.....	8
3.L'intensité.....	10
4.Le Foyer (ou Hypocentre)	12
B. Les failles a l'origine des séismes	12
III. Method études des séismes.....	14
1. Enregistrement des séisme.....	14
2. Sismomètres horizontaux	14
IV. Les ondes sismiques.....	15
1. Amplitude	16
2. Les ondes de volume	17
2. a. Les ondes P ou ondes primaires	17
2. b. Les ondes S ou ondes secondaires	18
3. Les ondes de surface.....	19
3.a. Les ondes de love.....	20
3.b. Les ondes de Rayleigh.....	20

V. Localisation des séismes.....	22
1. Séismes des zones de détergence des plaques	22
2. Séismes des zones de convergence	22
2.a. Affrontements de plaque avec zone de subduction	23
2.b. Collision de plaque continentale	23
3. Les zones de coulissage de plaque.....	23
4. Les séismes intra plaques.....	23
4.1. La profondeur du foyer.....	24
1.a. les séismes superficiels	24
1.b. Les séismes intermédiaires	24
4.2. Les séismes profonds	24
Conclusion	25

Chapitre III

Morphologie et bathymétrie volcanique

I. Introduction.....	27
II. Distribution des volcans dans les océans	27
1. Dans les zones d'écartement des plaques de l'océan atlantique.....	27
1.1. Volcans d'Islande	27
1.2. Volcans des failles transformantes de l'océan atlantique.....	28
1.3. Volcans des failles transformantes du pacifique.....	29
1.4. Volcans des failles transformantes de l'océan Indien	29
❖ Tectonique des failles transformantes	30
2. Dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique).....	31
3. Dans le domaine intra-plaque	31
3.1 Volcans intra-plaques de l'océan Pacifique.....	31
3.2 Volcanisme intra-plaque de l'océan indien	32
III. Les différents types d'éruptions sous-marines.....	33
1. Eruption sous faible tranche d'eau.....	33
2. Eruptions sous-marines profondes	37
IV. Morphologie des produits volcaniques sous-marins.....	35
1 Laves en coussins ou pillow lava.....	35
2 Lacs de lave et coulées fluides.....	37
V. Géomorphologie des volcans sous-marins.....	40

1. Les différentes formes de volcans.....	40
A. Les stratovolcans	40
B. Les volcans fissuraux	40
C. Les volcans bouclier	41
2. Principaux types de volcans boucliers	41
3. Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques	42

VI. Conclusion	44
----------------------	----

CHAPITRE IV

Origine des volcans et contexte géodynamique du volcanisme sous- marin

I. Introduction	47
II. Différents types de volcans selon leurs contextes géodynamiques	47
1. Le volcanisme de rift et de dorsales océaniques	47
2. Le volcanisme de subduction.....	49
2.1. Les stratovolcans d'arc insulaire des Petites Antilles	51
3. Le volcanisme intra-plaque (point chaud).....	54
3.1. Les volcans boucliers en domaine intra-plaque océanique	55
III. Le tsunami	65
Conclusion générale.....	66

Références bibliographiques

ANNEXES

Liste des figures

Figure

Page

CHAPITRE I

Figure I-1 : Répartition des volcans dans le monde. Dessin de Graeme Villeret ([http:// PopulationData.net](http://PopulationData.net)
Source : EricGaba)2

CHAPITRE II

Figure II-1 Courbe : Contrainte / Déformation Des Roches7

Figure II-2 Axonométrie schématique d'une source sismique (Document Université de Laval Québec)
..... 8

Figure II-3 : Magnitude à l'échelle de Richter (Semmar Sanaa (2021) ; La relation entre volcanisme et
la sismicité ; Mémoire de Master ; Oran..... 9

Figure II-4 : Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme 12

Figure II-5 : Schéma montrant la position des trois Sismomètres électromagnétiques 15

Figure II-6 : L'enregistrement des trois sismomètres électromagnétiques 15

Figure II-7 : Exemple d'enregistrement de séisme..... 16

Figure II-8 : Enregistrement sismique montrant les différents types d'ondes.....16

Figure II-9 : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan
tridimensionnelles17

Figure II-10 : Différents mouvement de compartiments de faille pouvant créer un séisme18

Figure II-11a : Le déplacement des ondes P dans un milieu tridimensionnel non perturbé19

Figure II-11b : Le déplacement des ondes P en mouvement vertical dans un milieu tridimensionnel
Non perturbé.....19

Figure II- 12a : propagation des ondes de Rayleigh dans un plan tridimensionnel..... 20

Figure II-12b : Oscillation des ondes L et R dans un milieu non perturbé... 21

Figure II-13 : Représentation des différentes ondes sismiques 21

Figure II-14 : La répartition des séismes et des reliefs terrestres 22

CHAPITRE III

Figure III-1 : Faille transformante.....	30
Figure III-2 : Les pillow lavas. A. Front de coulée sur un flanc raide de volcan axiale (pente 50°), formé de tubes basaltiques dévalant la pente ; B. Tubes de lave basaltique sur la pente d'un volcan axial ; C. Extrémité de pillow lava en « trompe d'éléphant » ; D. Le verre basaltique non encore altéré, noir et brillant sous les projecteurs, est prépondérant dans la zone axiale. (NOAA) Extrait de Juteau & Maury.....	37
Figure III-3 : Les lacs de laves. A. Surface vitreuse plissée d'un lac de lave fossile, comparable à la surface vitreuse des coulées de type « pahoehoe » à Hawaïi ; B. Lac de lave fossile effondré sur lui-même, laissant des piliers résiduels en relief, et offrant un paysage ruiniforme caractéristique ; C. Lac de lave dont l'ancienne surface est bien visible derrière le sommet d'un pilier résiduel. (NOAA) Extrait de Juteau & Maury.....	39
Figure III-4 : Etapes successives du modèle d'évolution des volcans boucliers Hawaïien établi par Peterson et Moore (1987). Schéma modifié et adapté par Bachèlery (1999).....	45

CHAPITRE IV

Figure IV-1 : Différents types de volcans selon leurs contextes géodynamiques.....	47
Figure IV-2 : Arc volcanique des Petites Antilles. (BARINTZEFF, 2010).....	51
Figure IV-3 : Image du Kick 'Em-Jenny reconstituée par sonar. Fr.m.wikipedia.org.....	54
Figure IV-4 : Carte de la Polynésie Française D'après Duncan et al (1993).....	56
Fig. IV-5 : Alignement de la Société. D'après G. Guille... ..	57
Fig. IV-6 : Carte de l'alignement de Pitcairn-Gambier montrant les différents édifices volcaniques et leurs âges. (Internet-général. Info)	59
Fig. IV-7 : Du volcan à l'atoll : la chaîne de Pitcairn-Gambier (internet-général. Info).....	61
Fig. IV-8 : Alignement des îles Australes Cook	62
Fig. IV-9 : Carte de l'île de la Réunion avec deux volcans boucliers : Piton des Neiges et Piton de la Fournaise. Coordonnées UTM 40S (km) ; échelle d'altitude en mètre	65

Figure. 10. carte bathymétrique et schéma morphostructural de la marge Nord Equateur - Sud Colombie (Modifié d'après (Collot et al., 2006)).....69

LISTE PHOTOS

Photos **Pages**

CHAPITR II

Photo 1 : Faille normale en Islande	13
Photo 2 : Une Faille inverse.....	13
Photo 3 : Faille décrochante de San Andréas, la Californie. USA.....	14

CHAPITR III

Photo 1 : éruption du volcan Laki.....	28
Photo 2 : éruption du volcan L'Hekla.....	28
Photo 3 : éruption du volcan l'Helgafell	28
Photo 4 : éruption du volcan Krafla	28
Photo 5 : éruption du volcan Açores	28
Photo 6 : éruption du volcan CAP- Ver.....	28
Photo 7 : éruption du volcan de l'Ascension.....	29
Photo 8 : éruption du volcan Cunha	29
Photo 9 : éruption du Galápagos	29
Photo 10 : de l'île Maurice	29
Photo 11 : Fournaise.....	29
Photo 12 : Le Karthala des Comores.....	30
Photo 13 : de Madagascar.....	30
Photo 14 : l'archipel Hawaii- Empereur.....	32
Photo 15 : Taehitia	32
Photo 16 : Rocard.....	32
Photo 17 : iles Australes	32
Photo 18 : L'île de la Réunion.....	32
Photo19 : l'archipel Crozet.....	32
Photo 20 : le mont Fuji (Japon).	40
Photo 21 : éruption fissurale.....	41
Photo 22 : volcan Kilauea.....	41
Photo 23 : volcan Mauna Loa.....	41

Liste des tableaux

Tableau

Pages

Chapitre II

TAB. 1 : L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952) **10**

TAB.2 : Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes (EMS 92).....**11**

Chapitre III

TAB.1 : Classification des types de coulées basaltiques profondes, et comparaison de leurs caractéristiques principales. D'après Bonatti et Harrison (1988) **33**

Chapitre I

Généralités

Chapitre I : Généralités

I. Introduction :

La planète Terre a toujours été le théâtre de catastrophes naturelles résultant d'une activité géologique intense, représentée par des éruptions volcaniques et des tremblements de terre.

Les tremblements de terre sont l'un des phénomènes naturels les plus impressionnants, il n'est donc pas surprenant qu'ils soient parfois soupçonnés de leur capacité à provoquer des éruptions volcaniques.

Les volcans terrestres sont situés dans des zones sismiques (exemple de la ceinture de feu du Pacifique, une région en forme de fer à cheval qui suit les bords des plaques tectoniques autour du bassin du Pacifique). Cette région abrite 90 % des tremblements de terre enregistrés dans le monde et 75 % des volcans actifs de la planète à ces endroits.

Les éruptions sismiques chaudes et les tremblements de terre se produisent souvent à peu près au même moment, ou du moins c'est exactement ce à quoi ils semblent s'attendre.

Dans notre mémoire nous nous sommes contentés de savoir si les tremblements de terre et la bathymétrie peuvent provoquer des éruptions volcaniques.

Cela nous a paru un sujet de recherche sérieux que les experts étudient depuis des siècles. De nombreuses études récentes suggèrent un lien possible dans certaines situations. Nous nous sommes posés plusieurs questions :

- Quel est le mécanisme de génération de ces catastrophes naturelles ?
- Où se situe-t-il et comment ?
- Et comment une catastrophe naturelle peut-elle en entraîner une autre, et enfin quel est son effet sur certaines d'entre elles ?

II. Répartition des volcans dans le monde

Le volcanisme sous-marin occupe une place importante dans notre planète. En effet il trouve sa place au niveau des dorsales océaniques telles que (**Fig. 1**)

- Dorsale de l'océan Atlantique.
- Dorsale de l'océan Pacifique.

Chapitre I : Généralités

- Dorsale de l'océan Indien.

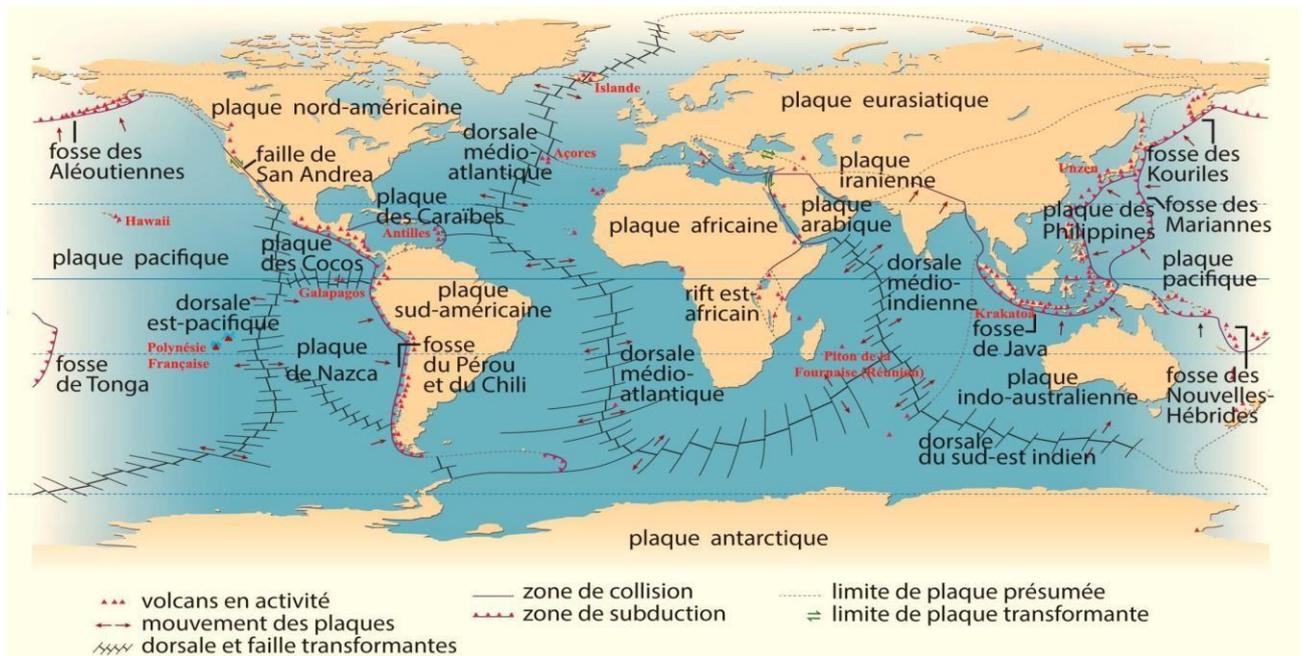


Fig. 1 : Répartition des volcans dans le monde

III. Historique :

-En 1854, à partir de sondages, on a cartographié pour la première fois une portion de dorsale, celle de l'Atlantique Nord. Par la suite, certaines observations de dorsales peu profondes comme celle d'Islande (Reykjanes) sont réalisées.

-Avec l'avancée des technologies, la dorsale médio-atlantique est découverte en 1947, et en 1961 et les premières cartes précises furent établies.

Si la sismicité des dorsales est observée dès 1935, ce n'est que vingt ans plus tard que le phénomène.

-En 1854, à partir de sondages, on a cartographié pour la première fois une portion de dorsale, celle de l'Atlantique Nord.

Chapitre I : Généralités

Par la suite, certaines observations de dorsales peu profondes comme celle d'Islande (Reykjanes) sont réalisées.

-Avec l'avancée des technologies, la dorsale médio-atlantique est découverte en 1947, et en 1961, les premières cartes précises sont établies.

A pu être appréhendé dans sa globalité à la suite d'autres observations.

-Dans les années 1960, la prospection des fonds océaniques met en évidence les structures majeures que sont rides (*ridges*) et fosses (*trenches*) océaniques.

-Des études sismiques mettent en évidence pour ces structures des déplacements en extension (rides océaniques ou dorsales) ou essentiellement en compression (fosses océanique ou zone de collision).

-L'étude topographique des dorsales océaniques montre que celles-ci sont généralement composées de tronçons décalés par des accidents topographiques débordant de part et d'autre des rides océaniques.

Ces accidents sont alors interprétés comme des décrochements "classiques" dont le décalage apparent indiquerait le sens de déplacement relatif réel.

Alors que les arguments et les concepts de la tectonique des plaques s'accumulent et se peaufinent, que la notion de plaques ou du moins de limites ou ceintures mobiles (*mobile belts*) s'installe, Wilson (1965) expose la notion de « *faille transformante* » (*transforme fault*) sur la base d'observations géométriques à l'échelle locale et globale dans deux articles publiés les 24 juillet et 22 octobre 1965. Les séismes sont depuis le 13^{ème} siècle considérés comme étant des phénomènes naturels très destructeurs.

Le tableau 1 révèle les séismes les plus catastrophiques enregistrés dans le monde et cela depuis le 13^{ème} siècle à nos jours

L'étude historique des séismes a permis de dresser une carte mondiale des zones à risques.

Les séismes se produisent le long de l'axe des dorsales océaniques, dans les chaînes de montagnes et à l'aplomb des fosses océaniques.

Chapitre I : Généralités

Malgré les moyens modernes de mesure, satellites et capteurs, il est très difficile de prévoir un séisme.

IV. Le but de travail :

L'objectif de ce mémoire est de :

- Connaître les étapes de formation des volcans et leurs emplacements.
- Décrire la morphologie des centres d'émission connus dans les océans, connaître les types des séismes.
- Reconnaître l'effet de bathymétrie sur la formation des volcans dans les océans.
- Evoquer les mécanismes géologiques à l'origine des volcans et des tremblements de terre.
- Etudier la relation entre les séismes, la bathymétrie et les volcans.
- Mettre en évidence la relation en volcanisme et les séismes.
- Décrire le type de tectonique cassante qui favorise les séismes marins.
- Décrire brièvement le déroulement d'un séisme en mer.
- Discuter le contexte géodynamique des dorsales medio océaniques.
- Discuter le volcanisme des dorsales.
- Donner les caractéristiques pétrographiques des dorsales océaniques.

Chapitre II

SISMOLOGIE

Chapitre II : SISMOLOGIE

I. Introduction :

Un tremblement de terre ou séisme est un phénomène géologique qui provoque Des vibrations de la surface de la Terre. Ces secousses sont brutales, plus ou moins violentes, imprévisibles et toujours localisées en un lieu donné.

Les séismes se composent toujours d'une secousse principale (de quelques secondes) et de secousses secondaires (appelées répliques) durant les heures ou les jours qui suivent.

Les séismes se produisent à des endroits très localisés et bien connus à la surface de la planète. Ces zones, plus sismiques que d'autres, sont liées au phénomène de la tectonique des plaques, qui explique les mouvements des continents à la surface du globe. Les séismes sont dus pour la plupart aux déformations lentes de la couche externe de la Terre, appelée lithosphère.

D'autres séismes, généralement de faible énergie, peuvent aussi accompagner des phénomènes volcaniques ou être liés à l'activité humaine : remplissage de barrages, injection de fluides dans le Sous-sol, exploitation de gaz naturel etc...

➤ Définition d'un séisme :

Un séisme est un mouvement de plaque Continentale ou océanique causé par dégagement d'une quantité importante d'énergie qui favorise l'arrivée **d'ondes élastiques** issues d'une **même source**. Il est la conséquence de la **rupture fragile** de **la roche** au-delà du seuil de **contrainte** admissible.

On distingue la déformation élastique, potentiellement réversible de la déformation plastique (rupture ductile) qui est irréversible(**fig.II.1**).

On ne peut contrôler l'occurrence de la rupture fragile (séisme), Et On ne peut en réduire l'importance.

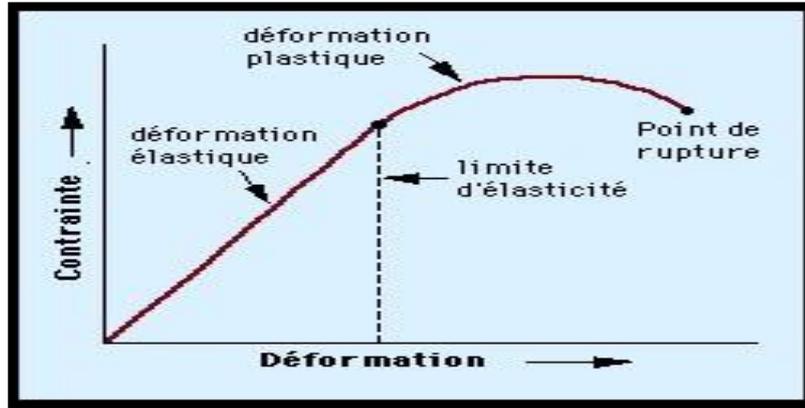


Fig. II.1 : Courbe : Contrainte / Déformation Des Roches.

II. A. La Description d'un séisme :

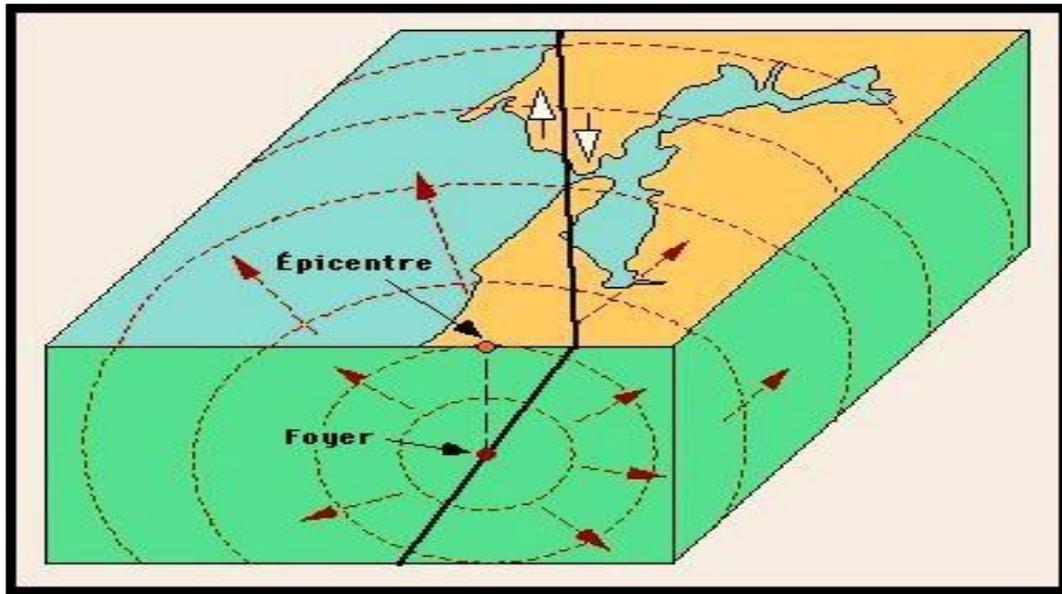
La description d'un séisme nécessite deux facteurs descriptifs importants qui peuvent être :

1. L'épicentre
2. La magnitude
3. L'intensité
4. Le Foyer (ou Hypocentre)

1. L'Épicentre :

Lors d'un tremblement de terre, le point le plus proche à la surface du foyer s'appelle l'**épicentre**.

A l'épicentre la force d'un séisme est maximale et au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci elle diminue d'intensité. (Fig.II.2).



**Fig.II.2 : Axonométrie schématique d'une source sismique
(Document Université de Laval Québec)**

2. La Magnitude :

La **Magnitude** représente la quantité totale d'énergie libérée par le séisme.

La violence du séisme trouve sa place à la source où la croûte terrestre a rompu au niveau d'une faille.

Plus la dimension de la rupture est grande, plus la **Magnitude est élevée**. Ainsi,

Lors d'un séisme **70 à 80%** de l'énergie est libérée de chaleur et **20 à 30%** sous forme d'ondes sismiques.

La **magnitude** est une échelle logarithmique => Un séisme de magnitude **5** libère **10 fois** plus d'énergie qu'un séisme de Magnitude **4** et **100 fois** plus important qu'un séisme de magnitude **3**, lequel correspond sensiblement à l'énergie dissipée par la bombe nucléaire d'Hiroshima.

Chapitre II : SISMOLOGIE

L'énergie dissipée lors d'un séisme est liée à la magnitude selon la relation.

$$E = 1,5M + 4,8 L$$

E : énergie libérée en joules

M : magnitude.

- La **magnitude** est **indépendante** du lieu d'observation, des dégâts produits, elle peut être
- **Positive** ou **négative** et n'a pas de limite.
- Elle cherche à **quantifier l'énergie** émise lors du séisme

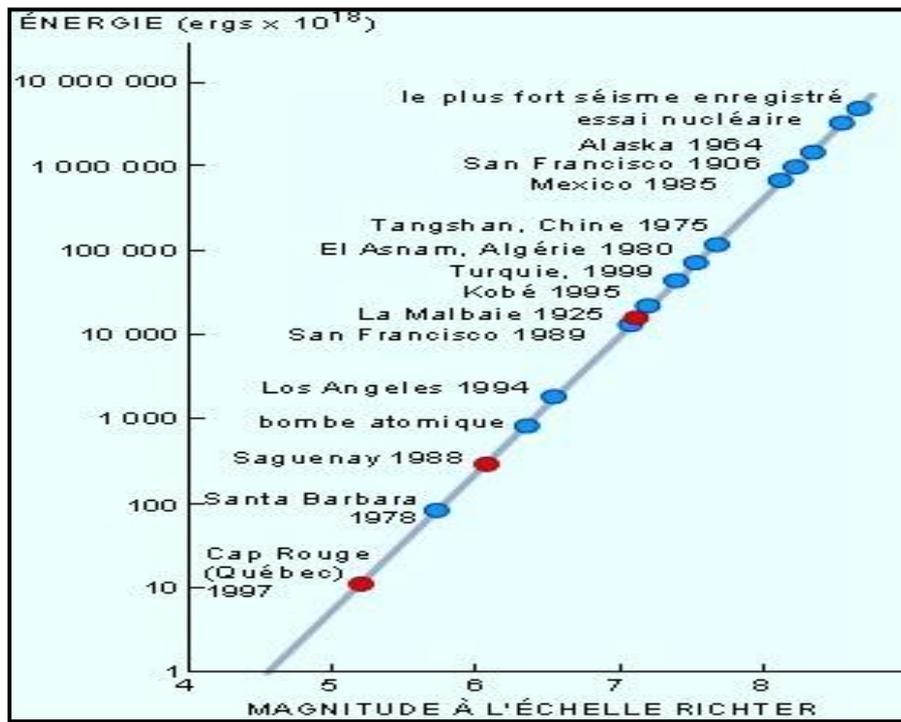


Fig. II.3 Magnitude à l'échelle Richter

Chapitre II : SISMOLOGIE

3. L'intensité :

Elle représente les mesures des effets d'un séisme, Elle quantifie les dégâts provoqués par un séisme, l'intensité dépend donc du lieu d'observation et des témoignages des populations. (Tab 1 et Tab 2)

Intensité de l'échelle de Mercalli	Effets ressentis
I	Aucun mouvement n'est perçu, sauf par des appareils sensibles.
II	Quelques personnes peuvent sentir un mouvement si elles sont au repos et/ou dans les étages élevés de grands immeubles.
III	A l'intérieur de bâtisses, beaucoup de gens sentent un léger mouvement. Les objets suspendus bougent. En revanche, à l'extérieur, rien n'est ressenti.
IV	A l'intérieur, la plupart des gens ressentent un mouvement. Les objets suspendus bougent, mais aussi les fenêtres, plats, assiettes, loquets de porte.
V	La plupart des gens ressentent le mouvement. Les personnes sommeillant sont réveillées. Les portes claquent, la vaisselle se casse, les tableaux bougent, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides peuvent déborder de récipients ouverts.
VI	Tout le monde sent le tremblement de terre. Les gens ont la marche troublée, les objets, tableaux, tombent, le plâtre des murs peut se fendre, les arbres et les buissons sont secoués. Des dommages légers peuvent se produire dans des bâtiments mal construits, mais aucun dommage structural.
VII	Les gens ont du mal à tenir debout. Les conducteurs sentent leur voiture secouée. Quelques meubles peuvent se briser. Des briques peuvent tomber des immeubles. Les dommages sont modérés dans les bâtiments bien construits, mais peuvent être considérable dans les autres.
VIII	Les chauffeurs ont du mal à conduire. Les maisons avec de faibles fondations bougent. De grandes structures telles que des cheminées ou des immeubles, peuvent se tordre et se briser. Les bâtiments bien construits subissent de légers dommages, contrairement aux autres qui en subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent. Les collines peuvent se fissurer si la terre est humide. Le niveau de l'eau dans les puits peut changer.
IX	Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent. La terre se fissure.
X	La plupart des bâtiments et leurs fondations sont détruites. Il en est de même pour quelques ponts. Des barrages sont sérieusement endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.
XI	La plupart des constructions s'effondrent. Des ponts sont détruits. Les conduits souterrains sont détruits.
XII	Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.

TAB. 1 : L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952)

Chapitre II : SISMOLOGIE

Degrés	Secousse	Observation
I	Imperceptible	La secousse n'est pas perçue par les personnes, même dans l'environnement le plus favorable.
II	A peine ressentie	Les vibrations ne sont ressenties que par quelques individus au repos dans leurs habitations, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.
III	Faible	L'intensité de la secousse est faible et n'est ressentie que par quelques personnes à l'intérieur des constructions.
IV	Ressentie par beaucoup	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par quelques personnes, mais très peu le perçoivent à l'extérieur.
V	Forte	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. Les constructions sont agitées d'un tremblement général.
VI	Légers dommages	Le séisme est ressenti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur : fissuration des murs, chutes d'objets, etc.
VII	Dommages significatifs	Beaucoup de bâtiments ordinaires sont modérément endommagés.
VIII	Dommages importants	Les constructions subissent des dommages, lézardes larges et profondes dans les murs, effondrements partiels éventuels.
IX	Destructive	Beaucoup de bâtiments s'effondrent en partie, quelques-uns entièrement.
X	Très destructive	Beaucoup de constructions s'effondrent.
XI	Dévastatrice	La plupart des constructions s'effondrent
XII	Catastrophique	Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites.

TAB.2 : Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes (EMS 92)

Chapitre II : SISMOLOGIE

4. Le Foyer (ou Hypocentre) :

Le lieu origine d'un tremblement de terre s'appelle le **foyer** sismique ou l'**hypocentre sismique** (fig.II.2). Le **foyer** d'un séisme n'est pas un point mais peut être considéré comme étant un certain **volume**. Les foyers sont donc le siège d'excitation des ondes longitudinales (**Ou ondes P**) et transversales (**ou onde S**) qui se propagent dans toutes les directions.

Il existe un lien étroit qui lie la Tectonique aux séismes : c'est ce qu'on appelle le Mécanisme au Foyer. Le lieu origine d'un tremblement de terre s'appelle le foyer sismique ou l'hypocentre sismique (Fig.II.4).

Le foyer d'un séisme n'est pas un point mais peut être considéré comme étant un certain volume.

Il existe un lien étroit qui lie la Tectonique aux séismes : c'est ce qu'on appelle le mécanisme au Foyer.

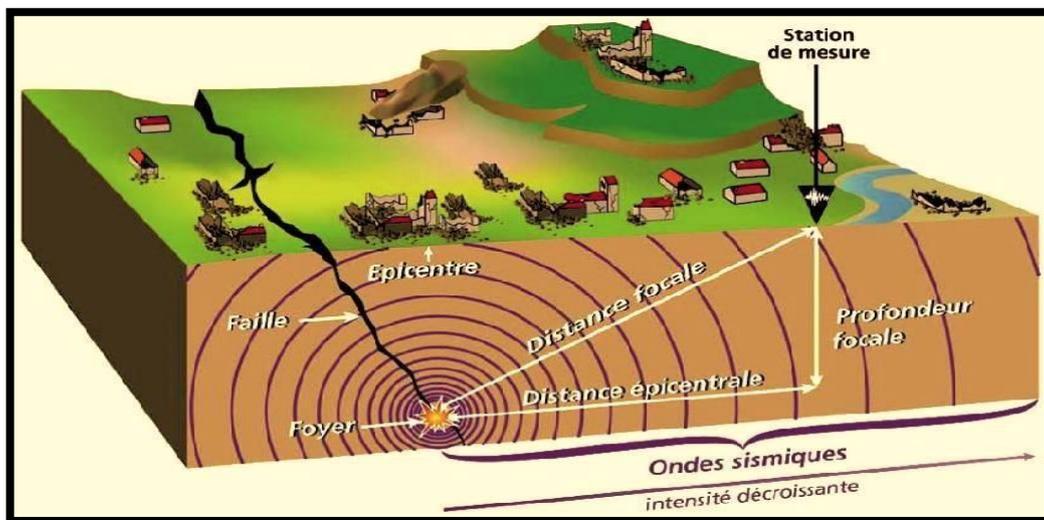


Fig. II.4. Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme

➤ B. Les failles à l'origine des séismes :

Des failles peuvent résulter de tremblement de terre, ou modifier les mouvements de la roche en cas de séismes. Inversement, les séismes tectoniques sont le résultat de mouvements sur une faille préexistante, dont les contraintes de blocage se sont suffisamment accumulées pour excéder la résistance des roches. Les failles sont donc les cassures de la lithosphère rigide accompagnées

Chapitre II : SISMOLOGIE

d'un déplacement relatif de deux compartiments. On a vu que les contraintes tectoniques conditionnent la déformation des roches et la rupture des failles : 3 types de mouvements tectoniques (divergent, convergent et transformant) aux quels sont rattachés 3 grands groupes de failles :

- Faille normale\ Faille inverse\ Faille décrochante\

Exemple de failles :

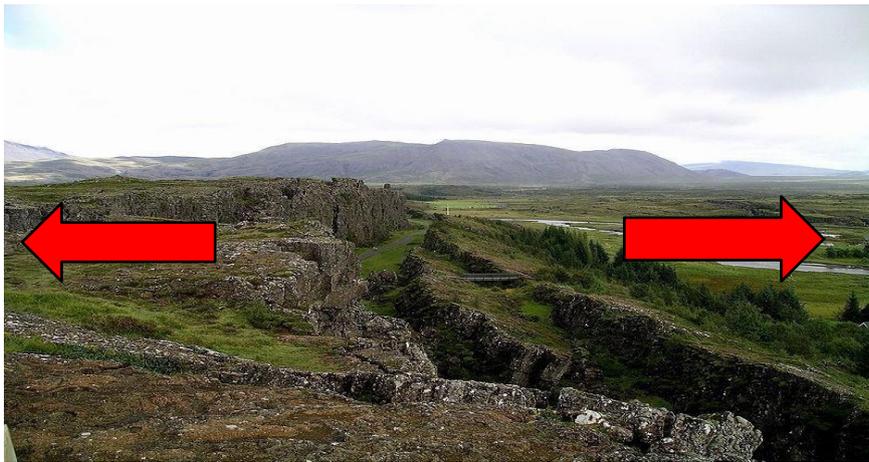


PHOTO.01 : Faille normale en Islande



PHOTO 2 : Une Faille inverse

Chapitre II : SISMOLOGIE



PHOTO 3 : Faille décrochante de San Andréas, la Californie. USA

III. Méthodes d'études des séismes :

1. Enregistrements des séismes : les sismomètres et les sismogrammes :

Les oscillations de l'écorce terrestre sont enregistrées par un réseau de stations sismiques ; ces dernières sont munies d'appareils spéciaux, les sismomètres (**ou sismographes**) qui enregistrent avec une grande précision **l'instant** de l'arrivée des ondes (le début du séisme) et leur **amplitude**.

Ils sont Composés d'un capteur mécanique, d'un amplificateur et d'un enregistreur.

Actuellement, on utilise des **sismomètres électromagnétiques** composé d'un pendule auquel est liée une bobine d'induction qui se déplace dans un champ magnétique.

Le signal électromagnétique est amplifié électroniquement, transformé en courant électrique et/ou graphique. Simultanément, un dispositif enregistre le temps.

Les mouvements du sol sont mesurés à l'aide de **trois** sismomètres :

2. Sismomètres horizontaux :

Qui enregistrent les composantes **N-S** et **E-W** et un **sismomètre vertical** pour la composante verticale (**fig.II.05**)

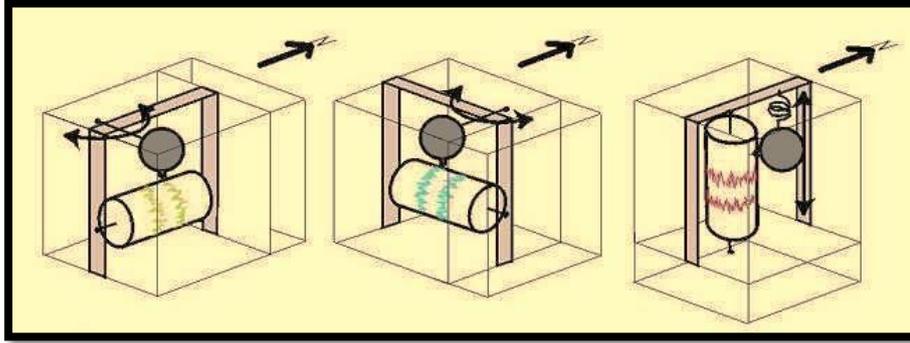


Fig.II.05 : Schéma montrant la position des trois Sismomètres électromagnétiques

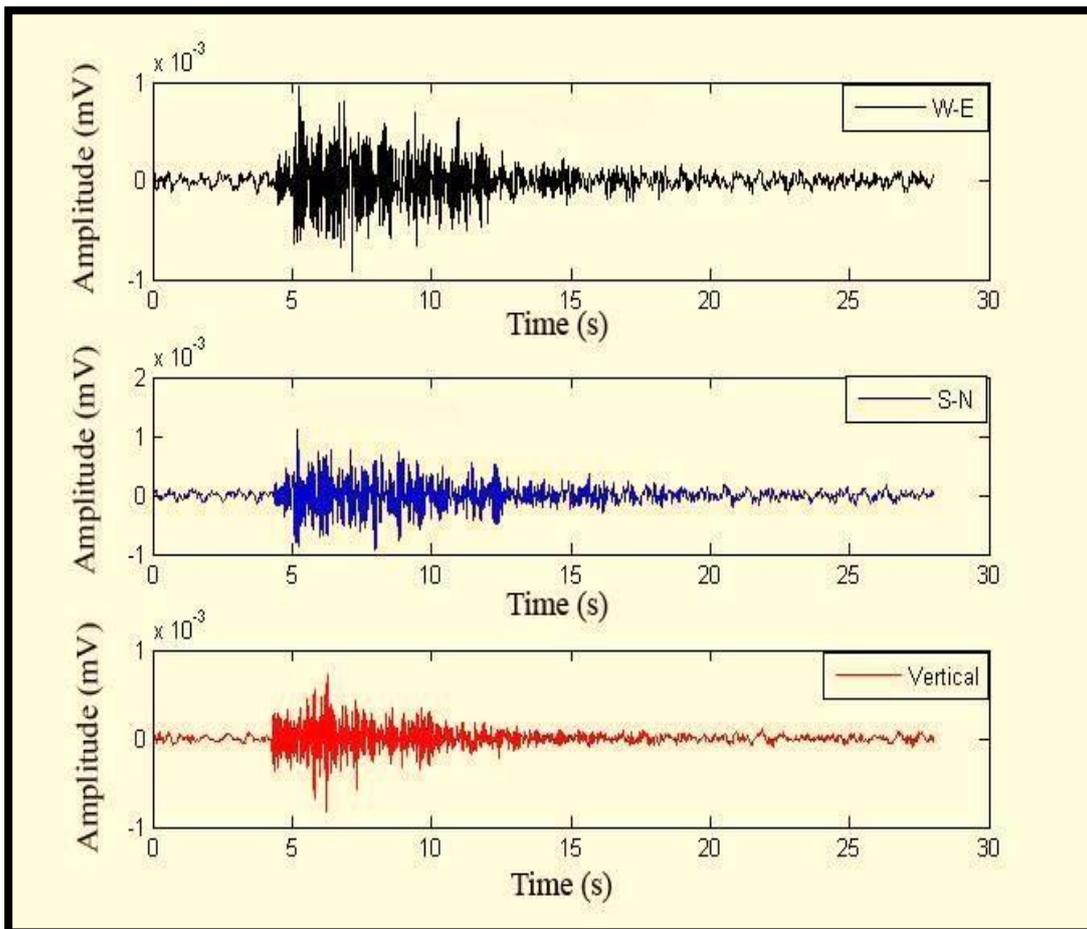


Fig. II.06 : L'enregistrement des trois sismomètres électromagnétiques

IV. Les ondes sismiques :

Ce sont des ondes élastiques qui se propagent dans toutes les directions. On distingue les ondes de volume qui traversent la terre et les ondes de surface qui se propagent

Chapitre II : SISMOLOGIE

Parallèlement à la surface. Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes.

- La **vitesse de propagation** et l'**amplitude** de ces ondes sont modifiées par les **structures géologiques** traversées.

Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes (**fig.II.07**).

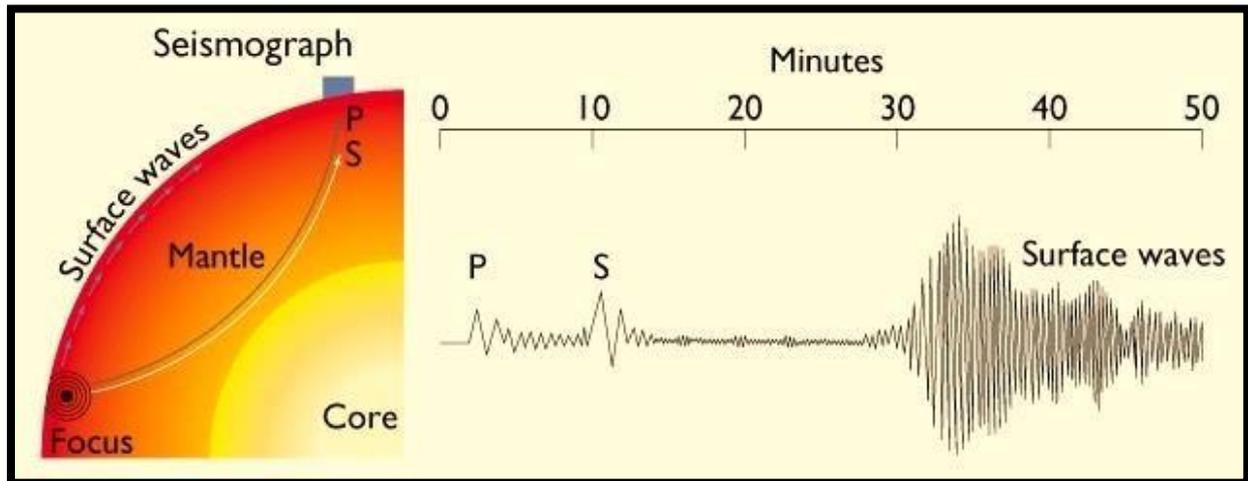


Fig.II.07 : Exemple d'enregistrement de séisme

1. Amplitude :

L'arrivée des ondes sismiques est marquée par des vibrations d'ondes. L'importance du séisme est caractérisée par l'amplitude de ces ondes sismiques (**fig.II.08**).

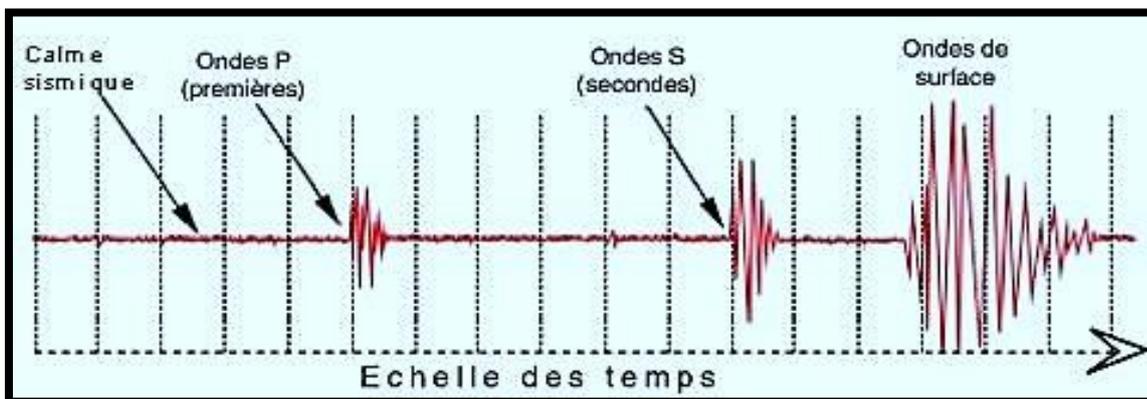


Fig.II.08 : Enregistrement sismique montrant les différents types d'ondes

Chapitre II : SISMOLOGIE

2. Les ondes de volume :

Ondes sismiques qui se propagent à l'intérieur de la Terre. Leur vitesse de propagation dépend des matériaux traversés et augmente généralement avec la profondeur. Il existe deux principaux types d'ondes de volume : les ondes P et les ondes S.

a. Les ondes P ou ondes primaires :

- Onde P : Onde sismique primaire (ou onde de compression) qui correspond à une succession de compressions et de dilatations du milieu. C'est l'onde sismique la plus rapide, et par conséquent toujours la première à arriver aux stations sismiques.
- Leur vitesse est de l'ordre de 4 à 6 km/s (beaucoup moins selon la nature des roches tendres et dures traversés près de la surface). Plus rapides que les ondes S, ce sont les premières enregistrées par les appareils, d'où leur dénomination. Leur période est de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes) et leur longueur d'onde est de l'ordre de 4 à 6 km.

Ce sont des ondes de **compression** ou ondes **longitudinales** qui se propagent dans **tous les milieux**. Les particules se déplacent selon des mouvements de dilatation et de compression avant arrière dans la direction de propagation de l'onde (**fig.II.09**).

Ce sont les ondes sismiques les plus rapides (**6 Km/s** près de la surface), responsables des tous premiers grondements sourds perçus au début d'un séisme. Elles sont particulièrement bien enregistrées sur la composante verticale des sismomètres.

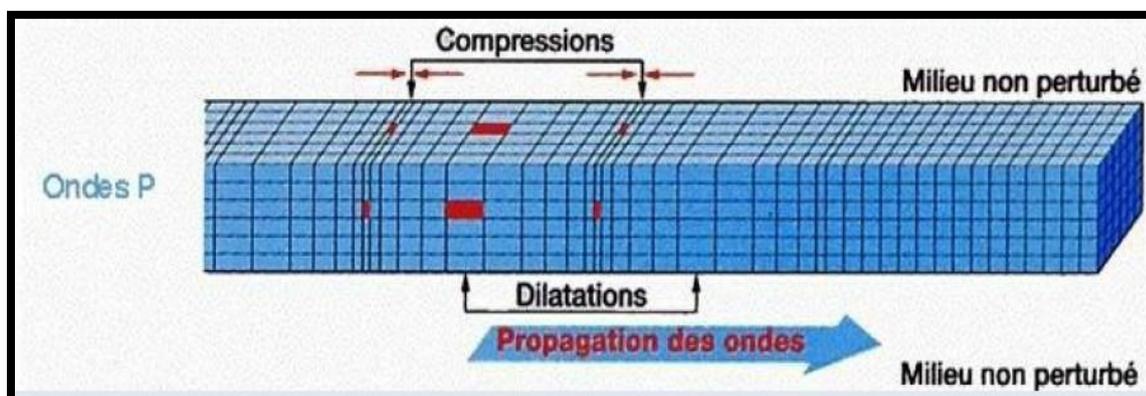


Fig.II.09 : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan tridimensionnel

Chapitre II : SISMOLOGIE

b. Les ondes S ou ondes secondaires :

- Onde S : Onde sismique secondaire (ou onde de cisaillement) qui consiste en des vibrations perpendiculaires à leur direction de propagation. Elle se propage plus lentement que l'onde primaire P.
- Leur vitesse est de 60% de celle des ondes P. Leur période est de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes) et leur longueur d'onde : de l'ordre de 4 à 6 km.
- N.B : La vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.

Ce sont des ondes de **cisaillement** ou ondes **transversales** ; elles ne se propagent que dans les solides.

Le mouvement des particules s'effectue dans un plan vertical, perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (**fig. II.10**).

Moins rapides que les ondes P (**1 à 7 fois** moins rapides approximativement), elles sont enregistrées après celles-ci sur Les sismogrammes, principalement sur les Composantes horizontales du sismomètre

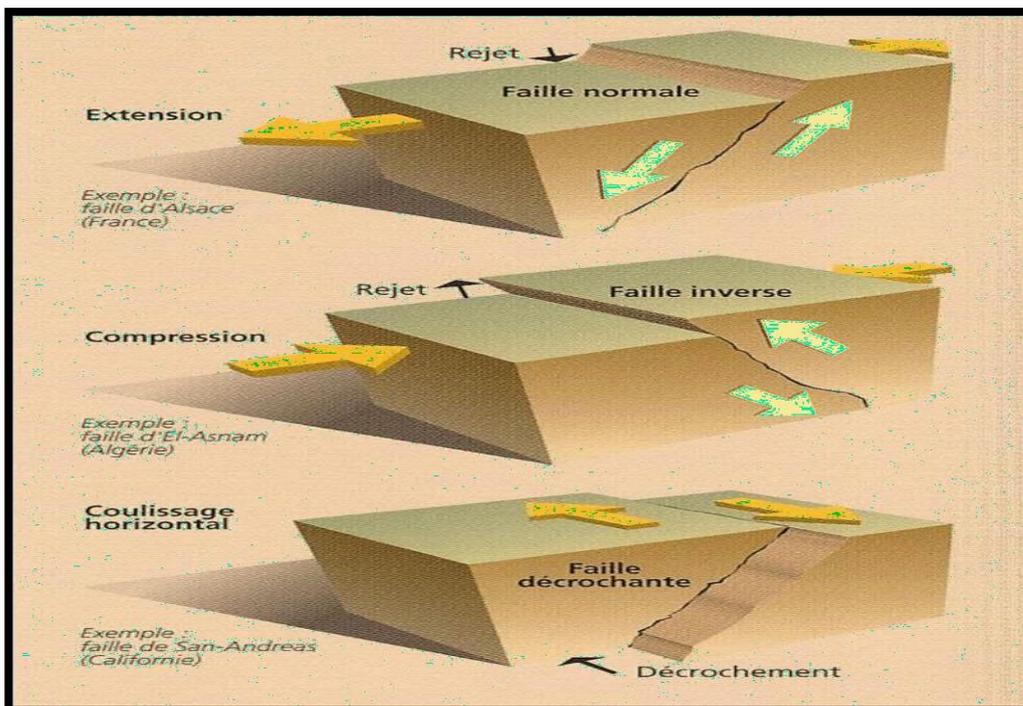


Fig.II.10 : Différents mouvements de compartiments de faille pouvant créer un séisme

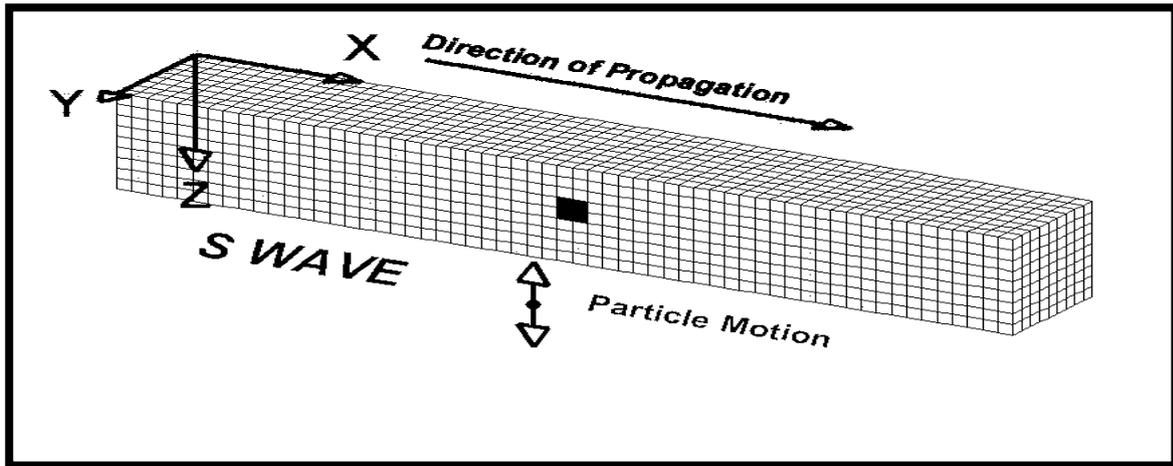


Fig.II.11a : Le déplacement des ondes P dans un milieu tridimensionnel non perturbé

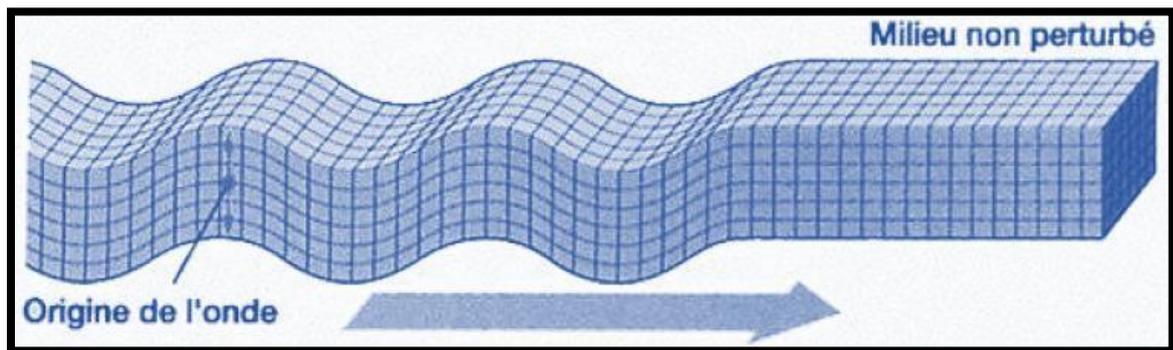


Fig.II.11b : Le déplacement des ondes P en mouvement vertical dans un milieu tridimensionnel non perturbé

3. Les ondes de surface :

Ondes sismiques qui se propagent le long de la surface de la Terre. Elles sont plus lentes que les ondes de volume, mais leur amplitude est généralement plus élevée. On distingue les ondes de Love et les ondes de Rayleigh.

Elles sont générées par l'arrivée des ondes de volume à la surface du globe. Plus le séisme est profond, moins elles sont puissantes. Elles concernent les couches superficielles des sols. Les ondes de Love et de Rayleigh ont un contenu fréquentiel qui concerne certaines structures, mais leur influence sur les constructions courantes est négligeable.

Chapitre II : SISMOLOGIE

- Leur vitesse est de l'ordre de 1 à 2 km/s, leur période est de l'ordre de 20 s et leur longueur d'onde est de l'ordre de 20 à 40 km.

a. Les ondes de Love :

Ondes de surface générant des mouvements horizontaux parallèles à la surface de la Terre. Elles sont plus lentes que les ondes S mais plus rapides que les ondes de Rayleigh.

Ce sont des ondes de cisaillement qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral (**Fig.II.12b**). Elles se propagent à des vitesses de l'ordre de **4 km/s**. Elles sont enregistrées uniquement sur les composantes horizontales des sismomètres.

Elles provoquent un ébranlement horizontal du sol et sont la cause principale des destructions et des dégâts provoqués aux édifices.

b. Les ondes de Rayleigh :

Ondes de surface qui génèrent des mouvements elliptiques. Les amplitudes des ondes de Rayleigh sont souvent plus grandes que celles des autres ondes sismiques, ce qui est la cause des dommages les plus importants.

Elles sont enregistrées sur les **3** composantes des sismomètres. Elles sont les moins rapides et sont assimilables à des vagues, animées de mouvements elliptiques dans les sens horizontaux et verticaux (**Fig.II.12a et b**). Leurs vibrations durent plusieurs minutes.

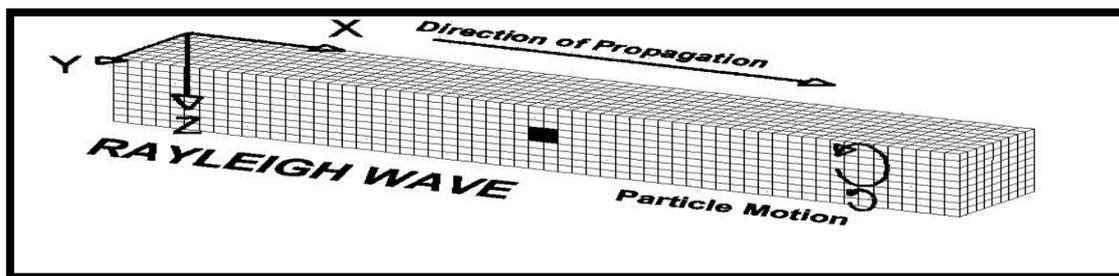


Fig. II.12a : propagation des ondes de Rayleigh dans un plan tridimensionnel

Chapitre II : SISMOLOGIE

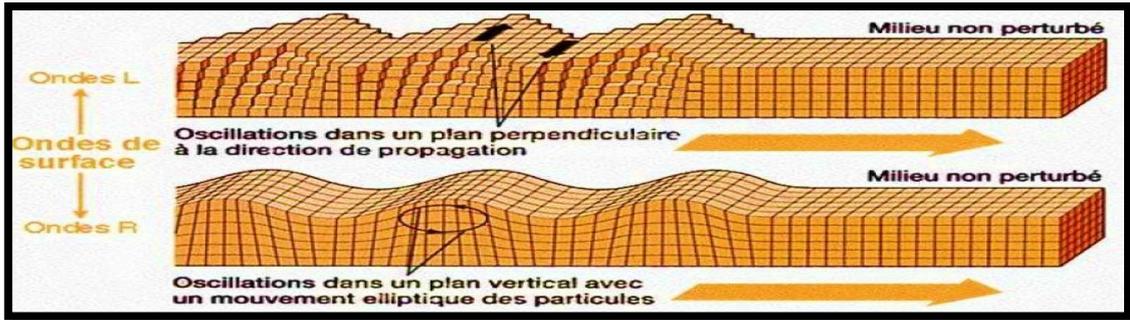


Fig. II.12b : Oscillation des ondes L et R dans un milieu non perturbé

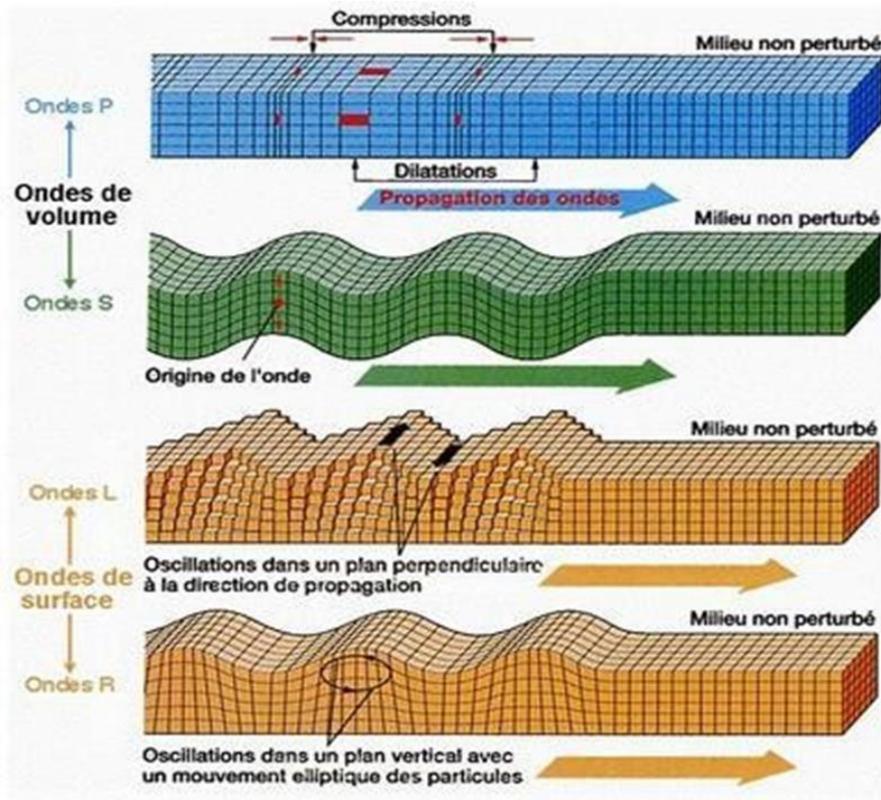


Fig.II.13 : Représentation des différentes ondes sismiques

Chapitre II : SISMOLOGIE

V. Localisation des séismes :

Les séismes se produisent principalement au niveau des chaînes de montagne (exemple : dans les Alpes ou dans l'Himalaya), Au bord des continents (exemple : limite Amérique du sud et océan pacifique) et au milieu des océans (exemple : milieu de l'Atlantique, le long de la chaîne de montagne qu'on appelle « dorsale médio-atlantique »).

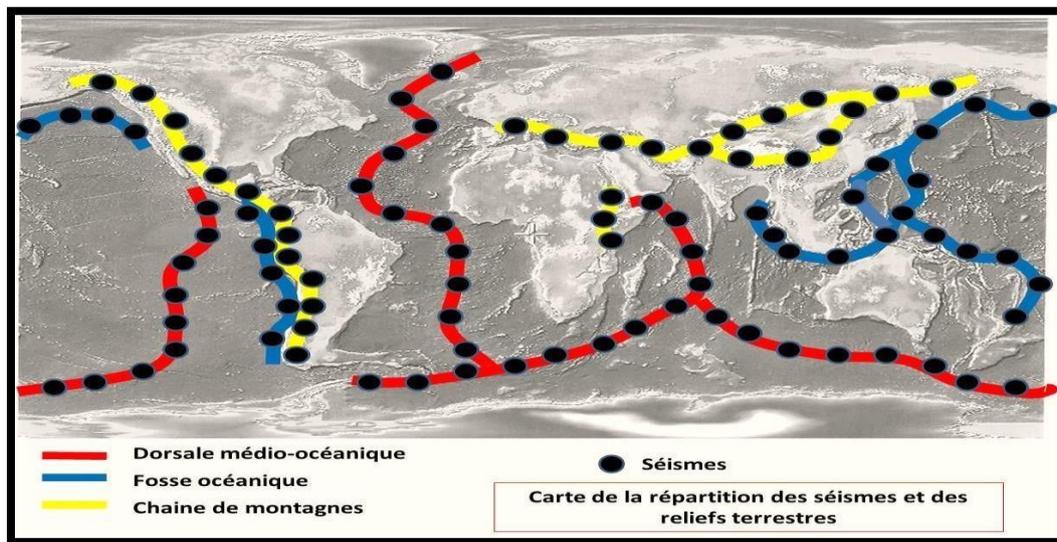


Fig. II.14. La répartition des séismes et des reliefs terrestres

1. Séismes des zones de divergence des plaques :

Ce sont des séismes associés aux **dorsales océaniques**. Ils sont superficiels, très nombreux et généralement de faible magnitude.

Ces tremblements de terre dont les épicentres se situent entre 1000 et 2000 m sous le niveau océanique, sont peu ressentis par l'homme et peu nuisibles.

En domaine **continental**, les zones **d'extension** que sont les **rifts continentaux** (ex. rift africain) sont également le siège d'une activité **sismique superficielle**.

2. Séismes des zones de convergence :

Les tremblements de terre des zones de convergence correspondent à des séismes liés aux plaques ou zones orogéniques.

Chapitre II : SISMOLOGIE

La naissance de ces séismes est rattachée à deux contextes géodynamiques possibles :

- affrontements de plaques avec zone de subduction.
- collision de plaque continentale.

a. Affrontements de plaques avec zone de subduction :

Ces zones où s'affrontent soit deux croûtes océaniques, soit une croûte océanique et une croûte continentale, sont caractérisées par la présence de fosses océaniques profondes.

La subduction de la plaque lithosphérique océanique sous l'autre plaque se traduit par des ruptures et fractures de cette plaque et se manifeste au fur et à mesure de son enfoncement par des hypocentres sismiques de plus en plus profonds, depuis des séismes superficiels jusqu'à des séismes intermédiaires et profonds, qui définissent un flux de foyers connu sous le nom de Wadati-Benioff.

C'est dans ces zones-là que se situent les séismes les plus violents et les plus meurtriers. Il en est ainsi de toute la région autour du Pacifique.

b. Collision de plaque continentale :

Après disparition partielle ou totale des aires océaniques et qui se traduit par une orogénèse intense ; c'est le cas de la collision des plaques africaines et arabiques contre la plaque eurasiennne à l'origine de la ceinture orogénique alpine de Gibraltar à la Birmanie.

3. Les zones de coulissage de plaque :

Ce sont des **zones de cisaillement** où les plaques coulissent latéralement l'une par rapport à l'autre selon une **faille transformante**.

Les **séismes** y sont **superficiels** et peuvent être de **forte magnitude** (faille de SanAndréas en Californie).

4. Les séismes intra plaques :

En dehors de la sismicité associée aux frontières de plaques, il existe une sismicité plus diffuse située dans le domaine intra plaque (cas du centre des USA).

Ces **séismes, superficiels**, sont consécutifs à des **réactivations** d'anciennes **structures tectoniques**.

Chapitre II : SISMOLOGIE

C'est ainsi que la collision de l'Inde et de l'Asie s'est traduite par de grandes failles dans le continent asiatique, dont certaines peuvent rejouer et être responsables des séismes importants et meurtriers de Chine.

4.1. La profondeur du foyer :

La sismicité est un des témoins de l'activité et de la dynamique de la terre. Selon la profondeur des foyers sismiques, on distingue :

1.a. Les séismes superficiels :

Ce sont des séismes dont les hypocentres se situent à moins de **60** km. Ils représentent **95%** des séismes mondiaux.

1.b. Les séismes intermédiaires :

Les tremblements de terre qui rentrent dans la catégorie des séismes intermédiaires présentent des foyers qui sont situés entre **60** et **300** km de profondeur.

4.2. Les séismes profonds :

Ce sont des séismes dont les foyers sont profonds. Ces tremblements de terre ont un foyer qui peut atteindre de très grandes profondeurs allant de **300** à **700** km.

Chapitre II : SISMOLOGIE

Conclusion :

Un séisme ou tremblement de terre est une secousse du sol résultant de la libération brusque d'énergie accumulée par les contraintes exercées sur les roches.

Cette libération d'énergie se fait par rupture le long d'une faille, généralement préexistante. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par exemple).

Le lieu de la rupture des roches en profondeur se nomme le foyer ; la projection du foyer à la surface est l'épicentre du séisme.

L'arrivée des ondes sismiques est marquée par des vibrations d'ondes. L'importance du séisme est caractérisée par l'amplitude de ces ondes sismiques.

La sismicité se concentre pour l'essentiel le long des frontières des grandes plaques tectoniques, là où les mouvements relatifs sont les plus importants.

Le mouvement des roches près du foyer engendre des vibrations élastiques qui se propagent, sous la forme de paquets d'ondes sismiques, autour et au travers du globe terrestre.

Ces vibrations se propagent alors de proche en proche jusqu'à la surface. Il produit aussi un dégagement de chaleur par frottement, au point de parfois fondre les roches le long de la faille (pseudotachylites).

Au cours de ce glissement, l'énergie qui s'est accumulée au cours du temps est libérée en quelques secondes.

Chapitre III

MORPHOLOGIE ET

BATHEMETRIE

VOLCANIQUE

I. Introduction :

Les volcans et leurs manifestations sont, avec les tremblements de terre, l'expression en surface de la dynamique interne du globe terrestre. La surface de la terre étant recouverte à 70% par de l'eau, il est normal qu'une partie importante du volcanisme se produise en milieu aquatique. De plus, les dorsales médio-océaniques focalisent la plus grande partie du volcanisme terrestre. Les scientifiques de la NASA estiment que les volcans sous-marins sont près d'1,5 million, soit mille fois plus que les 1 500 volcans terrestres actifs, près de 75 000 de ces volcans s'élevant à un kilomètre au-dessus du plancher océanique.

La mise en place des magmas dans les océans se fait dans des conditions de pression et de température très différente de ce qui se passe en milieu aérien, en leur donnant ainsi des caractéristiques particulières.

II. A. Distribution des volcans dans les océans :

La plupart des volcans domicile dans les positions suivantes (**Fig.I-1.**) :

1. Dans les zones d'écartement des plaques de l'océan Atlantique :

Le volcanisme des rides médianes est presque partout sous-marin et ne donne de volcans subaériens que sur les parties où il émerge. Dans les parties émergées de la ride médio atlantique, il donne les jalons suivants, du Nord au Sud :

1.1. Volcans d'Islande :

En Islande, le rift, émergé, se divise en deux, dont une partie en cul-de-sac avec le Laki, L'Hekla, Surtsey (il apparue en 1963), l'Helgafell (éruption en 1972), ces deux derniers dans les îles Vestmann, le rift principal comptant parmi (photo 3) ces volcans les plus célèbres le Krafla (photo 4) (éruption de 1975-1984) et l'Askja.



Photo 1 : éruption du volcan Laki



Photo 2 : éruption du volcan L'Hekla



Photo 3 : éruption du volcan l'Helgafell



Photo 4 : éruption du volcan Krafla

1.2. Volcans des failles transformantes de l'océan atlantique :

- Volcans des Açores (dont le Capelinhos). **(Photo 5)**.
- Volcans de l'Archipel du Cap- Vert (Fogo). **(Photo 6)**.
- Volcans éteints de l'île de l'Ascension. **(Photo 7)**.
- Volcan de Tristan de Cunha. **(Photo 8)**.



Photo 5 : éruption du volcan Açores



Photo 6 : éruption du volcan CAP- Ver



Photo 7 : éruption du volcan de l'Ascension Photo8 : éruption du volcan Cunh

1.3. Volcans des failles transformantes du pacifique :

Le volcanisme des Galápagos a été marqué en 1968 par l'éruption de Fernandina. **(Photo 9)**



Photo9 : éruption du Galápagos

1.4. Volcans des failles transformantes de l'océan Indien :

Les volcans éteints de l'île Maurice. **(Photo10).**

Le volcan actif de la **Fournaise**, dans l'île de la Réunion. **(Photo 11).**

Le Karthala **des Comores.** **(Photo 12).**

Les volcans éteints de **Madagascar.** **(Photo 13).**



Photo 10 : de l'île Maurice



Photo 11 : Fournaise



Photo 12 : Le Karthala des Comores



Photo 13 : de Madagascar

❖ Tectonique des failles transformantes :

Les failles transformantes sont rattachées à la tectonique cassante de très grande ampleur elles permettent position sur les fonds océaniques elles décalent la dorsale tous les 200 a 300 km et marquent la position des rides medio océaniques d'autre par sont des failles lithosphériques contrôlée par la cinématique globale (fig. III.1).

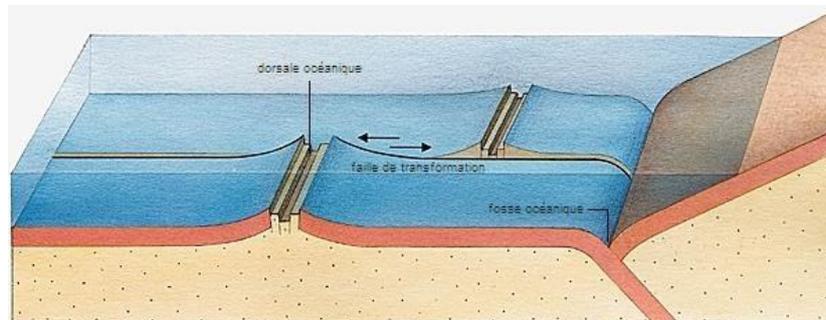


Fig. III.1 : Faille transformante

Elles s'expliquent par une activité magmatique distincte en chaque point là

Dorsale, ce qui entraîne des vitesses d'expansion différentes de chaque segment

Cependant, elles assurent une divergence uniforme sur une surface sphérique, celle du globe terrestre.

Une dorsale typique est composée d'une alternance de segment de crêtes (failles divergentes) séparée par des failles transformantes à angle droit des précédentes.

Formation d'une faille transformante et transcurrente :

Une faille transcurrente est une faille crustale générée par un champ de contrainte régional ou

Chapitre III : MORPHOLOGIE ET BATHYMETRIE VOLCANIQUE

local cette dernière entraîne une déformation diffuse constituée d'une multitude de déplacements locaux.

Géométrie des failles transformantes :

Le mouvement des plaques s'étudie en géométrie eulérienne (géométrie sur un sphère)

Interprétation des failles transformantes océaniques :

Le tracé général des dorsales océanique est hérité du processus de fragmentation de plaques ; souvent contrôlé par des structures préexistantes.

En effet, les failles transformantes ne sont souvent pas héritées des structures de rift transversal, elles peuvent apparaître après que le plancher océanique commence à se former.

2. Dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique) :

- Nombreux volcans des îles Aléoutiennes.
- Volcans du Kamtchatka, parmi lesquels le volcan Klioutchev, le Bezymianny, le Shiveluch.
- Volcans de la guirlande d'îles de l'arc des Kouriles.
- Volcans du Japon.
- Dans les îles Philippines, au contact de deux plaques océaniques, le Taal et le Mayon sont les volcans actifs les plus connus.
- De la Nouvelle-Guinée, où se trouve le mont Leamington, l'arc, de tracé parfois complexe, va rejoindre la Nouvelle-Zélande, par le Vanuatu (Nouvelles-Hébrides) où se trouve le Yasur, puis par les îles Tonga.
- En Nouvelle-Zélande, le volcanisme se limite à l'île du Nord, où se trouvent le Ngauruhoé, le Ruapehu, le Tongariro, le Tarawera, White Island, tous actifs.
- Dans le sud du Chili, nombreux volcans actifs dont le Villarica. Dans le Nord du Chili se rencontrent les plus hauts volcans du monde.
- L'arc des Antilles est marqué par la Soufrière de Montserrat, Soufrière de Sainte- Lucie, Soufrière de Saint-Vincent, la Soufrière de la Guadeloupe et la Montagne Pelée.

3. Dans le domaine intra-plaque :

3.1. Volcans intra-plaques de l'océan Pacifique :

- Volcans de l'archipel Hawaii- Empereur.
- Les archipels de la Polynésie Française : Les îles de la Société avec ses monts sous-marins (Taehitia, Moua, Pihaa, Rocard), les îles Marquises, l'alignement des îles de Pitcairn-Gambier et les îles Australes.



Photo 14 : l'archipel Hawaii- Empereur



Photo 15 : Taehitia



Photo 16 : Rocard



Photo 17 : iles Australes

3.2. Volcanisme intra-plaque de l'océan indien :

-L'île de la Réunion avec ses deux volcans : le piton des Neiges et le piton de la Fournaise.

-Les terres Australes avec l'archipel Crozet, les îles Saint-Paul et Amsterdam ainsi que les îles Kerguelen.



Photo 18 : L'île de la Réunion



Photo 19 : l'archipel Crozet

III. LA ERUPTION ET LA MORPHOLOGIE :

A. Eruption volcanique :

1. Les différents types d'éruptions sous-marines :

Parmi les facteurs physiques ou chimiques susceptibles de contrôler le dynamisme du volcanisme basaltique sous-marin, figurent en premier lieu la température et la viscosité du magma au moment de l'éruption (la viscosité dépendant elle-même de la température, de la composition chimique et de la teneur en volatiles du magma), ainsi que le taux instantané d'émission (qui dépend en partie de la viscosité).

Le tableau résume les styles volcaniques et les produits du volcanisme basaltique sous-marin actuellement connus. Il convient de distinguer deux styles très différents d'éruptions :

a) Les éruptions sous faible tranche d'eau (moins de 700-800 m), où les hydro-explosions sont possibles ; **b) Les éruptions sous grande profondeur d'eau** (plus de 800 m), où l'expansion des gaz et les explosions volcaniques sont empêchées par la pression hydrostatique de l'eau de mer.

		Contraintes thermiques	Température d'éruption	Rapport cristaux/liquide	Viscosité	Taux d'accétion
Eruptions calmes	Lacs de lave	faibles	élevée	faible	Faible	élevé
	Coulée de fluides					
	Pillow lavas					
Eruptions réactives	Laves en pavés					
	Hyaloclastites profondes	fortes	faible	élevé	forte	faible (seamounts)

Tableau.1. Classification des types de coulées basaltiques profondes, et comparaison de leurs caractéristiques principales. D'après Bonatti et Harrison (1988).

1. Eruption sous faible tranche d'eau :

Les éruptions sous-marines explosives sous faible tranche d'eau et leurs gerbes « Cypressoides » caractéristiques, dues essentiellement à l'expansion des gaz magmatiques et à la vaporisation instantanée de l'eau de mer au contact du magma, ont été fort bien décrites aux Açores lors de l'éruption de Capelinhos (île de Fayal, Tazieff, 1958), en Islande lors de l'émersion de l'île volcanique de Surtsey (Thorarinsson, 1964), ainsi qu'en Indonésie lors de la formation de l'Anak Krakatoa (Decker et Hadikusumo, 1961).

La lave intensément fragmentée par les explosions dues à la détente des gaz magmatiques et de la vapeur d'eau de mer, retombe sous l'eau en formant des couches stratifiées de **Hyaloclastites d'explosions**. De telles éruptions hydro clastiques ont peu de chances de se produire au-delà d'une profondeur de 500 m (700 m à 1000 m pour d'autres auteurs).

La zone axiale des dorsales se situant à une profondeur moyenne de 2 500 m, ce style d'éruption ne s'observe que dans des zones très localisées de la dorsale, à proximité immédiate d'îles volcaniques édifiées sur la dorsale (Islande, Açores, etc.). En revanche, les éruptions sous-marines explosives sous faible tranche d'eau constituent un stade obligatoire de l'édification des nombreuses îles volcaniques intra-océaniques.

2. Éruptions sous-marines profondes :

Au-delà de 700 m de profondeur environ, la pression extérieure forte maintient la phase gazeuse presque en grande partie dissoute dans le magma. Contrairement à ce qui se passe dans le cas du volcanisme basaltique aérien, la séparation des phases liquides et gazeuses est considérablement freinée au moment de l'éruption : les éruptions à grande profondeur, à l'axe des dorsales, sont **des éruptions** généralement « **tranquilles** ».

Les recherches récentes ont cependant modifié notre perception du caractère « Tranquille » des éruptions sous-marines profondes : les preuves s'accumulent de l'existence de violentes explosions volcaniques sous-marines au niveau des dorsales, avec dépôts fréquents de Hyaloclastites et brèches pyroclastiques de type strombolien.

Les produits des éruptions de grande profondeur ont été observés à l'axe des dorsales lentes et rapides, et sur de nombreux « seamounts » sous-marins. Ces observations ont permis de distinguer des « **éruptions calmes** », où l'interaction physique entre le magma en cours d'éruption et l'eau de mer est très limitée, et des « **éruptions hyaloclastiques** » (encore appelées « **réactives** » par Bonatti et Harrison, 1988), au cours desquelles une intense fragmentation par trempage thermique du basalte a lieu, pendant son épanchement sur le plancher océanique.

L'exploration intensive de segments de dorsales à taux d'accrétion varié a montré l'omniprésence de deux grands types de coulées basaltiques sous-marines : *Les coulées à laves en coussins ou pillow lava* d'une part, et les *lacs de lave* et *coulée massive* (ou coulée fluide) d'autre part (Juteau et Maury, 2012). Les laves en pavés et les Hyaloclastite

Chapitre III : MORPHOLOGIE ET BATHYMETRIE VOLCANIQUE

Profondes, rarement observées à l'axe des dorsales, ont été décrites essentiellement sur les volcans sous-marins intra-océanique (encore appelés « seamounts »).

IV. Morphologie des produits volcaniques sous-marins :

A grande profondeur, le basalte émis à 1200 °C subit en surface une trempe thermique extrêmement brutale en débouchant dans l'eau de mer glaciale à 2 °C. Cette trempe est beaucoup plus brutale qu'à l'air libre, pour deux raisons :

(1) L'eau a une chaleur spécifique trois à quatre fois supérieure à celle de l'air, et (2) l'eau a une conductibilité thermique plusieurs centaines de fois supérieure à celle de l'air. En bref, cela signifie que l'eau de mer glaciale se réchauffe beaucoup plus difficilement que l'air au contact de la lave incandescente, ce qui rend très efficace la trempe thermique subie par cette dernière. L'effet de cette trempe thermique sur la **morphologie** des coulées **dépend** principalement du **volume de lave** émis :

- L'émission de volumes modérés de lave entraîne invariablement la formation de lave en coussins, ou « pillow lava », constituant des corps effusifs à morphologie remarquablement variée, le plus souvent tubulaire, mais jamais plane.
- L'émission de volumes très importants mène à la formation de corps effusifs à morphologie essentiellement plane : lac de lave, coulées fluides et coulées massives.

1. Laves en coussins ou pillow lava :

Les **éruptions** basaltiques fissurales ou ponctuelle à **faible débit produisent** typiquement des **laves en coussins**. L'observation des dorsales par submersibles et les nombreux forages profonds ayant atteint la couche basaltique, indiquent que les coulées de lave basaltiques en coussins constituent de loin la forme volcanique la plus abondante en volume dans les océans, et par conséquent à la surface de la terre, si l'on tient compte du fait qu'elles constituent aussi l'essentiel des parties immergées des volcans boucliers intra-plaques tel que Hawaii ou La Réunion, et une part significative des volcans d'arc insulaires.

Les pillow lavas caractérisent les émissions de laves basiques à intermédiaires en milieu aquatique, qu'il soit sous-marin, sous-lacustre ou même sous-glaciaire (Islande). Ces basaltes proviennent de lave brusquement refroidie et vitrifiée instantanément en surface au contact de l'eau de mer glaciale (**Fig. III-2. D**).

Cette couche de verre épaisse de 1 à 2 cm empêche la coulée de s'étaler en surface,

Chapitre III : MORPHOLOGIE ET BATHYMETRIE VOLCANIQUE

L'obligeant à s'écouler en doigts de gants. Elle forme des tubes qui se chevauchent les uns les autres, et avance vers le bas de la pente par éclatement successifs de la croûte vitreuse Frontale. La pression interne de la lave en fusion dans les tubes fait d'ailleurs craquer la croûte vitreuse en de nombreux endroits, ce qui entraîne la formation de nombreuses protubérances vitreuses et petites coulées secondaires.

Les coulées à pillows font au maximum quelques centaines de mètres de longueur. Elles sont souvent plus larges que longues, lorsqu'elles sont issues d'une fissure. Elles se terminent vers le bas par un front de coulée constitué, par digitation et bourgeonnement, de nombreuses langues de pillows tubulaires, produisant à l'avant un amoncellement de coussins.

Les fronts de coulées sont très abrupts (30° à 60° ou plus), avec une hauteur moyenne de 5 à 20 m, pouvant atteindre parfois 50 m. (**Fig.III-2. A**). Quand la pente est forte, les pillows sont des tubes très allongés, dont l'extrémité est arrondie (**Fig.III-2. B**). Les digitations peuvent présenter des formes variées, incluant les « trompe d'éléphant » (**Fig. III- 2.C**).

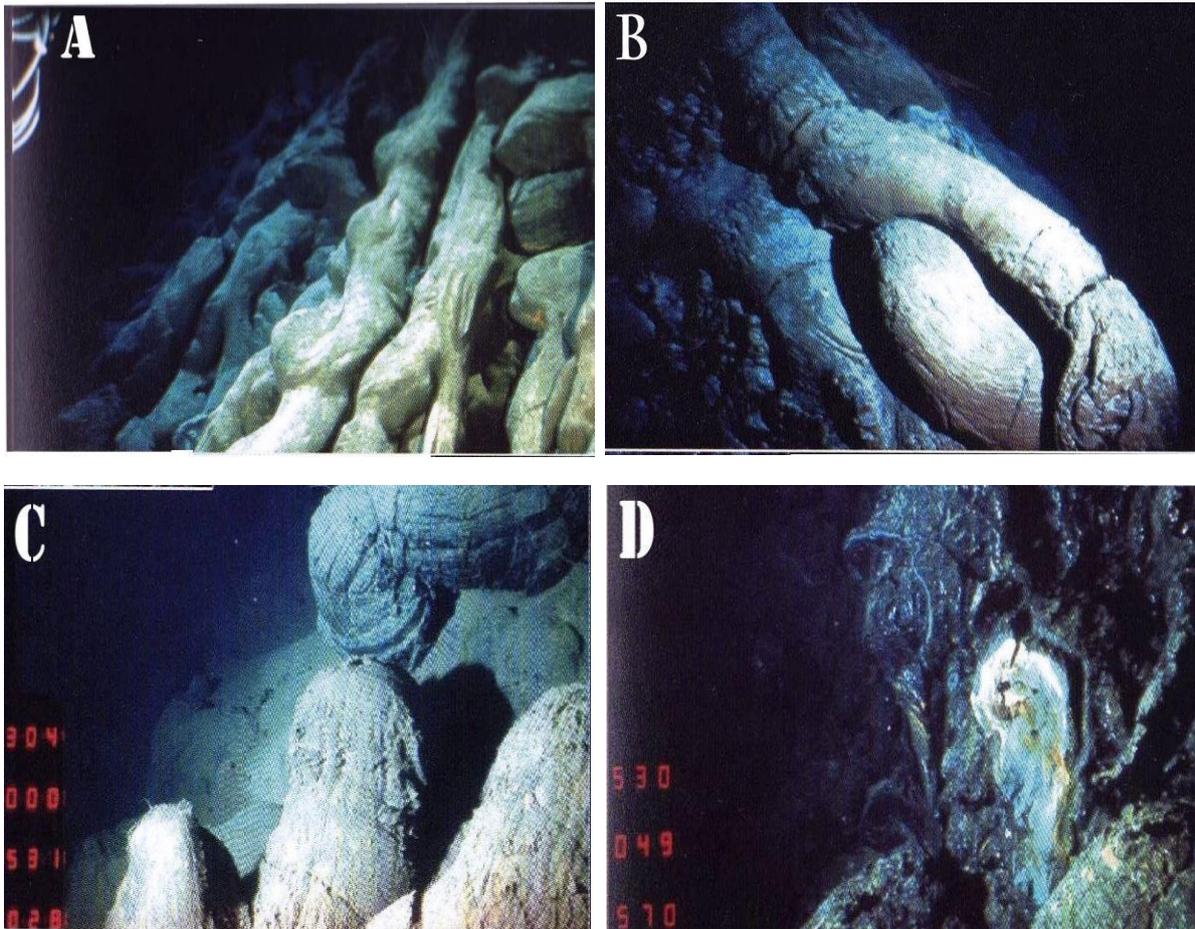


Fig. III-2 : Les pillow lavas. **A.** Front de coulée sur un flanc raide de volcan axiale (pente 50°), formé de tubes basaltiques dévalant la pente ; **B.** Tubes de lave basaltique sur la pente d'un volcan axial ; **C.** Extrémité de pillow lava en « trompe d'éléphant » ; **D.** Le verre basaltique non encore altéré, noir et brillant sous les projecteurs, est prépondérant dans la zone axiale. (NOAA).

2. Lacs de lave et coulées fluides :

- ❖ **Lacs de lave** : Les **émissions** fissurales très **volumineuses produisent des lacs de lave**. Ces structures furent découvertes à l'axe des dorsales à taux d'expansion intermédiaire ou rapide. La trempe thermique a peu de prise sur un très gros volume de lave issue d'une large fissure et dévalant la pente volcanique : une telle masse incandescente de lave ira ennoyer tous les creux topographiques situés sur son chemin, formant un véritable lac de lave temporaire dont la surface, plane sur plusieurs kilomètres carrés, tranche sur le moutonnement des pillow lavas encaissants. (**Fig.III-3. A**).

Un drainage précoce, intervenant bien avant le refroidissement et la consolidation complète de ce lac de lave, entraîne généralement l'effondrement de la partie centrale, laissant un champ de piliers verticaux résiduels de 5 à 15 m de hauteur. Sur les bords du lac, son ancienne surface vitreuse, souvent lobée, est restée suspendue entre les piliers, unissant leurs sommets (**Fig.III-3.B et C**) : cette surface montre parfois des structures tourbillonnaires, reflétant l'existence de courants convectifs turbulents dans le lac avant la consolidation.

❖ **Coulées fluides :**

Les moins épais de ces lacs de lave (1 à 3 m d'épaisseur), n'ayant pas subi de drainage, se sont consolidés en basalte massif : leur surface est souvent cordée ou plissée, évoquant les coulées hawaïennes de type « pahoehoe ». Ces coulées fluides correspondent à des volumes d'émission intermédiaires entre ceux des lacs de lave et ceux des pillow lava.

Observées sur la tranche le long d'escarpement de failles normales, ces coulées fluides montrent parfois un splendide débit prismé en orgue basaltiques, les joints polygonaux de contraction thermique se développent pendant le refroidissement rapide de la coulée. Les coulées fluides peuvent aussi draper des pentes volcaniques plus ou moins raides, lorsqu'elles se sont figées avant d'atteindre un creux topographique.

• **Coulées bréchiques. Hyaloclastites profondes :**

Les **coulées « réactives »** sont des coulées fluides qui **s'autobréchifient** au cours d'épanchement, **produisant** des **coulées hyaloclastiques**. Difficile à observer sur le plancher océanique, ce type de coulées a été traversé à maintes reprises par les forages DSPD et ODP, interstratifié avec d'autres types de coulées.

- Les **mécanismes de formation** de ces Hyaloclastites profondes sont très **différent** de ceux qui président à la formation **des hyalotufs** sous faible tranche d'eau. Le mécanisme principal semble être dû au développement de contraintes thermiques importantes lors de la consolidation rapide de coulées porphyriques riche en phénocristaux, et donc à viscosité particulièrement élevée par rapport à la viscosité moyenne des MORB. Se développant à l'échelle de toute la coulée, ces contraintes entraînent sa bréchification complète, sous la forme d'éléments vitreux et basaltiques à morphologie anguleuse et contours rectilignes.

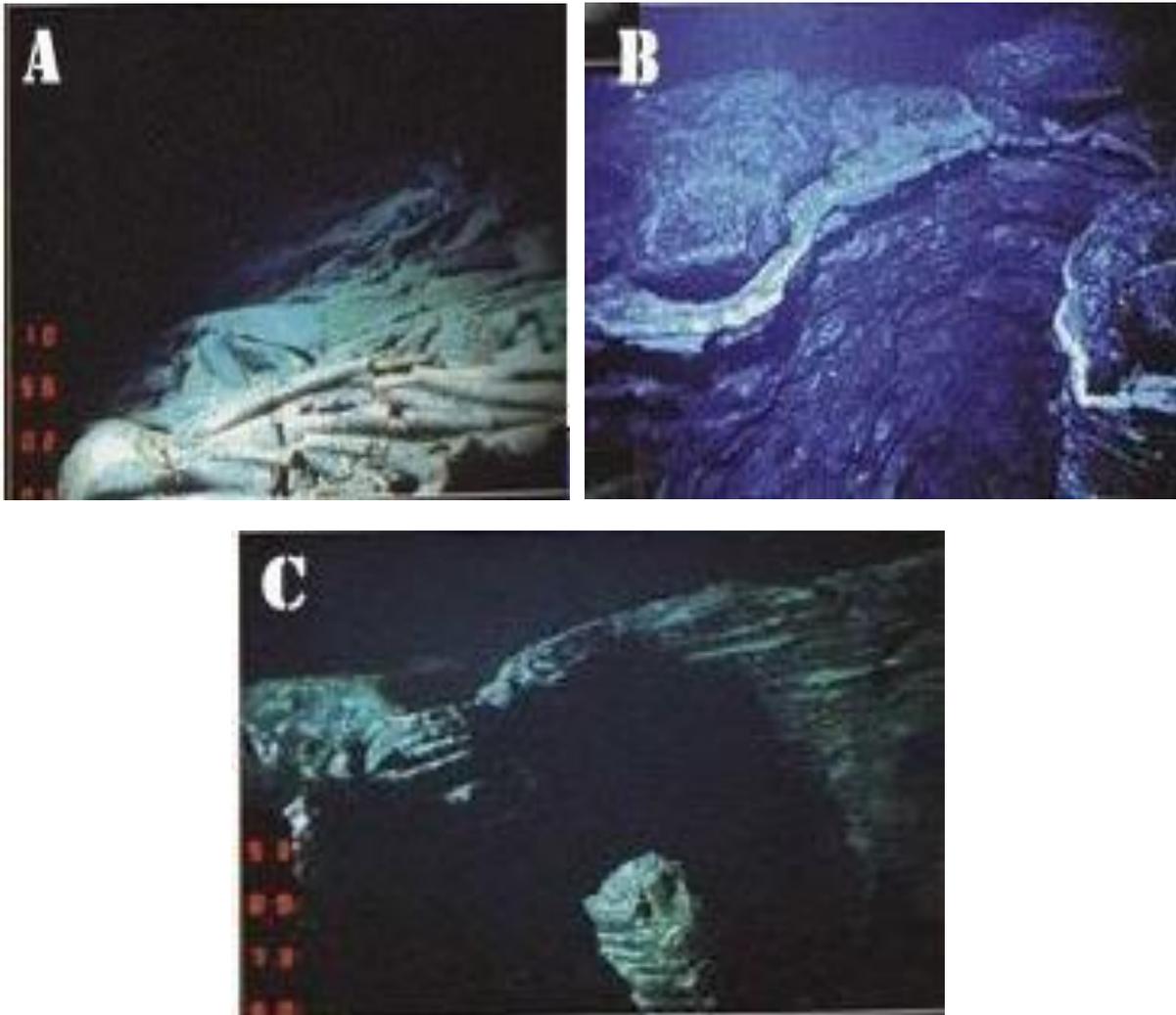


Fig. III-3 : Les lacs de laves. **A.** Surface vitreuse plissée d'un lac de lave fossile, comparable à la surface vitreuse des coulées de type « pahoehoe » à Hawaii ; **B.** Lac de lave fossile effondré sur lui-même, laissant des piliers résiduels en relief, et offrant un paysage ruiniforme caractéristique ; **C.** Lac de lave dont l'ancienne surface est bien visible derrière le sommet d'un pilier résiduel. (NOAA).

V. Géomorphologie des volcans sous-marins :

1. Les différentes formes de volcans :

Chaque volcan a son histoire, faite d'une ou de plusieurs éruptions, d'explosions de matière ou de coulées visqueuses. Et chaque histoire donne naissance à une silhouette différente. Distinguons en particulier :

A. Les stratovolcans :

Un **stratovolcan** correspond à un édifice volcanique caractérisé par une alternance de phase **effusive** (coulées de laves) et de **phase explosive** (des couches pyroclastiques).

La forme classique **est conique** avec des flancs convexes et, au sommet, un cratère en forme d'entonnoir.

Les pentes (10 à 35°) et les altitudes des stratovolcans sont relativement importantes.

La plupart des stratovolcans présentent des **cônes adventifs** qui **apparaissent sur les flancs du cône principal** résultant de la sortie latérale du magma dans l'histoire de l'édifice.

Sur les 1500 volcans actifs connus sur terre 699 sont des stratovolcans comme le mont Fuji (Japon) et le Stromboli (Italie).



Photo 20 : le mont Fuji (Japon)

B. Les volcans fissuraux :

Localisés dans des contextes extensifs, ils sont associés à **des grandes fractures de l'écorce terrestre**. **Les volcans d'Islande** sont généralement **des volcans fissuraux** comme **le Krafla (Photo 4)** ou **la chaîne du Laki (Photo 1)**. De même, la plupart des volcans du rift est-africain sont fissuraux.



Photo 21 : éruption fissurale.

C. Les volcans bouclier :

Les volcans boucliers sont formés par **des éruptions successives** de lave **de nature basaltique** qui, du fait de leur température élevée (**1200°C à 1050°C**) et de leur **faible viscosité** à l'émission, s'épanchent en **coulées longues et peu épaisses**, **édifiant un large cône volcanique**.

Ces volcans présentent typiquement des pentes faibles comprises entre 2° et 10°, et des diamètres nettement supérieurs à leur hauteur. Les volcans **MaunaLoa** et **Kilauea des îles Hawaii** en sont des exemples.



Photo 22: volcan Kilauea



Photo 23: volcan Mauna Loa

2. Principaux types de volcans boucliers :

En fonction de leurs dimensions et à partir des critères morphologiques et structuraux, trois types de volcans boucliers sont distingués :

Chapitre III : MORPHOLOGIE ET BATHYMETRIE VOLCANIQUE

- **Les volcans boucliers type « Islandais » :**

Les volcans boucliers de type islandais forment des édifices volcaniques aux dimensions modestes résultant parfois d'un seul événement éruptif correspondant à une émission prolongée de magma à partir d'un cratère central et possèdent une forme conique simple. La hauteur de ces volcans est inférieure à 1000 m et leur pente sont généralement très faibles (inférieure à 5°). Leur sommet est occupé par un cratère subcirculaire qui peut être le siège d'un lac de lave.

- **Les volcans boucliers type « Galápagos » :**

Les volcans boucliers de type Galápagos constituent des édifices beaucoup plus volumineux (plusieurs kilomètres de hauteur) depuis leur base sous-marine, et sont dotés de pentes plus fortes (15 à 30°). Ils possèdent un profil caractéristique en forme de carapace de tortue avec notamment un aplatissement très net à l'approche de la zone sommitale. Le principal élément structural est certainement la prédominance des fissures éruptives concentriques autour d'une large caldeira centrale.

- **Les volcans boucliers type « Hawaïen » :**

Les volcans de ce type sont énormes (jusqu'à 9 kilomètre de hauteur au-dessus du plancher océanique). Ils présentent des pentes pouvant varier le plus souvent entre 1° et 10° et un volume de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres cubes.

- Le volcan bouclier Hawaïen connaît de fréquentes éruptions durant sa phase majeure de fonctionnement, émettant des laves basaltiques à partir d'événements essentiellement fissuraux. Ces fissures éruptives ouvertes en zone sommitale ou sur les flancs des volcans présentent une disposition radiale par rapport au sommet.

Le glissement des flancs libres, bordés par les rifts zones, est un mécanisme très répandu, voire constant dans les volcans boucliers hawaïen.

3. Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques :

Depuis Plusieurs décennies, les études menées sur les volcans boucliers de l'archipel d'Hawaï ont permis d'obtenir un aperçu détaillé de leur mode de fonctionnement. La présence de volcans à tous les stades d'évolutions (depuis l'édifice sous-marin naissant jusqu'aux îles les plus anciennes) fait de cet archipel un objet quasiment unique sur terre.

Chapitre III : MORPHOLOGIE ET BATHYMETRIE VOLCANIQUE

Un modèle général d'évolution des volcans boucliers basaltiques a donc logiquement été établi à partir de l'exemple hawaïen (Peterson et Moore, 1987). Quatre stades principaux d'évolutions sont distingués :

- **Stade initial (ou bouclier sous-marin)** – Loihi, Hawaii :

Il correspond à la construction sous-marine de l'édifice avec l'émission de laves alcalines associées à de faibles taux de fusion partielle. A Hawaii, le seul édifice connu en cours d'édification sous-marine est le mont Loihi. Son étude a montré que le développement de rift zones, de calderas sommitales et d'instabilités de flancs est possible dès ce stade d'édification. Le passage à des laves tholéitiques et des taux de production plus élevés marquent la transition vers le stade dit (« bouclier » ou « shield-building stage »). Emises sous une importante tranche d'eau, les laves prennent la forme de pillow lavas voire de coulées de type « pahoehoe ». Lorsque l'édifice approche de la surface, les manifestations volcaniques se font plus explosives et sont associées à des niveaux de Hyaloclastites et de brèches d'explosion.

- **Stade bouclier émergé (Subaerialshield building stage)** - Kilauea / Piton de la Fournaise :

Cette étape constitue la phase principale de construction de l'édifice en domaine sub-aérien. La croissance du volcan résulte de l'accumulation de coulées de lave fluides sur ses pentes et de l'intrusion de corps magmatiques sous forme de réservoirs, de dykes et de sills au sein de l'édifice.

Au cours de ce stade, les taux d'émissions magmatiques sont élevés. Ils peuvent cependant varier de plusieurs ordres de grandeur selon les édifices : 0,19km³/an pour le Kilauea (Cayol et al, 2000), au Piton de la Fournaise ce taux est estimé à 0,01Km³/an (Lénat et Bachèlery, 1987).

L'activité éruptive est essentiellement effusive et fissurale avec l'émission de coulées « pahoehoe ». Les fissures peuvent se répartir de manière radiale sur les flancs de l'édifice, de manière concentrique autour du sommet ou encore se concentrer le long de rift zones linéaire et étroites.

Plusieurs réservoirs magmatiques se développent au cours de l'édification du volcan. Ils constituent des zones de stockage magmatique favorisant l'évolution chimique du magma par processus de cristallisation fractionnée.

La croissance de l'édifice au cours du stade bouclier est également ponctuée par des phénomènes d'instabilités tels que les effondrements verticaux à l'origine de la formation de

Chapitre III : MORPHOLOGIE ET BATHYMETRIE VOLCANIQUE

Calderas sommitales ou de pit craters. Ces effondrements sont associés à une vidange rapide des réservoirs magmatiques ou à des phases explosives phréatiques ou phréatomagmatiques paroxysmales (Bachèlery, 1981).

❖ **Stade de déclin (ou stade différencié ou capping stage) – Mauna Kea :**

Cette phase se traduit par une baisse de l'activité éruptive et du taux de production magmatique. Elle peut débuter après une période de repos et d'inactivité volcanique. Les laves émises sont plus différenciées (Hawaiites, mugéarite, voire trachyte ; Frey et al, 1990).

La différenciation magmatique suggère une diminution de l'alimentation profonde et une évolution des réservoirs vers des systèmes clos. Les éruptions deviennent plus explosives et peuvent générer d'importants écoulements pyroclastiques. Les produits émis au cours de cette phase représentent de faibles volumes (2% de l'édifice) et ont tendance à napper finement les formations du stade bouclier.

Dès le stade déclin, le taux de construction volcanique va devenir inférieur aux taux d'érosion qui va alors jouer un rôle majeur dans le démantèlement progressif de l'édifice. La phase d'érosion qui suit la fin de l'activité peut s'accompagner de la formation d'une barrière récifale autour de l'île.

• **Stade de reprise de l'activité (ou renewed volcanisme)**

- Une activité volcanique sporadique peut éventuellement reprendre pendant la phase d'érosion du bouclier. Cela a notamment été mis en évidence à l'île Maurice. Les laves émises sont très alcalines, sous-saturées en silice (basanites, téphrites, phonolites).
- La subsidence et l'érosion continues de l'île vont progressivement réduire l'altitude de l'édifice jusqu'à sa disparition complète sous le niveau de la mer (stade atoll, si subsidence. et croissance récifale) et son recouvrement par les sédiments marins (stade guyot

VI. **Conclusion :**

- Les volcans terrestres sont souvent situés dans des régions sismiques. Il suffit de prendre la ceinture de feu du Pacifique, une région en forme de fer à cheval qui trace les bords des plaques tectoniques autour du bassin du Pacifique. Cette zone abrite 90 % des tremblements de terre enregistrés dans le monde et 75 % des volcans actifs de la planète. Dans de tels points chauds sismiques, les éruptions et les tremblements de terre ont souvent lieu à peu près au même moment, du moins c'est exactement ce à quoi on semble s'attendre. Malgré de fréquentes spéculations, on ne peut automatiquement présumer qu'il existe un lien de causalité entre un séisme donné et une éruption ultérieure.

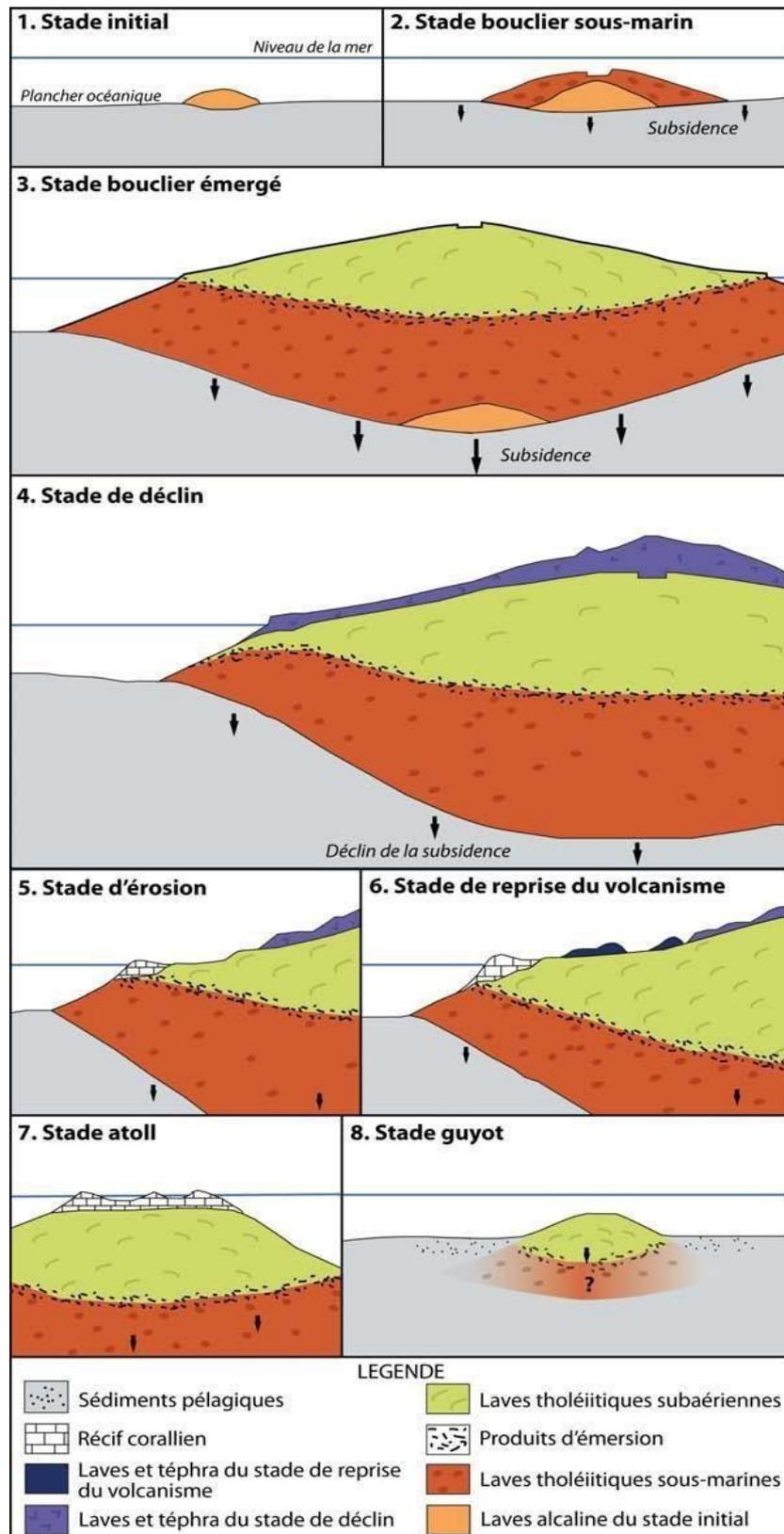


Fig. III-4 : Etapes successives du modèle d'évolution des volcans boucliers Hawaiien établi par Peterson et Moore (1987). Schéma modifié et adapté par Bachèlery (1999).

Chapitre IV

ORIGINE ET CONTEXTE

GEODYNAMIQUE DE

VOLCANISME SOUS-MARINS

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

Quatre océans. Partant de la base de la marge continentale du delta de la Lena (Sibérie Orientale) dans l'Arctique, ce système traverse l'Atlantique dans toute sa longueur, pénètre dans l'océan Indien (avec une branche aboutissant en mer Rouge formant ainsi un « point triple » de dorsale au SE de la Réunion), puis contourne, par le Sud, la Nouvelle-Zélande pour entrer dans le Pacifique.

Dans cet océan, la dorsale n'occupe pas une situation médiane, mais est décalée vers l'Est (elle est alors appelée dorsale Est-Pacifique), avant de mourir dans le Golfe de Californie (ou mer de Cortes). De cette longue ride, partent deux rameaux pointés vers l'Amérique du Sud : la dorsale Sud-Chili et la dorsale des Galápagos. Plus au Nord, on trouve la dorsale de Juan de Fuca qui fait face aux côtes qui vont du Nord de la Californie à la Colombie Britannique. (Bouysse, 2014).

Les dorsales océaniques, large de 1000 à 3000 km au-dessus des plaines abyssales ; avec une crête qui culmine en moyenne vers 2500 m de profondeur. Elles occupent près du tiers de la surface des fonds marins.

Selon que le taux de divergence est faible ou fort, la morphologie de la ride diffère. Avec des vitesses d'ouvertures faibles (2 à 3 cm /an), comme en Atlantique, le relief est accidenté avec une vallée profonde (rift). Avec des vitesses rapides (autour de 15 cm/an), comme dans la dorsale Est-Pacifique, la topographie est beaucoup plus adoucie, avec absence de vallée axiale profonde.

C'est à l'axe de ces longues chaînes volcaniques le plus souvent sous-marines que s'épanche le magma venu des profondeurs et que se crée la croûte océanique. L'âge de cette dernière augmente donc d'une manière symétrique en s'éloignant de la dorsale devenant ainsi plus froide, épaisse et donc plus dense.

Au niveau de l'écartement des plaques, du magma liquide sort régulièrement de cette fissure. Rapidement refroidi au contact de l'eau de mer, la lave forme alors des boules de cinquante centimètres à un mètre de diamètre qui tapissent la totalité des fonds océaniques que l'on appelle « lave en oreillers » (Bardintzeff, 2010).

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

Parfois, de l'eau de mer peut se glisser dans les petites fentes du fond de l'océan. Quand elle rencontre le magma, elle se transforme en grands jets de vapeur noirs ou blancs, appelés

« Fumeur ». Ils contiennent des métaux qui s'accumulent et forment des cheminées.

En effet on estime qu'entre 10 000 et 20 000 centres éruptifs jalonnent les lieux d'écartement des plaques, dont plus de 99% ne sont pas observables, car cachés au fond des océans

Cependant, dans certains endroits exceptionnels, cette chaîne sous-marine émerge et forme des îles volcaniques, comme l'Islande par exemple ou bien encore l'Île de Sainte-Hélène (Bardintzeff, 2010).

2. Le volcanisme de subduction :

Étant donné que la surface terrestre a toujours été constante, le fait que de nouvelles plaques se créent continuellement aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs. Cette destruction (aussi qualifiée de subduction) se fait aux frontières convergentes qui, comme le nom l'indique, marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.

Les zones de subduction comme toute frontière de plaques, sont sismiquement active. Mais ici, dans un contexte de convergence, la lithosphère océanique (plus lourde) d'une plaque « subduite » plonge suivant un plan plus ou moins incliné (Panneau ou « slab »), sous le bord d'une plaque supérieure (chevauchante) dont la lithosphère comprend une croûte plus légère, continentale (cas d'un arc-cordillère), ou continentalisée (cas d'un arc insulaire, à l'arrière duquel se trouve un bassin marginal de nature océanique, appelé également bassin arrière-arc). Dans ce dernier cas, il y a formation de **volcans sous-marins**. La succession des éruptions volcaniques conduit inévitablement à l'émergence du volcan et à la naissance des îles comme par exemple des Aléoutiennes, du Japon ou des Antilles. Les volcans vont donc être visibles à la surface de l'eau.

La subduction d'une croûte océanique engendre généralement, en surface, une ligne de volcans qui est à l'origine des arcs-insulaires et cordillères.

Ces volcans (caractérisés par des éruptions explosives, donc dangereuses) sont localisés

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

À l'aplomb d'une zone du panneau de subduction (« slab ») commençant vers une centaine de kilomètres de profondeur, qui est celle à partir de laquelle le slab commence à se déshydrater.

La longueur cumulée des zones de subduction est d'environ 55 000 km, un ordre de grandeur comparable à celui des axes d'accrétion océanique.

Les zones de subduction sont surtout rencontrées tout autour du Pacifique et sont la traduction moderne de l'ancienne « ceinture de feu du Pacifique ». Nous allons la découvrir ensemble dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (Bardintzeff, 2010) :

Tout d'abord, le long de l'Amérique du Sud, se trouve la Cordillère des Andes, immense chaîne avec les plus hauts volcans du globe (le plus haut volcan terrestre, le Nevado Ojos del Salado, au Chili, culmine à 6 885 mètres).

La Cordillère d'Amérique Centrale (Mexique) lui fait suite. Puis en Amérique de Nord, c'est la chaîne des Cascades avec le célèbre mont Saint Helens. Ensuite, on rejoint l'Alaska, les îles Aléoutiennes et, de l'autre côté du Pacifique, le Kamtchatka russe et les îles Kouriles. Viennent enfin le Japon, puis les Philippines, la Papouasie- Nouvelle Guinée, le Vanuatu et la Nouvelle- Zélande. Le tour volcanique est bouclé !

Par ailleurs, il est frappant de constater que, dans cet océan, les arcs-insulaires (actifs et rémanents) et leurs bassins marginaux sont exclusivement distribués à l'Ouest, tandis qu'à l'Est, les zones de subduction ne sont surplombées que par des cordillères volcaniques (Andes, chaînes volcaniques d'Amérique centrale, Rocheuses).

En dehors du Pacifique, on ne compte que deux subductions dans l'océan Indien, celles des îles de la Sonde et du Makran, et autant dans l'Atlantique, celles des petites Antilles et de l'arc de la Scotia (entre Amérique du Sud et l'Antarctique). Plus près de nous, en mer Méditerranée, l'arc Tyrrhénien au large de l'Italie et l'arc Egéen près de la Grèce.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

2.1. Les stratovolcans d'arc insulaire des Petites Antilles

Les Petites Antilles forment un chapelet d'îles volcaniques au bord de la mer des Caraïbes, résultant de la subduction intra-océanique vers l'Ouest de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe (**Fig.IV-2**). L'archipel s'étend sur 850 km depuis la marge continentale Sud-Américaine jusqu'aux grandes Antilles et présente une nette convexité vers l'est.

La vitesse de convergence a été estimée à 2cm / an pour les derniers 30 Ma (Macdonald et al, 2000) ce qui est relativement faible par rapport aux autres zones de subduction (8.1 cm / an pour Java) se traduisant par une faible production magmatique et une faible activité sismique.

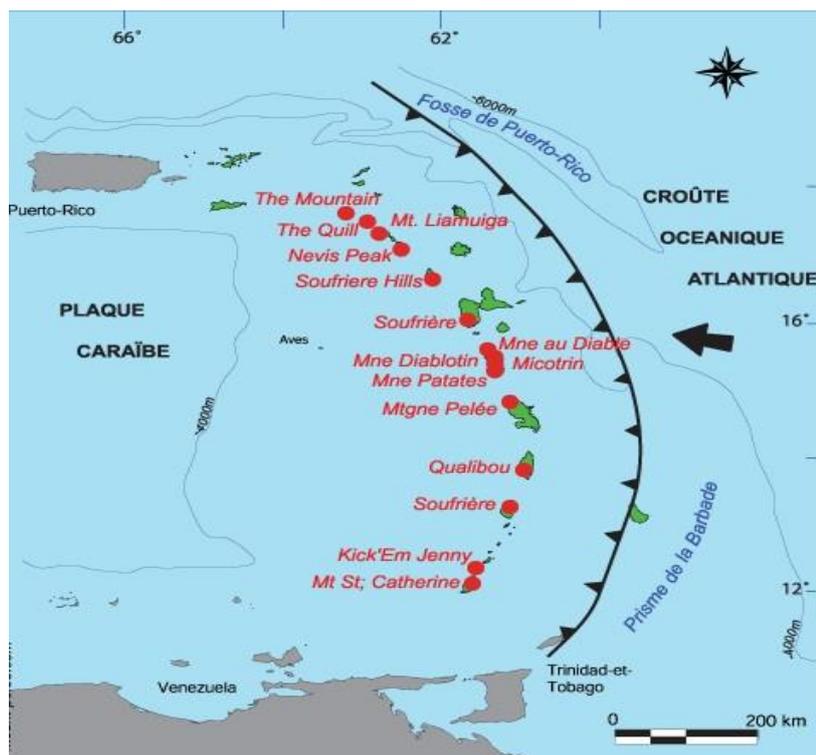


Fig. IV-2 : Arc volcanique des Petites Antilles. (BARINTZEFF, 2010).

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

L'arc des petites Antilles est constitué d'une vingtaine d'îles sur lesquelles une dizaine de volcans actifs sont présents le plus souvent appelée Soufrière, du nord au sud :

Soufrière de Montserrat, Soufrière de Guadeloupe, Soufrière de Dominique, Soufrière de Sainte-Lucie, Soufrière de Saint-Vincent. Seul le volcan de Martinique, qui s'appelle la montagne Pelée, fait exception. Au sud de l'alignement, près de Grenade, se trouve un volcan sous-marin, le Kick' Em Jenny.

❖ La montagne Pelée

La montagne Pelée est un volcan actif de l'île de la Martinique d'une superficie de 120km², soit 1/8 de l'île de la Martinique (Antilles). Sa dernière éruption a duré de 1929 à 1932, et une activité fumerolienne a été observée à son sommet jusque dans les années 70.

Son activité a consisté en l'alternance d'éruptions type Saint Vincent, pliniennes, péléennes et a été entrecoupée par 3 effondrements de son flanc Ouest. Ainsi, 90% de sa surface est recouverte de dépôts pyroclastiques, et les seules laves massives affleurent au niveau des Dômes sommitaux et sur son flanc sud.

Quatre périodes d'activité étalées sur plusieurs centaines de milliers d'années : une paléo Pelée, une période intermédiaire, un stade Saint-Vincent et un stade récent.

- ❖ Le stade ancien, la paléo-Pelée est constitué de coulées de laves massives et d'agglomérats chaotiques. L'âge des premières manifestations est estimé aux environs de 300000 ans. La fin de cette période est liée à une grande déstabilisation avec un effondrement en mer du flanc occidental.
- ❖ Le stade « intermédiaire » se développe entre 40000 et 25000 ans. Il est constitué en grande partie par des brèches issues de coulées pyroclastiques. Ces dernières peuvent atteindre 200m de puissance lorsqu'elles sont canalisées dans les profondes vallées entaillées dans la paléo- Pelée.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

- ❖ Un troisième édifice se reconstruit à l'intérieur de la structure caldérique. Il se caractérise par une activité de type Saint-Vincent, dont les épisodes les plus importants se situent entre 25000 et 19000 ans.
- ❖ Le stade récent correspond à l'édification d'un quatrième cône. Il est formé essentiellement de produits pyroclastiques et nuées ardentes associées à la mise en place de dômes visqueux.

➤ **Le Kick' Em Jenny**

Le Kick' Em Jenny (Fig.IV-3) est le seul volcan sous-marin de l'archipel des Antilles mais c'est

le plus actif. Il est situé dans la mer des Caraïbes à huit kilomètres au nord de l'île de la Grenade et à huit kilomètres à l'ouest de l'île Ronde dans les Grenadines.

Sa base se situe à 1 300 mètres de profondeur et mesure cinq kilomètres de diamètre. Son sommet atteint actuellement 180 mètres de profondeur après s'être élevé d'environ 100 mètres entre 1962 et 1976 (Le Friant, 2001). Il est formé d'un cratère elliptique de 350 mètres de diamètre environ.

Le Friant (2001) interprète la morphologie en fer à cheval du volcan comme résultant probablement d'une déstabilisation de flanc analogue aux événements ayant affecté les volcans émergés de l'arc. Ses éruptions sont généralement détectées avec des hydrophones, le volcan produisant de petites explosions lorsque la lave rencontre l'eau de mer. Dans certains

cas, ces explosions peuvent être détectées par des sismographes et être entendues par les habitants de Grenade et des Grenadines, parfois jusqu'à la Martinique.

La toute première fois que le Kick 'Em Jenny a été enregistré date en 1939. Les enregistrements montrent que l'éruption a brisé la surface de la mer avec de la vapeur et que des débris ont été projetés dans les airs à une distance de 902 pieds. Entre 1939 et 2001, le Mont Kick 'Em Jenny a éclaté au moins douze autres fois ; et les éruptions les plus récentes se sont produites en juillet 2015 et mars 2018.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

Le volcanisme de cette région présente les aléas volcaniques les plus dangereux. Il pose alors de sérieuses menaces pour les sociétés insulaires occupant ces espaces.

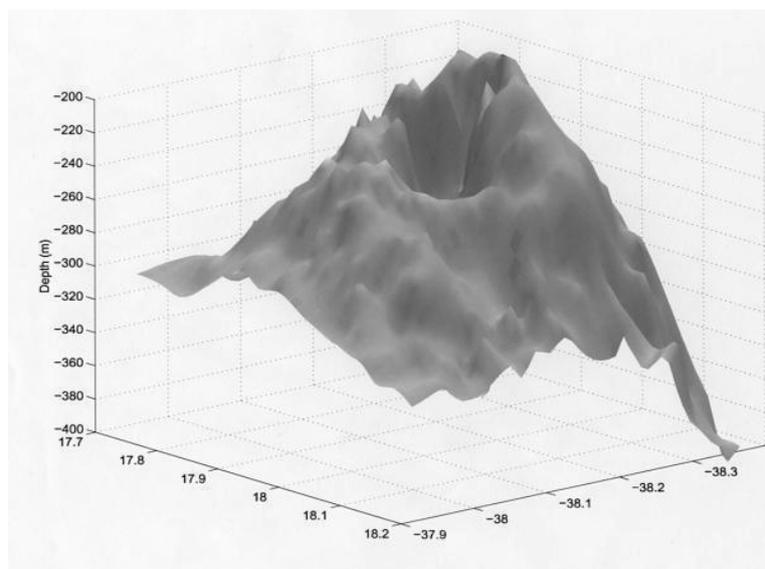


Fig.IV-3 : Image du Kick 'Em-Jenny reconstituée par sonar.

3. Le volcanisme intra-plaque (point chaud) :

La théorie du point-chaud a eu un énorme succès parce qu'elle a fourni une explication cohérente à la distribution d'un volcanisme spécifique, exprimé généralement hors des limites de plaques (d'où le nom de *volcanisme intra-plaque*) continentale ou océanique. Paradoxalement, il en existe davantage au milieu des océans qu'au sein des continents,

Probablement parce que la croûte océanique, plus mince, plus chaude et donc plus plastique que la croûte continentale, offre moins de résistance aux magmas.

Les points chauds étant fixes, alors que la plaque lithosphérique se déplace sur le manteau, des volcans se créent successivement et s'alignent alors, le plus récent étant le plus

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

Actif car à l'aplomb du point chaud. Lorsque le point chaud débouche sous un océan, il va

donner naissance à un chapelet d'îles alignées comme c'est le cas pour l'archipel d'Hawaïi.

- Cas exceptionnel, il arrive qu'un point chaud prenne aussi naissance à la limite de deux plaques, ou près de celles-ci. En Islande, dans un contexte complexe, l'activité du point chauds 'ajoute à celle de la dorsale médio-atlantique.

L'origine des points chauds fait l'objet de nombreuses discussions. Ils sont l'expression Superficielle d'une anomalie thermique profonde responsable d'une lente montée de matière (panache, ou plume), à l'état solide mais visqueux. Ceci se traduit plus près de la surface par une déchirure lithosphérique et une fusion mantellique à l'origine du magmatisme de point chaud.

Les panaches prennent naissance au niveau des interfaces noyau–manteau inférieur (couche D'') à 2 900 km de profondeur (panaches primaires), ou manteau inférieur–manteau supérieur à 670 km de profondeur (panaches secondaires), parfois encore plus superficiellement (panaches tertiaires) (Courtillet et al., 2003) : la couche sous-jacente, plus chaude, chauffe la couche située au-dessus. Se développent alors des instabilités, en forme de panache, qui montent vers la surface.

Un point chaud manifeste une activité continue, mais avec des variations d'intensité, durant plusieurs dizaines de millions d'années. Au contraire, les alignements d'îles sont discontinus, en relation avec le régime tectonique local de distension : quand le volume et la masse de l'édifice sont tels que l'alimentation magmatique ne peut plus se faire, celle-ci constitue alors un nouveau volcan puis éventuellement une nouvelle île.

3.1. Les volcans boucliers en domaine intra-plaque océanique :

Les volcans de ce domaine restent sous-marins, ou émergent et forment des îles. Les fonds océaniques du Pacifique en constituent un bon exemple où les alignements volcaniques existent en grand nombre : Hawaïi - Empereur, Polynésie française (Marquises, Tuamotu – Gambier, Société, Australes), liés à autant de points chauds, parfois encore actifs.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

Il existe également d'autres volcans de points chauds hors du Pacifique, comme ceux des terres australes (archipel de Crozet, les îles Kerguelen, les îles Saint-Paul et Amsterdam) et ceux de l'île de la Réunion dans l'océan Indien.

❖ Les archipels de la Polynésie française :

La Polynésie se situe dans l'océan Pacifique Sud et s'étend sur un vaste domaine entre 130° et 160° de longitude Ouest et 5° à 30° de latitude Sud, sur environ 5 millions de km² (**Fig.IV-4**). Elle est constituée de quatre principaux archipels : les Marquises au Nord, la Société à l'Ouest, l'alignement des Australes-Cook au Sud, et enfin l'archipel de Pitcairn Gambier à l'Est.

A l'exception des Marquises, les archipels polynésiens montrent généralement une direction N110-N120°E. Ces archipels se sont mis en place sur une croûte océanique d'âge Oligocène-Miocène (Herron, 1972).

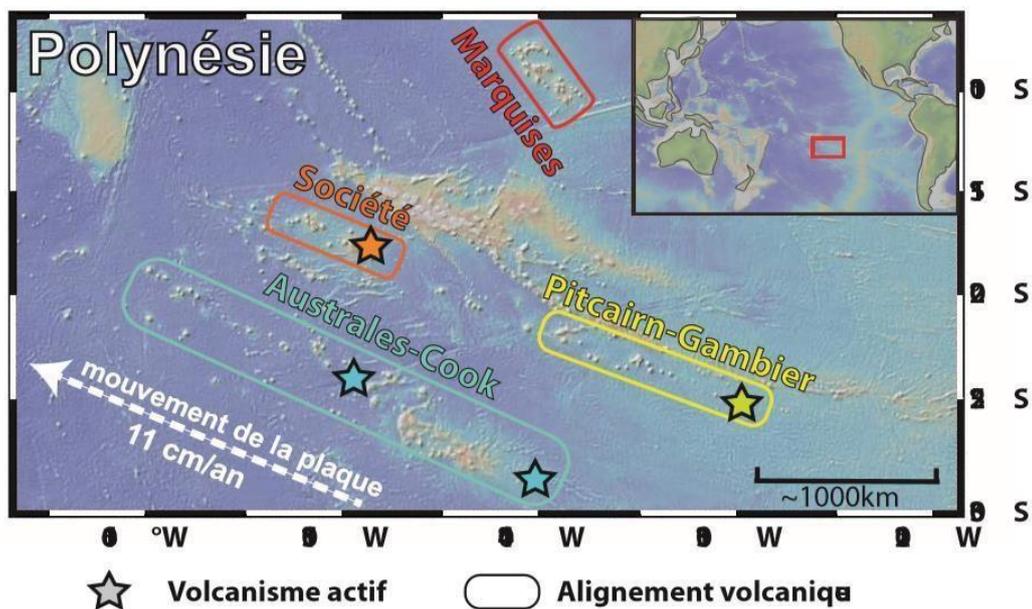


Fig.IV-4 : Carte de la Polynésie Française.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

- **Les îles Marquises :**

Les Marquises forment une chaîne de 355 km de long avec plus de vingt îles et monts sous-marins majeurs. Elles reposent sur une croûte océanique formée entre 45 à 65 Ma et profonde de 4500 à 5000 m en moyenne. Les datations des îles montrent une progression de l'âge de 5,33 à 1,61 Ma. Il n'y a aucune trace de volcanisme récent ou actuel, aérien où sous-marin aux Marquises. Cette migration du volcanisme est bien compatible avec le déplacement de la plaque au-dessus d'un point chaud (Brousse, 1990).

- **L'archipel de la Société :**

L'alignement de la Société (**Fig.IV-5**) localisé 3500 km à l'ouest de la dorsale Est- Pacifique, s'étend sur 500 km environ (longitude 148°W à 152°20'W, latitude 16°10'S à 17°50'S) selon une orientation moyenne N120°E, direction du mouvement actuel de la plaque Pacifique.

- Il se compose d'îles hautes volcaniques (Maupiti, Bora Bora, Tahaa, Raiatea, Maiao, Moorea, Tahiti, Mehetia) et d'atolls coralliens (Tupai, Tetiaroa) édifiés sur un plancher océanique d'âge paléocène à éocène moyen (65 à 45 Ma), profond de plus de 4000 m (Duncan et McDougall, 1976).

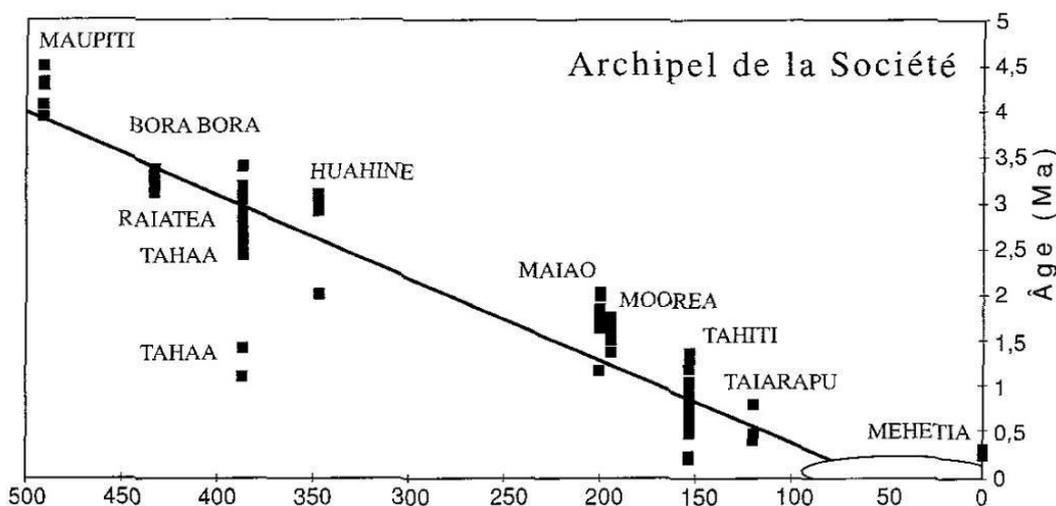


Fig. IV-5 : Alignement de la Société.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

Cet alignement est actif à son extrémité SE, plusieurs crises volcano-sismiques y ont été enregistrées depuis 1965 (Talandier et Kuster, 1976) et démontrent la présence, à l'aplomb du point chaud, d'au moins six centres volcano-sismiques actifs : volcan aérien de Mehetia et, à son voisinage immédiat, cinq volcans sous-marins Moua Pihaa, Teahitia, Yves Rocard, Turoi et Cyana.

- **Le volcan sous-marin Teahitia :**

Teahitia est localisé à 40 km au NE de Taiarapu ; ce volcan sous-marin culmine à - 1450 m. Des ankaramites, des basaltes alcalins et des hawaiiites y ont été prélevés. Les coulées peu colonisées et la découverte de sources hydrothermales actives (campagne Cyarise, 1983) confirment le fonctionnement récent à actuel de ce volcan.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

- **L'archipel de Pitcairn Gambier :**

L'alignement de Pitcairn-Gambier constitue la partie sud-est du panache polynésien. Le point chaud en cette partie de la Polynésie serait actif depuis environ 12 Ma (Gillot et al., 1992). De l'atoll de Mururoa aux volcans sous-marins de Pitcairn, l'alignement mesure 1100 km de long (Fig.IV-6).

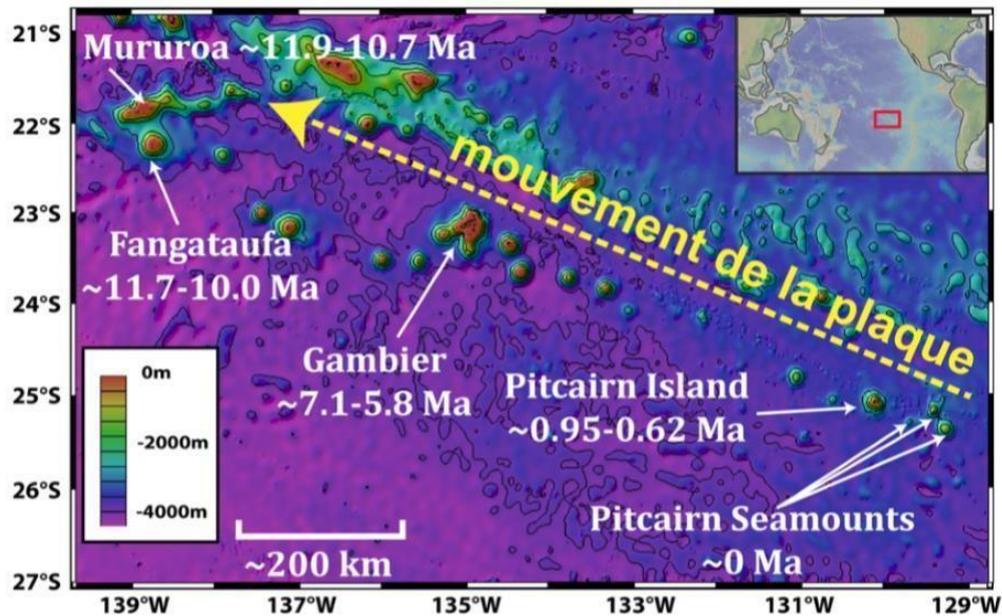


Fig. IV-6 : Carte de l'alignement de Pitcairn-Gambier montrant les différents édifices volcaniques et leurs âges.

Les volcans sous-marins trouvés à environ 80km au sud-est de l'île de Pitcairn, sont attribués à la manifestation d'un point chaud localisé à 129°30'W-25°10'S, le long de l'alignement volcanique Mururoa-Gambier-Pitcairn

L'activité volcanique à faible profondeur qui apparaît sur les deux plus larges édifices (20 km de diamètre, culminant à 60 m et 450 m sous le niveau de la mer) peut être classée comme suit :

- Des explosions, de type phréatique et hydro-magmatique, produisant des éjectas, bombes, xénolites et cendres volcaniques.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

- Des éruptions calmes formant des pillows, des tunnels de lave, et des intrusions.
- Ces intrusions (sills et dykes) découpent les formations pyroclastiques du sommet, à partir d'une profondeur inférieure à 500m.
- Les roches de la région de Pitcairn sont constituées par des basaltes alcalins, basanites, trachyandésites et trachytes qui semblent plus proches en composition chimique des roches de la Société que celles des Australes.
- L'enfoncement progressif des îles d'une chaîne volcanique en fonction de leur âge et leur recouvrement par des formations coralliennes sont bien connus depuis Darwin (1842).
- La subsidence est causée essentiellement par le refroidissement de la plaque qui entraîne une augmentation de la profondeur du plancher océanique au cours du temps, en s'éloignant peu à peu du point d'émission de lave du point chaud.
- Sur la (**Fig.IV-7**) est proposé un schéma illustrant ce phénomène pour l'alignement de Pitcairn Gambier. Cette figure met en évidence que sur les atolls de Mururoa et Fangataufa aucune roche volcanique n'est présente à l'affleurement car elles sont recouvertes de formations coralliennes. Les monts sous-marins de Pitcairn, comme leur nom l'indiquent, n'affleurent pas au niveau de la mer, en revanche sur ces édifices volcaniques aucune formation corallienne n'a pu se développer car les volcans sont encore trop profonds.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

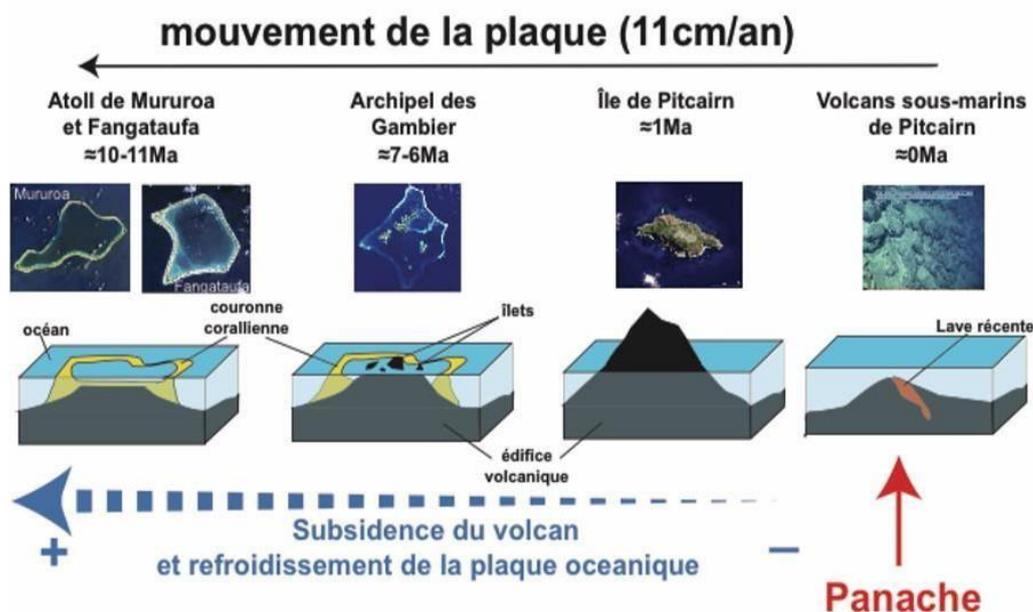


Fig.IV-7 : Du volcan à l'atoll : la chaîne de Pitcairn-Gambier.

- L'évolution des âges des édifices volcaniques ainsi que leur alignement sont bien définies, et sont en accord avec le mouvement de la plaque pacifique de 11 cm/an vers le nord-ouest.

Les âges de la plaque Pacifique sous les édifices volcaniques de l'alignement de Pitcairn-Gambier s'étendent de 35 Ma (sous Mururoa) à 23 Ma (sous l'île de Pitcairn) (Duncan et al., 1974).

- **Le mont sous-marin Adams :**

Le mont Adams est un volcan sous-marin situé dans l'océan Pacifique et appartenant à l'archipel des îles Pitcairn, à 90 kilomètres à l'ouest-sud-ouest de l'île Pitcairn et à 25 kilomètres au sud-ouest d'un autre mont sous-marin, le mont Bounty.

Ce volcan sous-marin qui culmine à 59 mètres sous le niveau de la mer et à 3 500 mètres au-dessus du plancher océanique est constitué à son sommet d'un dôme de lave trachytique tandis que ses pentes sont couvertes de laves alcali-basaltiques.

Cette montagne immergée est alimentée en laves par le point chaud des îles Pitcairn qui a également construit le mont Bounty, plus récent que le mont Adams malgré son altitude de - 500 mètres, ainsi qu'une vingtaine de petits monts sous-marins de 500 mètres de hauteur (Stoffers et al., 1990).

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

- **Les îles Australes Cook :**

Situé entre 160°W – 19°S et 140°W- 29°S, l'alignement des Australes-Cook est le plus méridional des alignements polynésiens et s'étend sur plus de 2 200 km depuis l'île d'Aitutaki au NW jusqu'au volcan sous-marin Mac Donald à l'extrémité S-E (**Fig.IV-8**).

Son extension est ainsi beaucoup plus importante que celle des alignements de la Société et des Marquises. La morphologie générale de l'alignement semble indiquer l'existence de deux chaînes parallèles d'îles océaniques :

La chaîne nord comprend le groupe Aitutaki-Mauke des îles Cook du sud, se poursuit aux Australes depuis l'île de Maria jusqu'au banc Président Thiers au S-E englobant les îles de Rimatara, Rurutu, Tubuai et Raevavae ;

La chaîne sud associe aux Australes un certain nombre de récifs peu profonds représentant les sommets immergés d'édifices volcaniques, l'île de Rapa, les îlots de Marotiri et le volcan sous-marin Mac Donald.

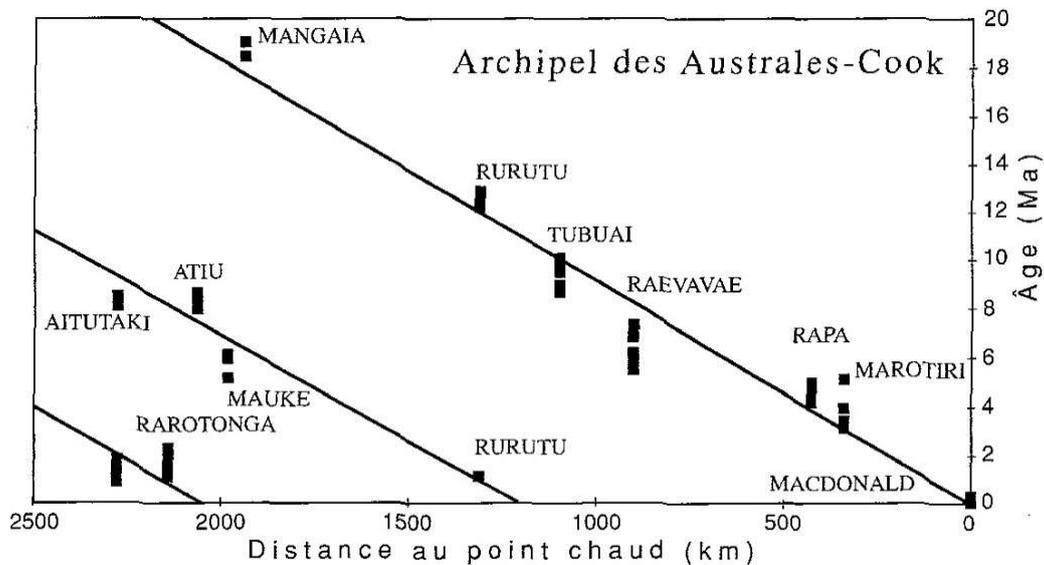


Fig. IV-8 : Alignement des îles Australes Cook.

Chapitre IV : ORIGINE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE VOLCANISME SOUS-MARINS

- **Le volcan sous-marin Mac Donald :**

Mac Donald est un volcan sous-marin baigné par l'océan Pacifique, est situé dans le Sud-est des îles Australes, en Polynésie française. Le sommet de ce mont sous-marin s'élevant de 1800 mètres au-dessus du fond océanique culmine à 27 mètres sous le niveau de la mer et forme un plateau de 100 mètres de largeur pour 150 mètres de longueur parsemé de cônes et de pinacles.

Les laves alcali-basaltiques émises durant les éruptions sous-marines du mont Macdonald proviennent du point chaud ayant donné naissance aux autres îles et monts sous-marins des îles Australes et du sud des îles Cook.

Le mont Mac Donald est découvert le 29 mai 1967 au cours de l'une de ses éruptions sous-marines grâce à des hydrophones utilisant le canal SOFAR et est baptisé en l'honneur du volcanologue Gordon Macdonald. Ses éruptions qui sont d'indice d'explosivité volcanique de 0 sont le plus souvent détectées à l'aide d'hydrophones mais des projections de pierre ponce ont été observés en 1987 et 1989.

- **L'île de la Réunion :**

Est une île volcanique de l'Ouest de l'océan Indien, situé à 21° de latitude sud et 55°30' de longitude Est. L'île n'est que le sommet d'un très vaste volcan-bouclier, et représente la partie émergée d'un édifice gigantesque d'environ 7 000 mètres de hauteur, essentiellement sous-marin et dont seuls 3 % du volume émergent. Sa base, d'un diamètre de 240 kilomètres, repose sur le plancher de l'océan Indien vieux de 80Ma. Deux volcans boucliers forment l'île :

- **Le piton des Neiges :**

Le piton des neiges est un volcan « en sommet », constitue les deux tiers NO de l'île de la Réunion. C'est le plus ancien et le plus haut de cette île, culminant à une altitude de 3 069 mètres. Sa base a un diamètre d'environ 50km. Son activité volcanique a commencé vers 5Ma

. Ce volcan a émergé au Pliocène vers 2,08Ma.

Le Piton des Neige est profondément entaillé en « cirques » par l'érosion guidée par des effondrements et des directions morpho-tectoniques.

- **Le piton de la Fournaise :**

Le piton de la Fournaise est un volcan bouclier basaltique occupant le tiers sud-est de l'île volcanique de la Réunion. Ce volcan plus petit, culminant à une altitude de 2 361 mètres, a pris naissance il y'a plus de 500 000 ans sur le flanc sud du piton des Neiges. L'histoire de ce volcan comprend deux épisodes distincts :

- **Le bouclier ancien :**

La rivière des Remparts offre la meilleure coupe possible dans les formations anciennes du piton de la Fournaise. Le bouclier ancien comprend des laves « Pintades » au sein desquelles dominent des faciès porphyriques à phénocristaux de plagioclases, et des laves à olivine (où dominent des faciès riches en cristaux d'olivine).

- **Le bouclier récent :**

La majeure partie de l'activité est restreinte à des effusions depuis le cône central et le rift zone sud-est. La caldeira du Morne Langevin témoigne d'un second événement tectonique majeur, daté à 0,15Ma. Elle marquerait la migration de la zone centrale du volcan jusqu'à sa position actuelle (Bachèlery et Lénat 1993). Les laves émises sont essentiellement des faciès à olivine (Gillot, 1994).

L'activité actuelle du piton de la Fournaise se déroule pour l'essentiel à l'intérieur de la caldeira récente de l'enclos.

Ce volcan émet encore fréquemment des laves fluides de type « océanités ». L'activité actuelle se caractérise par des éruptions dites de type hawaïen et parfois de type strombolien. Toutefois, les éruptions d'origine phréatomagmatique ne sont pas absentes.

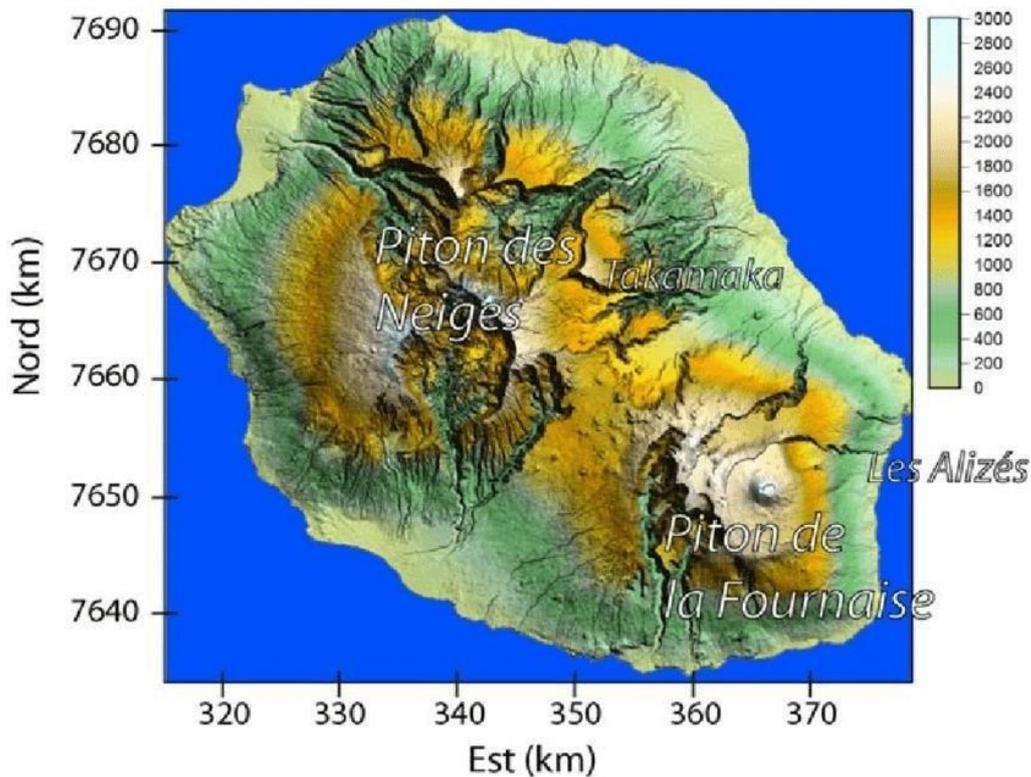


Fig.IV-9 : Carte de l'île de la Réunion avec deux volcans boucliers : Piton des Neiges et Piton de la Fournaise. Coordonnées UTM 40S (km) ; échelle d'altitude en mètre.

IV- Les Tsunamis

Tsunami (terme japonais : is), raz de marée d'origine volcanique ou sismique est une éruption explosive, qui se déclenche près des côtes (éruption sous-marine ou sur une île), modifiant brusquement la topographie locale, provoque des vagues de grande ampleur.

Celles-ci peuvent défilier sur un rivage voisin avec un pouvoir destructeur énorme. Leur amplitude augmentant au fur et à mesure que le fond diminue.

Les produits de l'éruption du Santorin ont recouvert la Crète et l'ensemble de la mer Egée, des cendres atteignant même l'Égypte.

Le volume émis pour avoir atteint 72km^3 . La mer remplissant la gigantesque dépression créée par l'explosion, forma dans un deuxième temps un formidable raz-de-marée, qui atteignit la Crète, distante de 120 km.

La vague avait 200m de hauteur comme en témoignent les niveaux de ponces flottées retrouvées sur certaines îles avoisinantes.

Le 27 août 1883, l'éruption du Krakatoa sur une île du détroit de la Sonde a provoqué un Tsunami déferlant sur l'île de Java et noyant 36000 personnes. Des baromètres situés à Tokyo à 5863km enregistrer une augmentation de pression de 1,45 millibar.

Les vagues engendrés par l'éruption traversèrent le Pacifique et l'Atlantique et furent détectées par les enregistreurs de marée dans le golfe de Gascogne à 17000km du lieu de l'éruption. (Self et Rare Pino, 1981, Camus et Vincent, 1983, Francis, 1985).

En 1883 également par un processus identique, une avalanche issue du mont Saint untsunami Durant l'éruption de 1980 du mont Augustine en Alaska donné naissance Saint Hélène, l'avalanche se précipitant dans Spirit Lake a généré une vague de 260m de hauteur et relevé le niveau du lac de 60m.

Conclusion Générale

Les tremblements de terre font partie des phénomènes naturels les plus impressionnants. Il n'est donc pas surprenant qu'ils soient parfois soupçonnés d'être en mesure de déclencher des éruptions volcaniques.

- Les volcans sont souvent situés dans des régions sismiques. Il suffit de prendre la ceinture de feu du Pacifique, une région en forme de fer à cheval qui trace les bords des plaques tectoniques autour du bassin du Pacifique. Cette zone abrite 90 % des tremblements de terre enregistrés dans le monde et 75 % des volcans actifs de la planète.

Dans de tels points chauds sismiques, les éruptions et les tremblements de terre ont souvent lieu à peu près au même moment, du moins c'est exactement ce à quoi on semble s'attendre. Malgré de fréquentes spéculations, on ne peut automatiquement présumer qu'il existe un lien de causalité entre un séisme donné et une éruption ultérieure.

- Le séisme peut encore étirer la roche autour du réservoir de magma d'un volcan, ce qui inciterait des gaz à sortir de la roche en fusion et augmenterait la pression dans le réservoir.

En définitive, les volcans sous-marins sont répartis soit :

- Dans les zones d'écartement de plaques.
- Dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique).
- Dans le domaine intra-plaque.

Des éruptions sous grande profondeur d'eau (plus de 800m) où l'expansion des gaz et les explosions volcaniques sont empêchées par la pression hydrostatique de l'eau de mer. Les manifestations les plus courantes de ce dernier type d'éruption sont représentées par des pillow lava, des coulées fluides et des lacs de laves pour les éruptions calmes, et plus rarement par des laves en pavés et des Hyaloclastites profondes pour les éruptions réactives.

Chaque volcan a son histoire, faite d'une ou de plusieurs éruptions, d'explosions de matière ou de coulées visqueuses. Et chaque histoire donne naissance à une silhouette différente. Distinguons en particulier : Les stratovolcans, les volcans fissuraux, et les volcans boucliers

Les volcans sous-marins rejettent durant leur manifestation :

- Des laves en coussins ou « pillow lava ».
- Des lacs de lave et coulées fluides.
- Des coulées bréchiques. Hyaloclastites profondes.

Le volcanisme sous-marin est directement lié à trois contextes géodynamiques :

- Le volcanisme de rift et de dorsales océaniques.
- Le volcanisme de subduction.
- Le volcanisme intra-plaque (point chaud).

L'activité sismique à la surface de la terre est en relation directe avec le mouvement de ces plaques tectoniques : il s'agit du résultat de la libération brusque d'énergie accumulée par les déplacements et les frictions des différentes plaques de la croûte terrestre qui provoque des vibrations qui se transmettent à travers le globe. La plupart des tremblements de terre sont localisés sur des failles. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique.

Les failles transformantes sont des limites de plaque lithosphérique où il n'y a ni subduction ni création de lithosphère (limite conservative).

Elles sont situées en bordure de plaques tectoniques et découpent les dorsales perpendiculairement. Les frontières près de ce type de faille sont géologiquement actives (séismes, volcans...).

Les manifestations des séismes à la surface de la terre engendrent deux principaux effets locaux : Les effets de site (lié à la topographique et à la lithologique), et les effets induits (favoriser par la liquéfaction des sols et les glissements de terrain).

Les tsunamis sont, par leur ampleur et leur force, des phénomènes redoutables qui représentent un danger considérable. L'apparition d'un tsunami peut être engendré de différentes façons, mais essentiellement par un phénomène naturel : il est directement lié à un séisme sous-marin, un phénomène volcanique (sous-marin ou subaérien) ou encore un glissement de terrain.

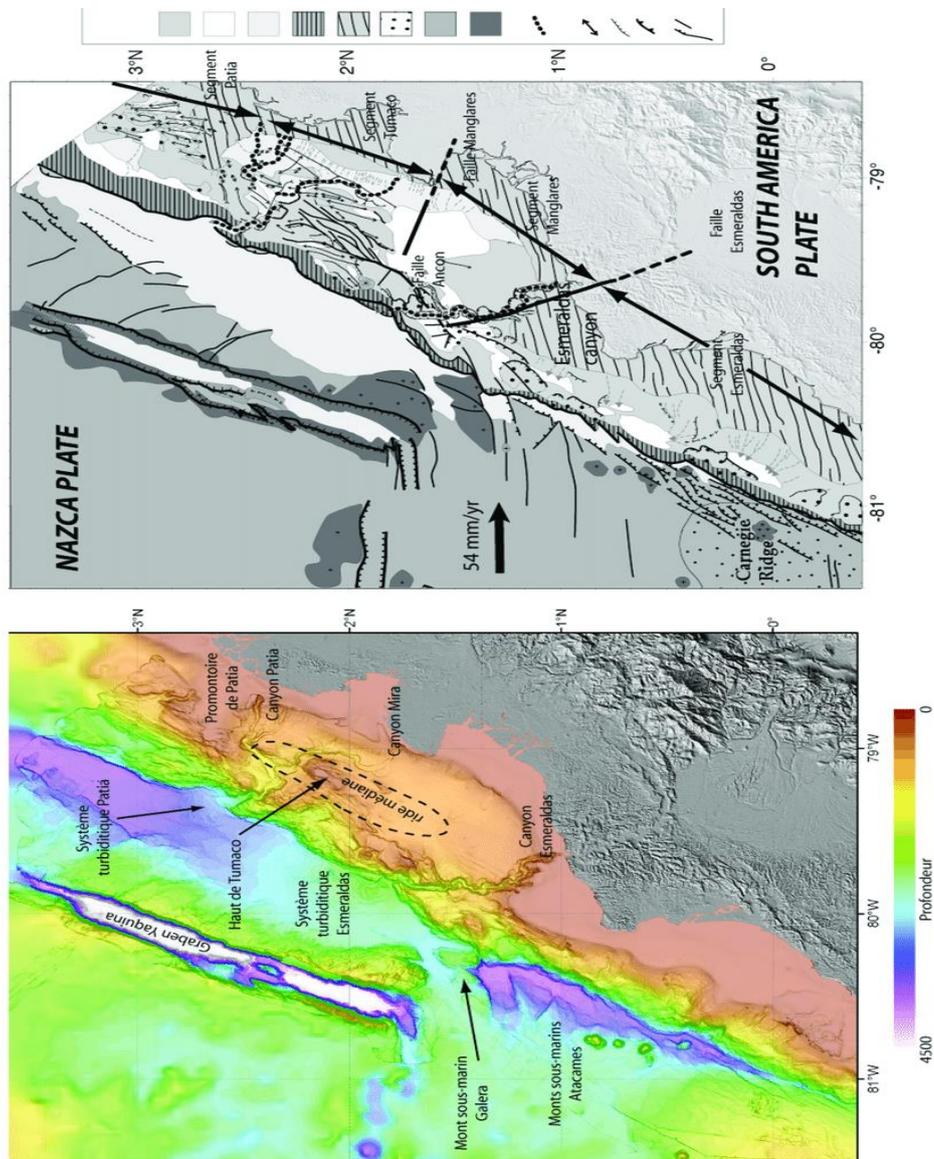


Figure. 10. carte bathymétrique et schéma morphostructural de la marge Nord Equateur -Sud Colombie (Modifié d'après (Collot et al., 2006))

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- BACHELERY P. (1981)** – Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique structurale et pétrologique, 216p, Université de Clermont-Ferrand.
- BACHELERY P. (1999)** – Le fonctionnement des volcans boucliers- exemple des volcans de la Réunion et de la Grande Comore, Mémoire d'HDR, 250p, Université de la Réunion.
- BACHELERY P. & LENAT J.F. (1993)** – Le Piton de la Fournaise. – Mém. Soc. Géol. France, n° 163, pp 221-229.
- BARDINTZEFF J.M. (2010)** - Le grand livre des volcans du monde séismes et tsunami. Orphie édit., France, 155p.
- BOUYASSE P. (2014)** - Notes explicatives : carte géologique du monde version révisée de la 3e édition à l'échelle de 1 :35 000 000. Commission de la carte géologique du monde ; IUGS ; UNESCO édit., Paris, 978-2-917310-24-3.
- BONATTI E. & HARRISON C.G.A (1988)** – Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effects of magma temperature and viscosity. J. Geophys. Res., 93 (B4), 2967-2980.
- BRYANT E. (2005)** - Natural Hazards, 2nd edn. (Cambridge University Press, Cambridge).
- BRYANT E. (2014)** – Tsunami: The Underrated Hazard, 3rd ed. (Springer Kindle), 222 p.
- CAYOL V., DIETERICH J.H., OKAMURA A.T., & MIKLIUS A. (2000)** – High magma storage rates before the 1983 eruption of Kilauea, Hawaii, Science, 288, 2343- 2345.
- COURTILLOT V.E., DAVAILLE A., BESSE J. & STOCK J. (2003)** –three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, Earth planet. SC. Let, 205, 3-4, 295-308.
- DARWIN C.R. (1842)** – The structure and distribution of coral reefs. Smith Elder and Co., Londres.
- DECKER R.W. and HADIKUSUMO D. (1961)** – Results of the 1960 expedition to the Krakatu. J. Geophys. Res., 66, 3497-3511.
- DUNCAN R.A., MCDOUGALL I., CARTER M. & Coombs D.S. (1974)** – Pitcairn Island-another Pacific hotspot? Nature, 251: 679-682.
- FREY F.A., WISE W.S., GARCIA M.O., West H., KWON S.T. & KENNEDY A. (1990)** – evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on post shield volcanism, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95 (B2), 1271- 1300.

GILLOT P.Y., CORNETTE Y. & GUILLE G. (1992) – Age (K-Ar) et condition D'édification du soubassement volcanique de l'atoll de Mururoa (Pacifique Sud) C.R. Acad.Sci. Paris, 314:393-399.

GILLOT P.Y., LEFEVRE J.C. & NATIVEL P. (1994) – Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island, Earth and Planetary Science Letters, 122, 291-302.

HADJOU DJ M. (2009) – La morphologie des volcans sous-marins. Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 60p.

HEINRICH P., MANGENEY A., BOUDON G. & ROCHE R. (1999) – Modéliser un raz de marée créée par un volcan. La recherche, Mars 1999, pp 66-71.

HERRON E.M. (1972) – Sea Floor Spreading and the Cenozoic History of the East-Central Pacific. Geological Society of American Bulletin, 83 : 1671-1692.

<http://www.planseisme.fr/L-alea-sismique,1408.html>. <http://www.planseisme.fr/-Hall-principal-Du-seisme-au-risque-sismique-.html>.

JUTEAU T. & MAURY R. (2012) – La croûte océanique : Pétrologie et dynamique endogènes. Vuibert edit., 598p.

KANAMORI H. (1972) – Mechanism of tsunami earthquakes. Physics of the Earth and Planetary interiors, 6,346-359.

LATTER J.H. (1981) - Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatau, 1883. Bulletin Volcanologique 44, 467–490.

LE FRIANT A. (2001) – Les déstabilisations de flanc des volcans de l'arc des petites Antilles : Origines et conséquences. Thèse de doctorat, Université Paris, France.

LENAT J.F & BACHELERY P. (1987) – Dynamic of magma transferat Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indien Océan), in Modeling of volcanic promesses, edited by C.Y.e. Scarpa, pp 57-72.

LIPMAN P.W. (2000) – The central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework. Spec. Pap. - Geol. Soc. Am., 346, 9-71.

MACDONALD R., HAWKESWORTH C.J. & HEATH E. (2000) – The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth Science Reviews 49: 1-76.

MINAKAMI T. (1960) – Fundamental Research for predictina volcanic eruptions. Part 1: Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 38: 497-544.

PETERSON D.W. & MOORE R.B. (1987) – Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii, Volcanism in Hawaii, USGS Prof. Pap., 1350, 149- 189.

POMEROL C., LAGABRIELLE Y., RENARD M. & GUILLOT S. (2011) – Eléments de géologie, Dunod édit., p.334.

STOFFERS P., HEKINIAN R., ACKERMAN D., BINARD N., BOTZ R, DEVECY C.W., HANSEN D., HODKINSON R., JESCHKE G., LANGE J.E., SCHOLTEN J., SCHMITT M., SEDWICK P. & WOODHEAD J.D. (1990) – Actif Point chaud de Pitcairn trouvé. *Marine Géol.*, 95 : 51-55.

TALANDIER J. & KUSTER G.T. (1976) - Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, 81, 5,936-948.

TAZIEFF H. (1958) – L'éruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Açores). *Soc. Belg. Geol.Bull.*, 67, 13-49.

THORARINSSON S. (1964) – Surtsey, the new island in the north Atlantic. Almenna Bokafelagid, Reykjavik, 64p.

ANNEXE DES PHOTOS

Planche 1 : Les volcans boucliers type « Islandais »

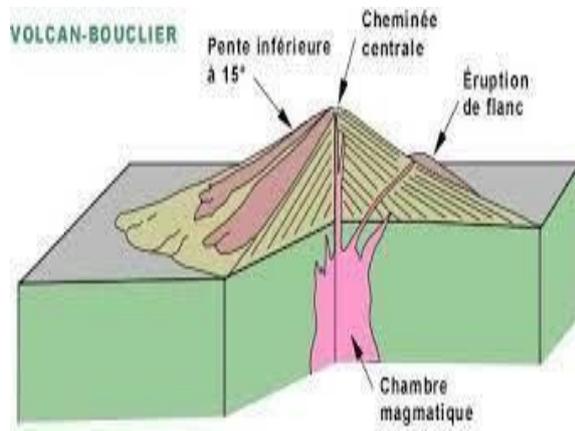


Planche 2 : Les volcans boucliers type « Galápagos »

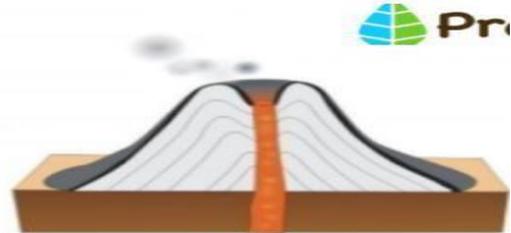


Panache 3 : les types de volcans et d'éruption

TYPES DE VOLCANS



Vulcanien



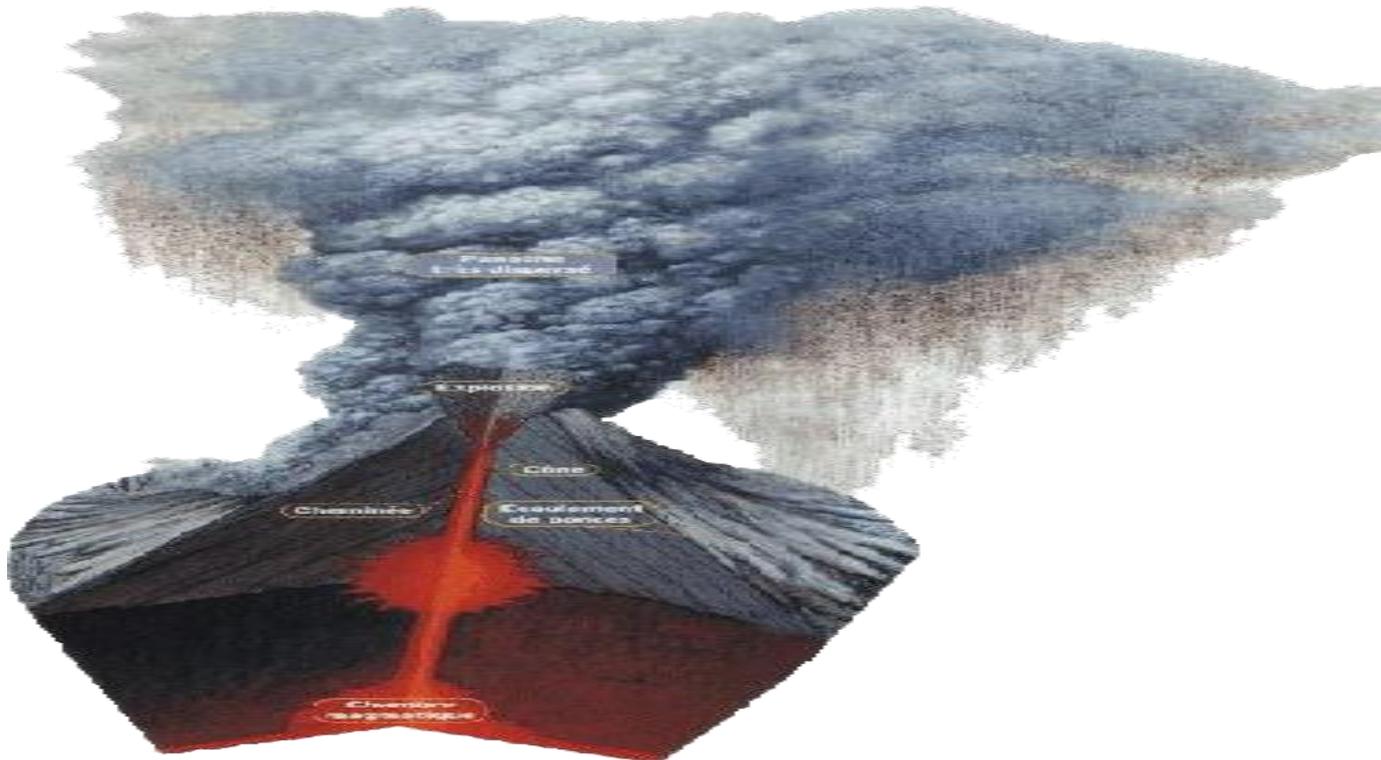
Strombolien



Hawaiïen



Péléen



Types de volcans en fonction de leur éruption



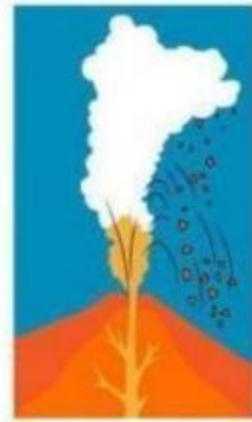
HAWAÏËN



STROMBOLIEN



VULCANIEN



PÉLÉEN