

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 par l'obtention du grade MASTER en Géologie

Option : Géodynamique de la lithosphère

Thème :

La Morphologie des Volcans sous-marins

Présenté par :

BOUDJELAL Sara

BELKHODJA Elaid

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

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

Promotion: 2021-2022

*Mais un jour la terre s'ouvre
Et le volcan n'en peut plus
Le sol se rompt
On découvre des richesses inconnues
La mer à son tour divague
De violence inemployée
Me voilà comme une vague
Vous ne serez pas noyés*

Une sorcière comme les autres – Anne Sylvestre

Dédicace

*J*e dédie ce présent travail à mes chers parents, pour leur sacrifices encouragements et soutien tout au long de mes études et je lui exprime tous mon amour toute ma vie.

A mes chères sœurs Mariem, ma princesse Rofida, Hadil, et Manel, et ma belle Amina, Amira et Rania.

A mes chers frères Bahaws, Anis, Boualem .

Et à mon ami proche et mon trésor de connaissance Chaachoua Mustapha.

Je n'oublie pas mes cousines et mes puces, mon âme Hadjer, ma sœur d'amour Aicha, et la belle femme Mazzou.

A mes amies proches, ma précieuse copine Mhimda Linda, ma belle Moul El Khaloua Khaoula, ma moitié Hacini Fatima, ma confidente Djebbar Manina, ma chérie Bournane Amani, et Bouchekif Sihem, Bouzaida Mimouna, Abd el Ali Khaira.

A toute ma chère famille Boudjelal et aussi les familles de Manssouri et Chaachoua.

Et à toutes mes chères amies et collègues d'université d'Oran.

Remerciement

Tous d'abord, louangent à ALLAH le tout puissant, le tout miséricordieux qui m'a donné le courage et la force pour réaliser ce modeste travail, qui est le fruit de mes cinq dernières années d'étude, et pour tous ses bienfaits.

*Je tiens à remercier infiniment ma promotrice **Monsieur Bendoukha Rachid**, Maitre de conférences A à l'université d'Oran 2, pour la confiance qu'il m'a accordé, tout le temps qu'il m'a consacrée, et surtout la patience qu'il a exprimée mais aussi ses consignes et ses orientations précieuses, ses encouragements permanents et ses nombreux conseils m'ont permis d'arriver à bout de ce travail, qu'il trouve ici l'expression de ma plus sincère gratitude.*

*J'espère que ce modeste travail aura le mérite d'être apprécié par **Monsieur Mahmoudi A**, Maitre – assistant à L'université d'Oran 2, qui me fait l'honneur de présider ce jury. Je tiens à lui exprimer mon profond respect et ma reconnaissance pour tout ce qu'il nous a transmis tout au long de mes études en spécialité.*

*Je remercie également **Madame Allami F.Z**, Maitre – assistant à l'Université d'Oran 2, pour tous ses conseils et encouragements. Elle me fait l'honneur d'examiner mon travail en faisant partie de ce jury.*

Mes remerciements vont également à tous mes enseignants du Département des Science de la Terre, qui ont participé à ma formation en géologie et pour tous leurs conseils et encouragements.

A toutes ces personnes, je tiens à associer mes parents pour toute leur aide.

Abstract

The seabed is where 80% of earthquake epicentres and submarine volcanic eruptions occur. Through these impressive manifestations, we know that our planet is constantly evolving, seeking its own balance in the universe.

These volcanic eruptions and earthquakes, which can themselves be devastating, cause another natural disaster (tsunami) when they occur near the ocean.

The volcanic phenomena that trigger tsunamis are many and varied, the most notable being: the shallow underwater explosion, the arrival of pyroclastic or lahar flows at sea or the collapse of a part of a building or caldera at sea. While seismic are therefore the result of movements along active faults, particularly those delimiting the plates.

Submarine or sub-air landslides are another tsunamigenic factor that is often associated with earthquakes or volcanic eruptions.

Table des matières

Dédicace

Remerciements

Abstract

Chapitre I

Généralité

I.	Introduction	1
II.	Le cadre géologique.....	5
III.	L’historique	7
IV.	Le but de travail.....	9

Chapitre II

Eruption et pétrologie du volcanisme sous-marin

	Introduction	10
I.	La répartition des volcans sous-marins.....	10
	1. Le volcanisme des zones distensives.....	10
	1.1. Volcans d’Islande.....	10
	1.2. Volcans des failles transformantes de l’océan Atlantique.....	11
	1.3. Volcans des failles transformantes du Pacifique.....	11
	1.4. Volcans des failles transformantes de l’océan Indien.....	11
	2. Le volcanisme des zones de convergence (cercle de Feu du Pacifique).....	11
	3. Le volcanisme intra-plaque.....	12
II.	Les éruptions volcaniques océaniques.....	14
	1. Les différentes catégories d’éruption volcanique.....	14
	a) Eruption effusive	16
	b) Eruption explosive	16

c) Eruption en présence d'eau.....	16
2. Les éruptions volcaniques sous-marines.....	17
3. Les types d'éruption volcanique sous-marine.....	18
a) Eruption sous faible tranche d'eau (phréatisme).....	19
b) Eruption sous-marin profondeur (phréatomagmatique).....	19
III. les produits pyroclastiques	20
1. Lacs de lave.....	21
2. Coulées bréchiées.....	22
3. Les laves en coussins ou les pillow lava.....	22
4. Les dépôts détritiques sous-marins.....	25
VI. Pétrologie et géochimie des produits éruptifs.....	25
1. Minéralogie et chimie des basaltes.....	26
2. Caractérisation chimique des différents basaltes.....	26
3. Site géodynamique des basaltes océaniques.....	27
A. Les MORB.....	28
1. La genèse des MORB.....	28
2. Géochimie des MORB.....	30
B. Les BABB.....	31
C. Les OPB.....	32
D. Les OIB.....	32
E. Les IAB.....	32
Exemple : Le volcanisme de Tenerife.....	32
Conclusion.....	34

Chapitre III

Tectonique et sismologie

Introduction.....	36
I. Tectonique des plaques.....	36
1. Structure interne de la Terre.....	36

2. Le phénomène de convection et les plaques tectoniques.....	37
3. Les mouvements inter-plaques.....	39
II. Sismologie.....	42
Définition.....	42
1. Sismicité de la planète.....	42
2. Caractéristique principales.....	44
3. Les types de séisme.....	44
a. Séismes tectoniques.....	44
b. Séismes volcaniques.....	46
4. Classification de Minakami.....	46
III. Tsunami.....	48
Conclusion.....	49

Chapitre IV

Morphologie et contexte géodynamique

Introduction.....	50
I. la géomorphologie des volcans sous-marins.....	50
A). les formes de volcans.....	50
1. Stratovolcan.....	50
2. Volcan faille.....	51
3. Volcan bouclier.....	51
• Les principaux types de volcans boucliers.....	52
• Modèles d'évolution des volcans boucliers océaniques et liens avec l'instabilité.....	53
• Evidences de déstabilisations massives de flancs des volcans boucliers.....	58
II. Les divers aspects du volcanisme sous-marins.....	58
A. Les plateaux et rides volcanique.....	58

B. Les grands alignements d'édifice volcanique.....	59
C. Les volcans sous-marins isolés et groupés.....	60
D. Les volcans des zones de fracture.....	60
III. Les volcans sous-marins et leur morphologie.....	61
1. La morphologie des appareils et structure de la croûte océanique.....	61
2. Caldeira sous-marin et VMS.....	61
3. Volcan hors axe.....	62
4. Les structures interne des édifices intra-plaques.....	63
5. Morphologie de la zone source.....	63
IV. Origine des volcans et contexte géodynamique du volcanisme sous-marin.....	64
1. Le volcanisme de dorsale océanique.....	65
2. Le volcanisme de subduction.....	67
2.1. L'arc insulaire.....	68
3. Le volcanisme intra-plaque.....	72
3.1. Les volcans boucliers en domaine intra-plaque.....	73
Conclusion.....	82

Conclusion générale

Conclusion générale.....	83
---------------------------------	-----------

Référence bibliographique

ANNEXES

Liste des figures

<u>Figure</u>	<u>Page</u>
CHAPITRE I	
Figure I.1 : Les catégories du volcan.....	2
Figure I.2 : L'axe de dorsale et limite de plaque; Blog de M.Martin.....	3
Figure I.3 : Lèvres des dorsales Blog de M.Marti.....	3
Figure I.4 : Les trois plaques et la subduction ; Université de Laval (Québec).....	4
Figure I.5 : Un volcan de point chaud ; Université de Laval (Québec).....	5
Figure I.6 : Plaque murale une éruption volcanique du Vésuve en 1822 de CE79.....	8
Figure I.7 : Représentation espagnole d'une éruption volcanique au Guatemala.....	8
CHAPITRE II	
Figure II.1 : Un panache ; Lower Mantle Superplume. PNG.....	13
Figure II.2 : Alignements des îles volcaniques Hawaï Empereur ; Maxicours.com.....	14
Figure II.3 : Schémas de comparaison d'une éruption explosive et d'une éruption effusive. Fiche rappels volcans.pdf.....	16
Figure II.4 : Une éruption volcanique sous-marine ; Fichier : Submarine-Eruption-fr.svg....	17
Figure II.5 : Evolution des types dynamismes volcaniques en fonction du rapport massique eau/magma. D'après Wohletz K et McQueen R 1984.....	18
Figure II.6 : Schéma conceptuel d'interaction eau-magma : formation de hyaloclastites. D'après Sheridan M et Wohletz K 1983.....	21
Figure II.7 : Des lacs de lave (NOAA) Extrait de Juteau & Maury.....	22
Figure II.8 : Les pillow lavas (NOAA) Extrait de Juteau & Maury.....	24
Figure II.9 : Schéma de pillow lava tubulaire.....	24
Figure II.10 : Modèles schématiques expliquant les différents composants mantelliques à l'origine des MORB. D'après Allègre et al (1984).....	30
Figure II.11 : Diagramme TAS des dykes de la rift-zone Nord-Est (NERZ) de Tenerife. Deegan et al 2012.....	33
CHAPITRE III	
Figure IV.1 : Coupes schématiques sur le globe terrestre. D'après P.A. Bourque et université laval, Canada.....	37
Figure IV.2 : Mouvement de convection dans le manteau.....	38

Figure IV.3 : Distribution des principales plaques tectoniques, des rides océaniques et des zones de subduction .D’après P.A. Bourque.....	39
Figure IV.4 : Carte de la sismicité mondiale issue du catalogue v5.0 de l’ISC-GEM, pour la période 1904-2014 et pour les séismes de magnitude supérieure à 5.5.....	43
Figure IV.5 : Mouvement des failles.....	46
Figure IV.6 : Développement d’un Tsunami.....	49

CHAPITRE VI

Figure III.1 : Coupe transversale de la zone de subduction et des stratovolcans.....	51
Figure III.2 : Schémas des facteurs contrôlant l’évolution morphologique d’une île volcanique. Ramalho et al (2013).....	54
Figure III.3 : Modèle d’évolution des volcans boucliers océaniques d’Hawaï. Proposé par Clague et Sherrod (2014).....	57
Figure III.4 : Schéma conceptuel d’une activité caldérique sous-marine et dépôts de VMS associé. D’après Stix J et al (2003).....	62
Figure III.5 : Schéma d’interprétation du fonctionnement d’une dorsale et de l’âge des roches des lithosphères océaniques. activitc3a9-5-dorsales.pdf.....	66
Figure III.6 : Schéma du volcanisme au niveau d’une convergence. activitc3a9-4-subduction.pdf.....	68
Figure III.7 : Les arcs insulaires des petites Antilles. D’après Germa A (2008).....	70
Figure III.8 : Image du Kick-‘em-Jenny. Fr.m.wikipedia.org.....	72
Figure III.9 : Schéma représentatif des trois types de point chaud. D’après Courtillot et al. (2003).....	73
Figure III.10 : Carte géologique de L’île de la Réunion s.s. A. D’après Billard et Vicent (1974).....	75
Figure III.11 : Carte de la Polynésie Française. D’après Duncan et al (1993).....	77
Figure III.12 : Carte de l’alignement de Pitcairn-Gambier montrant les différents édifices volcaniques et leurs âges. (internet-general. Info).....	78
Figure III.13 : Du volcan à l’atoll : la chaîne de Pitcairn-Gabier. (internet-general. Info.....	78
Figure III.14 : Datations des îles de la Société. D’après G. Guille.....	80

Liste de tableau

<u>Tableau</u>	<u>Page</u>
Tableau II.01 : une classification de l'activité volcanique (Joyce 2010).....	15
Tableau II.02 : Classification des types de coulées basaltiques profondes, et comparaison de leurs caractéristiques principales. D'après Bonatti et Harrison (1988).....	18

Liste des acronymes

NOAA : National oceanic and Atmospheric Administration.

MORB : Mid-Ocean Ridge Basalts.

N-MORB : Normal MORB.

E-MORB : Enriched MORB.

T-MORB : Transitionnel MORB.

DMM : Depleted MORB Mantle.

REE : Rare Earth Elements.

BABB : Back Arc Basin Basalts.

OPB : Ocean Plateau Basalts.

OIB : Ocean Island Basalts.

OIT : Ocean Island Toleiites.

IAB : Island Arc Basalts.

LVZ : Low Velocity Zone.

VMS : Volcanologic Massive Sulfides.

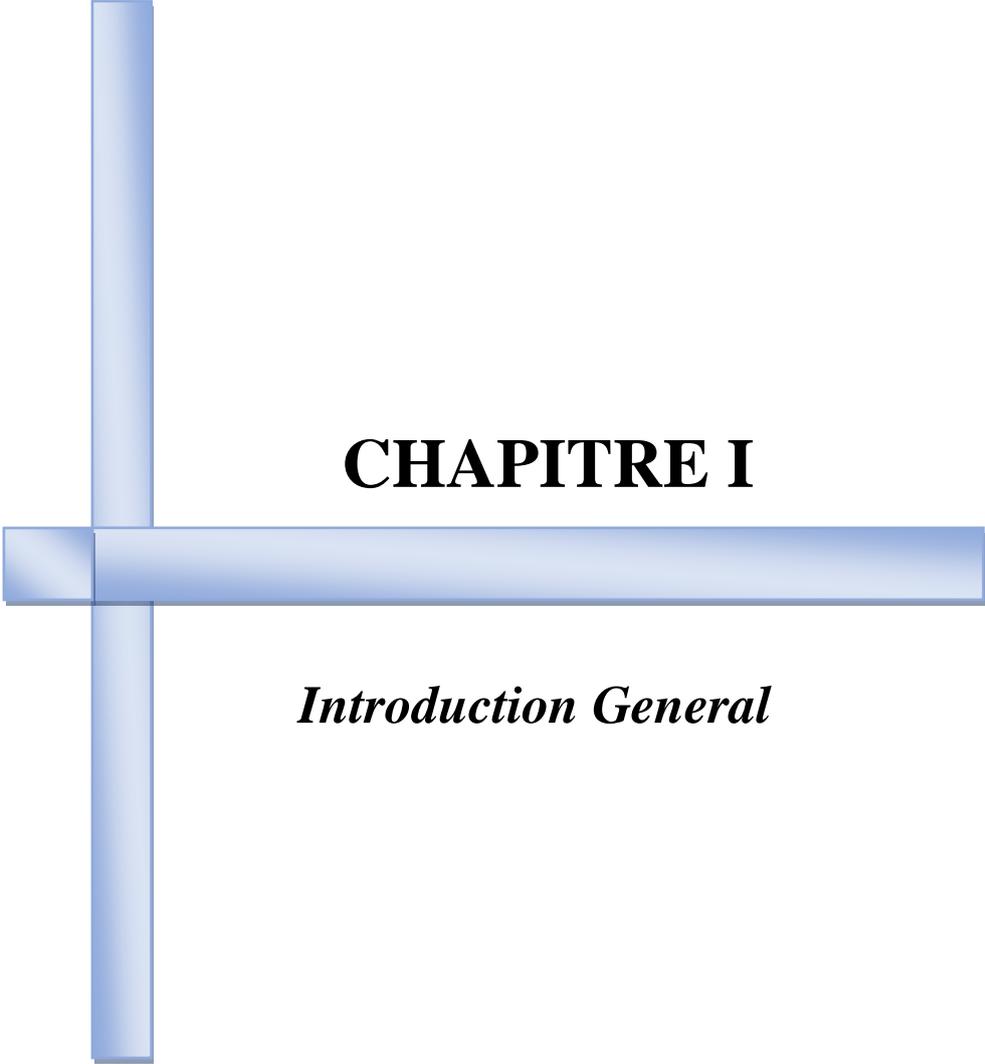
OBS : Ocean Bottom Seismograph.

Liste de carte

<u>Carte</u>	<u>Page</u>
Carte 01 : Répartition des volcans dans le monde. Dessin de Graeme Villeret (http://PopulationData.net Source: EricGaba).....	06
Carte 02 : Des systèmes volcaniques d'Islande ; Fichier ; Volcanic system of Iceland Map.....	11
Carte 03 : Distribution des volcans sous-marins du Pacifique d'après les données d'altimétrie satellitaire SEASAT (Craig et Sandwell, 1988).....	59

Les mots clés

Volcan _ éruption _ morphologie _ sous-marin _ océans _ fonds océaniques (marins) _ magma _ catastrophe naturelle.



CHAPITRE I

Introduction General

Introduction

Les **volcans** sont des fissures dans la croûte des planètes, telles que la Terre, et permettent la sortie de lave ou de cendres volcaniques ou l'émission de vapeurs et de gaz à partir de chambres magmatiques situées dans les profondeurs (gazeux, liquides, solides) d'ouverture de la croûte terrestre et cela se produit à travers des cratères ou des fissures.

Le **magma** s'accumule ou s'écoule selon son type pour former différents reliefs, notamment des collines coniques ou hautes montagnes volcaniques. **Le volcan** peut être terrestre ou **sous-marin**. On caractérise souvent un volcan par son activité : on parle de **volcan** actif ou de **volcan** éteint.

La distinction entre ces deux termes n'est pas évidente : **un volcan** actif peut être en activité ou en sommeil. Une période de sommeil prolongée peut laisser à penser que le volcan est éteint, alors qu'une nouvelle **éruption** est possible à tout moment on considère qu'un **volcan** est éteint si le temps écoulé depuis sa dernière **éruption** est largement supérieur à la moyenne des périodes de sommeil passées.

On distingue trois catégories de **volcans** positionné par rapport à des limites de plaque. Il existe cinq plaques continentales et une plaque mixte (Australie et l'est de l'océan Indien) et une plaque essentiellement océanique (océan Pacifique) (**carte I.1**). Ce sont :

Les **volcans** de dorsales océaniques (sous marins). Les **volcans** d'arcs insulaires au niveau d'une subduction, et les volcans isolés au milieu d'un continent ou océan conséquence de l'activité de point chaud (**figure I.1**).

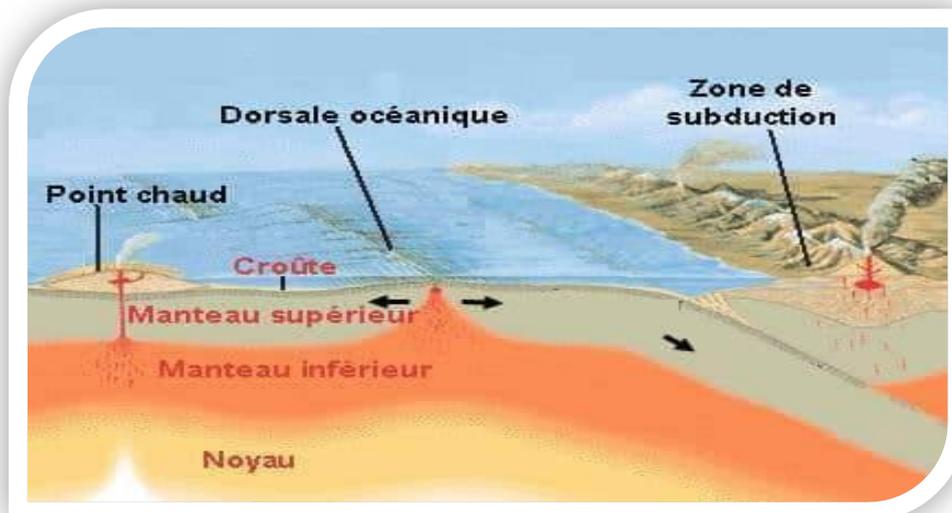


Figure I.1: les catégories de volcan

I.1. les volcans des dorsales océaniques

C'est le plus important système volcanique de la Terre, puisqu'il produit la totalité des fonds océaniques, soit près de 70% de la surface terrestre.

Lorsque une remontée de magma au lieu sous un continent, la croûte continentale s'amincit au niveau d'un rift, puis se rompt permettant l'arrivée en surface de ce **magma**.

Du magma liquide sont rapidement refroidi au contact de l'eau de mer, qui former des boules de laves solidifiées qui tapissent la totalité des **fonds océaniques**.

Les dorsales marquent la limite entre deux plaques divergentes. La croûte océanique s'éloigne (2 cm/ an) de part et d'autre de l'axe de la dorsale par le jeu tectonique des plaques(**figure I.2**) comme l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud vers l'Ouest, l'Eurasie et l'Afrique vers l'Est.

L'ensemble des dorsales produit 21km³ de magma chaque année. Prés des lèvres des dorsales, des « fumeurs » (**figure I.3**) accompagnent les phénomènes volcaniques.

Ce type de volcanisme ne concerne pas le territoire français. L'Islande est un exemple d'une dorsale océanique dont le volcanisme émerge, ce qui permet une observation directe du phénomène.

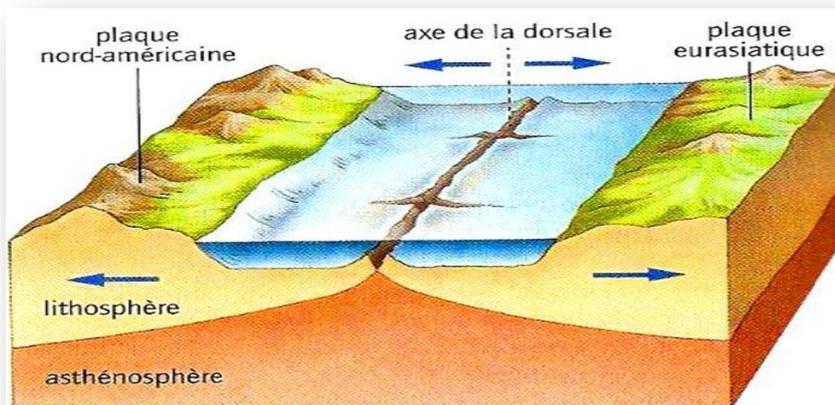


Figure I.2 : l'axe de dorsal et limites de plaques

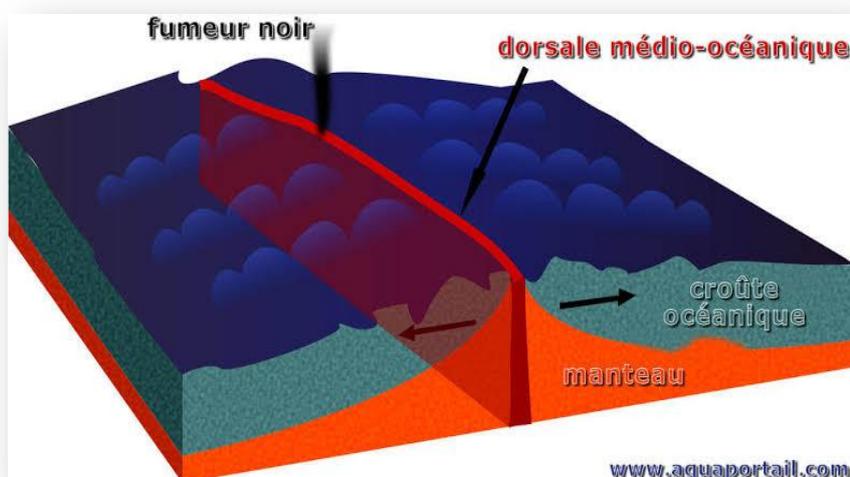


Figure I.3 : lèvres des dorsales

I.2. les volcans de subduction

Le volcanisme relié à l'enfoncement d'une plaque sous l'autre va former des chaînons de **volcans**. La fameuse Ceinture de feu autour du Pacifique est l'expression de ce volcanisme de convergence, mais selon qu'il s'agisse d'une collision entre deux portions de lithosphère océanique, ou entre une portion de lithosphère océanique et une portion de lithosphère continentale, la nature du volcanisme diffère. Dans le cas où il y a convergence entre deux portions de lithosphère océanique, il y aura formation d'un chaînon de **volcans** qui s'élèvent au-dessus de la surface des **océans** pour constituer un arc insulaire. Par exemple, toute la

portion de la Ceinture de feu qui se situe dans le Pacifique-Ouest et le Pacifique-Nord est associée à ce type de collision.

Dans le cas de la convergence entre une portion de lithosphère océanique et une portion de lithosphère continentale, les **volcans** se trouvent sur la marge du continent et forment un arc continental. Un bon exemple de cette dernière situation est la Chaîne des Cascades (Cascades Range), dans l'ouest du continent nord Américain.

On montre les relations entre les trois plaques lithosphériques du Pacifique (**figure I.4**), de Juan de Fuca et Nord-américaine. Au niveau de la zone de subduction, la plaque de Juan de Fuca plonge sous la plaque nord-américaine, donnant ainsi naissance aux volcans de la Chaîne des Cascades. Cette chaîne volcanique fait partie de la partie orientale de la Ceinture de feu du Pacifique.

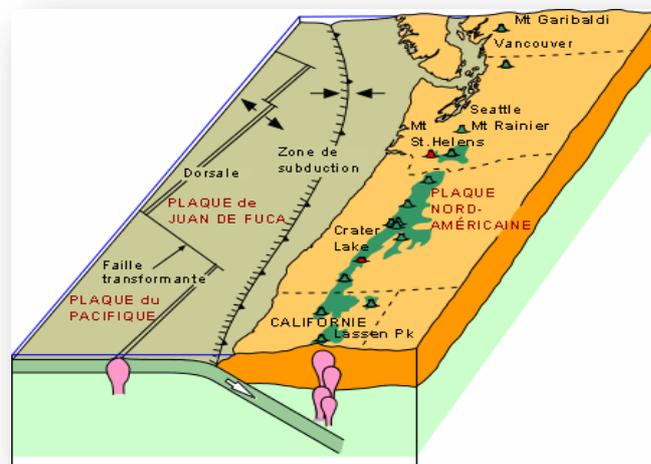


Figure I.4: les trois plaques et la subduction

I.3. les volcans des points chauds

Le volcanisme de point chaud est un volcanisme intra-plaque, qu'on retrouve principalement, mais pas exclusivement, sur la lithosphère océanique. Les chaînes volcaniques de points chauds viennent appuyer la théorie de l'étalement des planchers océaniques. Pour des raisons que l'on comprend encore mal, il se fait en certains points à la base du manteau supérieur, une concentration locale de chaleur qui amène une fusion partielle du matériel. C'est ce qu'on appelle un point chaud.

Le matériel fondu au niveau du point chaud (**figure I.5**) est moins dense que le matériel ambiant; de ce fait il remonte vers la surface et vient percer la lithosphère pour former un volcan. Ces volcans de point chaud sont très abondants à l'intérieur des plaques lithosphériques, surtout sur les portions océaniques des plaques. Les **fonds** océaniques du Pacifique en constituent un bon exemple où on a une multitude de ces **volcans**, dont la plupart sont **sous-marins** (guyots), mais dont un bon nombre percent la surface des océans pour former des archipels comme les Carolines, les Marshall ou les îles Hawaii. Les points chauds sont stationnaires et peuvent fonctionner pendant plusieurs millions d'années, jusqu'à 100 Ma même.

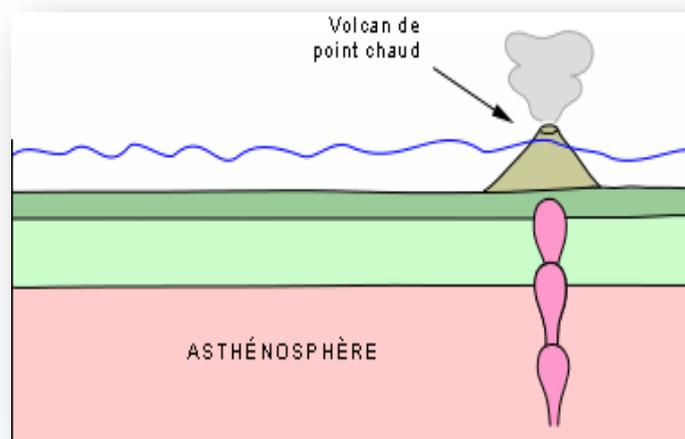


Figure I.5 : un volcan de point chaud

II. Le cadre géologique

Les **volcans** sont répartis dans de nombreuses régions différentes du monde ; là où il y a environ 1500 volcans, ainsi que ceux trouvés au **fond des océans**, qui se présentent sous la forme d'une chaîne, et le monde a été témoin de l'éruption de près de 500 volcans à travers l'histoire.

La région du Pacific Rim est l'un des endroits où se concentrent de nombreux volcans, et cette région est connue sous le nom de « ceinture de feu » (Ring of Fire), et le monde actuel contient 40 à 50 volcans actifs qui peuvent entrer en éruption à tout moment, est possible d'observer son activité et ses grands effets.

Répartition des volcans dans le monde



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

III. L'histoire du Volcan

D'après ce qui a été trouvé dans le site néolithique de ÇatalHoyok en Anatolie en Turquie. L'histoire de la Volcanologie est très ancienne et étendue, la première éruption volcanique a été enregistrée vers 7000 avant J-C sur une plaque murale (**figure I.6**) qui est interprétée comme une représentation d'un volcan en éruption avec un groupe de maisons.

Le philosophe grec Empédocle (490-430 av.J-C) voyait le monde divisé en quatre forces élémentaires, la Terre, l'air, le feu et l'eau. Les volcans d'Empédocle étaient une manifestation du feu. Platon a affirmé que les canaux d'eau chaude et froide coulent en quantités inépuisables à travers les rivières souterraines. Dans les profondeurs de la terre serpente un vaste fleuve de feu et de purfletgon qui alimente tous les volcans du monde. Et Aristote considère le feu souterrain comme le résultat « du frottement du vent lorsqu'il plonge dans des passages étroits ».

Le vent a joué un rôle majeur dans les interprétations du volcan jusqu'au 16^e siècle. Le philosophe romain Lucrèce a dit qu'Aetna était un feu complètement creux et souterrain alimenté par des vents violents circulant près du niveau de la mer.

Une coulée volcanique clastique a été décrite des Açores dans les années 1580. Georgois agricole a soutenu que la lumière du soleil, comme il a été suggéré plus tard par des cartes, n'avait rien à voir avec les volcans. Agricola croyait que la vapeur sous pression provoquait des éruptions d'huile moentine et de basalte.

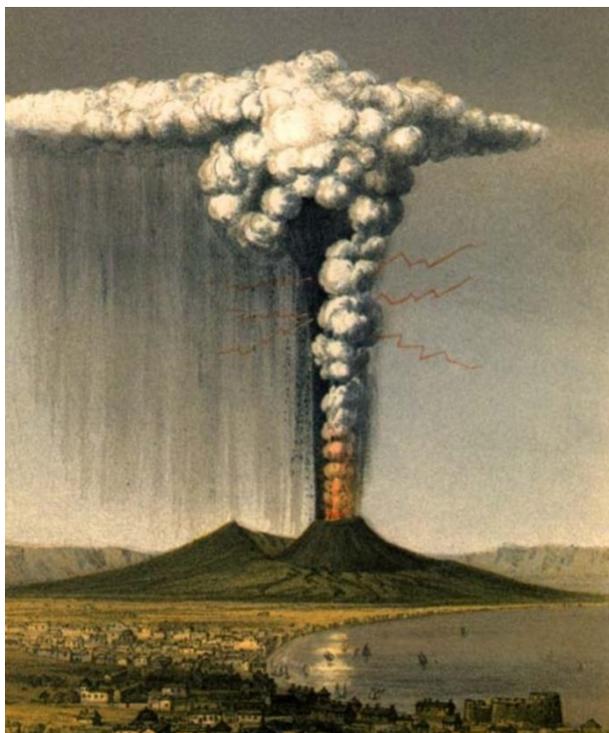
Le jésuite Athanasius Kircher (1602 – 1680) a été témoin des éruptions de l'Etna et du Stromboli, puis a visité le cratère du Vésuve et a étendu sa vision de la terre avec un feu central relié à de nombreux autres causés par la combustion du soufre, du bitume et du charbon.

Johannes Kepler considérait les volcans comme des canaux de larmes et de corruption de la terre vidant charbon, goudron et soufre, déclarant que dieu avait créé la terre en un instant. La science a lutté avec les idées de la combustion de la pyrite avec de l'eau, cette roche était renforcée par du bitume, et avec les concepts de roches formées à partir d'eau (Neptunien), des volcans alors connus étaient tous près de l'eau et donc l'action de la mer sur terre a été utilisée pour expliquer les volcans.

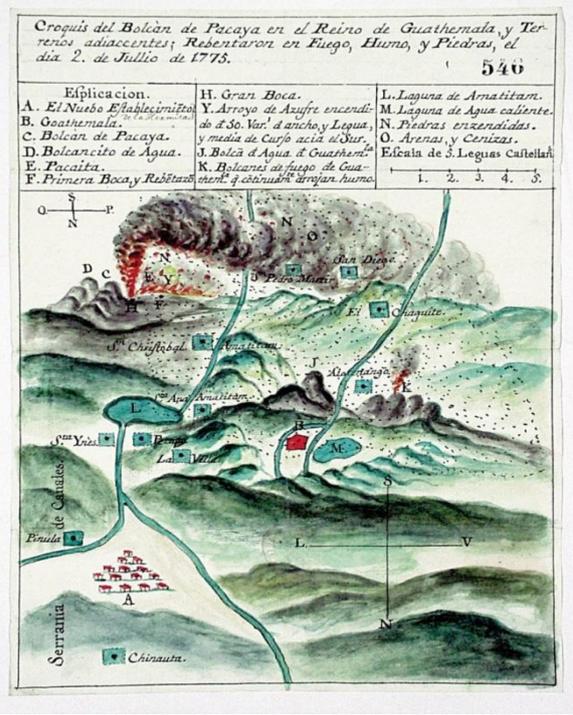
L'activité volcanique a conduit à la libération de gaz, de cendres et de lave à des millions d'années, et ce fut une cause majeure de changements profonds de l'environnement à la

surface de la terre. Le volcanisme participe ainsi à l'évolution de notre planète et façonne les paysages et reliefs que nous connaissons aujourd'hui. Les grandes éruptions passées, comme l'éruption du Toba il y a 73 000 ans ou plus récemment celle de Tambora en 1815, ont non seulement impactés les populations aux alentours, mais également eu des répercussions à l'échelle mondial en raison de leur influence sur le climat. Si les hommes ont toujours côtoyé et craint les volcans, leur approche se fait d'abord au travers des mythes et légendes. Jusqu'au milieu du 18^e siècle ou les explorateurs et volcanologues proposent des méthodes scientifiques d'observation. Comme nous le dissent les auteurs « Gilles Chazot » et « Henry Gaudru » dan le livre « La Belle histoire des volcans ».

Quelque note sur les volcanologues : « Platon (428-3480av J-C) – Pline l'Ancien (23-79 après J-C) – Pline le Jeune (61-113 après J-C)- Georges de Buffon et James Houghton (1707 – 1788) – David Johnston (1949-1980) –Harry Glickin (1958-1991).



FigureI.6 : plaque murale une éruption
Volcanique



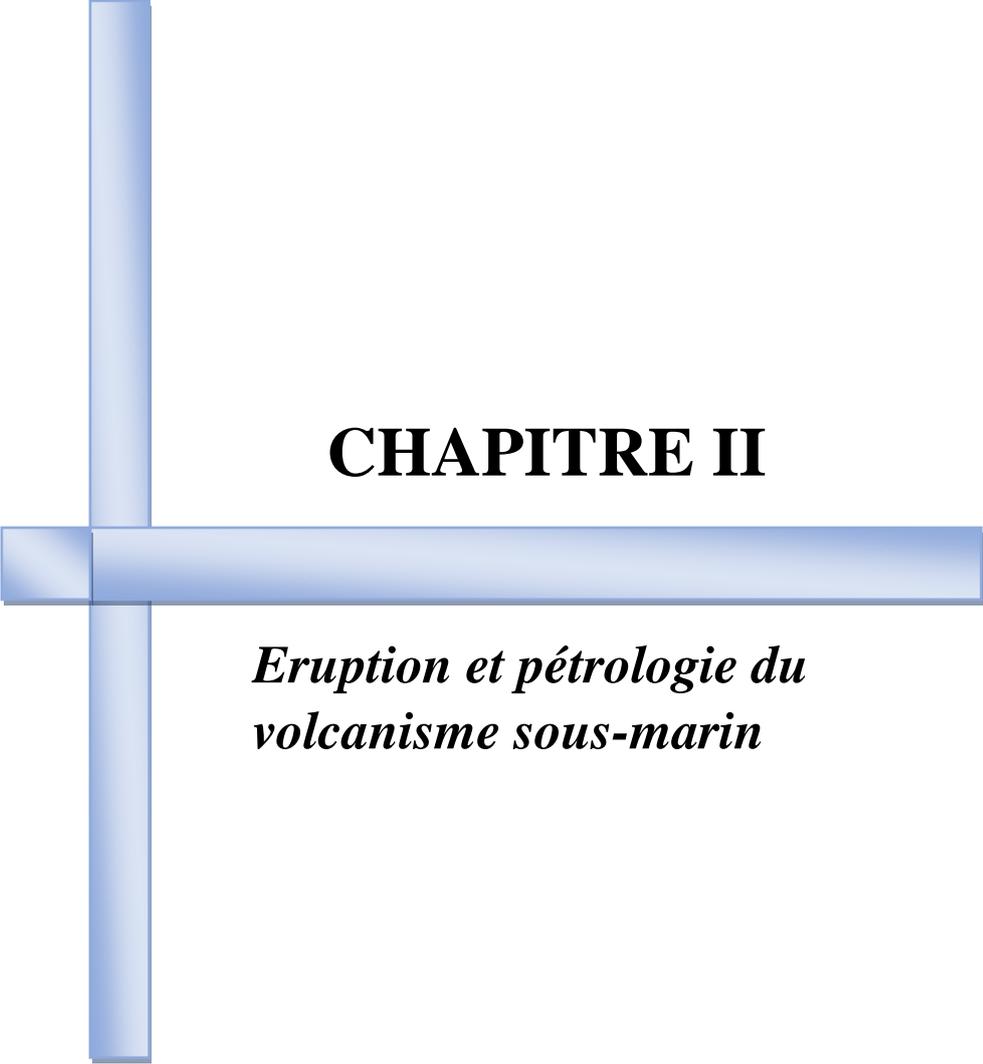
FigureI.7 : représentation
d'une éruption volcanique

IV. Le but de travail

L'objectif de ce mémoire est de :

- Étudier l'origine des volcans et des tremblements de terre (des séismes) et leur répartition dans le monde.
- Expliquer les mécanismes de la géologie et le mouvement des plaques tectoniques dans les volcans sous-marins.
- Les études effectuées au niveau des centres d'émission de l'intra-plaque océanique et plus particulièrement celui des dorsales de l'océan pacifique ainsi que ceux qui se trouvent en position hors axes.
- Décrire la morphologie des centres d'émission connus dans les océans.
- Clarifier à partir du tsunami historique la relation entre les séismes, les volcans sous-marins et les tsunamis.

Nous ne pouvons pas dire que ce mémoire est complet et exhaustive, mais il explique à l'aide d'images et d'exemples précis, certaines des principales questions qui stimulent la recherche scientifique sur les volcans, et les volcans sous-marins en particulier qui suscitent la curiosité de tous les étudiants de cette spécialité.



CHAPITRE II

*Eruption et pétrologie du
volcanisme sous-marin*

Introduction

Les mers et **les océans** sont l'une des quatre enveloppes qui enveloppent notre planète, ou peut-être cela est-il évident du fait qu'ils couvrent environ les trois quarts de la surface de la Terre [71%]. Parmi les facteurs qui influent sur ce chauffage de l'eau et **des océans** connus sous le tapis de sol ou d'alimentation d'eau souterraine, ce qui imperméable à la chaleur à des zones limitées en forme de **volcans sous-marin** et les yeux de l'eau chaude et l'autre source.

Les scientifiques estiment que les **volcans sous-marins** ou sous-lacustres sont près d'1,5 million, soit mille fois plus que les 1500 volcans terrestres actifs, près de 75000 de ces **volcans** s'élevant à 01 km au-dessus du plancher océanique.

La grande majorité de ces **volcans** est située dans des zones où se déroule une activité tectonique. Bien que la plupart **des volcans sous-marins** soient situés dans les profondeurs des océans, certains existent aussi en eaux peu profondes et peuvent projeter des matériaux dans l'air pendant leur **éruption**.

I. La répartition des volcans sous marins

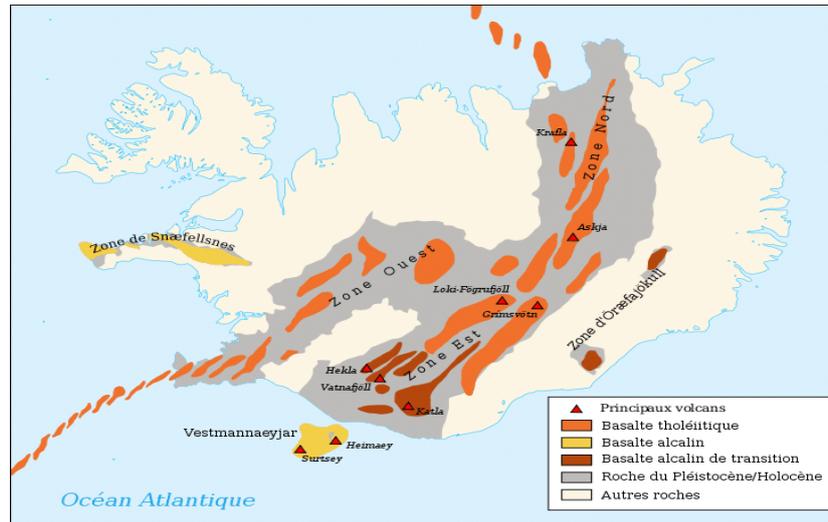
Tous les volcans localisent dans les positions suivantes (Hadjoudj Malika) :

1. Le volcanisme des zones distensives

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'HeilKLa, Surtesy (il apparue en 1963), L'HeLgafell (éruption en 1972), ces deux derniers dans les îles Vestimann, le rift principal comptant parmi ces célèbres la KraFla (éruption de 1975-1984) et L'AsKja. (**Carte II.1**)



Carte I.1 : des systèmes volcaniques d'Islande

1.2. Volcans les failles transformantes de L'océan atlantique

- Volcans des Açores (sont le Capelinhos).
- Volcans de L' Archipel du Cap-Vert (Fogo).
- Volcans éteints de l'île de l' Ascension.
- Volcans de Tristan de Cunha.

1.3. Volcans ces failles transformantes du pacifique

Le volcanisme des Galapagos a été marqué en 1968 par l'éruption de Fernandin

1.4. Volcans des failles transformantes de L'océan Indien

- Les volcans éteints de l'île Maurice.
- le volcan actif (éruption en 1986) de la Fournaise, dans l'île de la réunion.
- le Karthala des Comores.
- les volcans éteints de Madagascar.

2. Le volcanisme des zones de convergence (Cercle de Feu du pacifique)

- Nombreux volcans des îles Aléoutiennes, sur le premier arc insulaire détaché.
- Volcans du kamtchatka, parmi lesquels le volcan Klioutchev, le Bezymianny (catastrophique éruption explosive en 1955), le Shiveluch, explosif lui aussi.

- Volcans de la guirlande d'îles de l'arc des Kouriles.
- Volcans du Japon : du Nord au Sud, Kutcharo, Tarumai, Usu (éruption de 1943 crissant le SHowa SHinazan, nouvelle éruption en 1977 tous dans l'île principale, celle de Honshu, Bandai, Asama, Fujiee, Hakoné; dans l'île de Kyushu, Aso, Unzen, Sakurajima, deHonsyu .
- 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 Lamington, l'arc, de tracé parfois complexe, va rejoindre la Nouvelle-Zélande, par le Vanuatu (Nouvelle-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 Ruapeha, le Tongariro, le Tarawera, White Island, tous actifs.
- Dans le sud du Chili, nombreux volcans actifs dont le Villarica, qui a fait des victimes en 1972 ; dans le Nord du Chili se rencontrent les plus hauts volcans du monde.
- L'arc des Antilles est marqué par la Soufrière de Saint, la Soufrière de la Guadeloupe et la Montagne pelée, Soufrière de Montserrat.

3. Le volcanisme intra-plaque

Le volcanisme intra-plaque est un volcanisme qui se déroule loin des marges des plaques tectoniques. La plupart des activités volcaniques ont lieu sur les marges des plaques, et il existe un large consensus parmi les géologues sur le fait que cette activité est bien expliquée par la théorie de la tectonique des plaques. Ils résultent le plus souvent du volcanisme et des effets de la tectonique des plaques, ce qui explique qu'ils sont le plus souvent isolés ou groupés de manière grossièrement alignées en archipels submergés comme les îles Hawaï et Polynésie. Il formée par l'activité volcanique sur un point chaud du manteau terrestre.

Le point chaud ou le panache mantélique est mécanisme proposé de convection thermique ou chimique de roches anormalement chaudes dans le manteau terrestre. Les mouvements de convection au sein du manteau terrestre permettent une remontée de matériel chaud qui va subir une fusion partielle par décompression au niveau du manteau supérieur et s'étaler latéralement à la base de la lithosphère rigide.

La meilleure illustration d'un point chaud intra-océanique est fournie par l'alignement des îles constituant l'archipel Hawaï-Empereur (**figure II.1**), dont le volcanisme actif se trouve à l'extrémité sud-est, dans la grande île D'Hawaï, avec les volcans Mauna Loa et Kilauea. Depuis cette dernière île, la plus récente, on peut suivre la trace de l'alignement sur près de 6 000 km, d'abord selon une direction nord-ouest, puis, après un coude âgé de 43 MA, suivant une direction nord pour former l'alignement des monts **sous-marins** de l'Empereur, dont le chainon le plus ancien (75 millions d'années), et le plus profond, se trouve devant la fosse des Aléoutiennes. Le coude vieux de 43 millions d'années marque en fait le changement du mouvement de la plaque pacifique à cette époque.

Les îles Hawaï, aussi appelé îles Sandwich (**figure II.2**), est un archipel comprenant dix-neuf îles et atolls principaux, de nombreux îlots et des monts **sous-marins** et qui s'étend selon une direction nord-ouest alors que le volcanisme paraît migrer vers le sud-est dans le centre de l'**océan** pacifique nord entre les latitudes 19°N et 29°N.

En Polynésie, le **volcan** de point chaud formé des îles du Vent à la plaque pacifique Sud Ouest concentrent la majorité de la population du territoire, soit 75%. Elles se composent de quatre îles hautes et d'un atoll :

- Tahiti - Moorea - Maïao - Mehetia – et l'atoll de Tetiaroa.

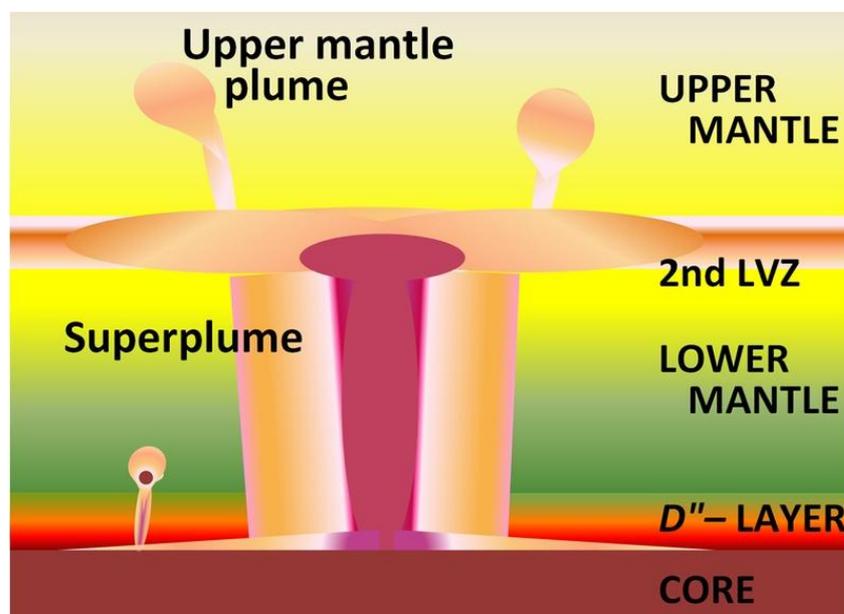


Figure II.1 : un panache

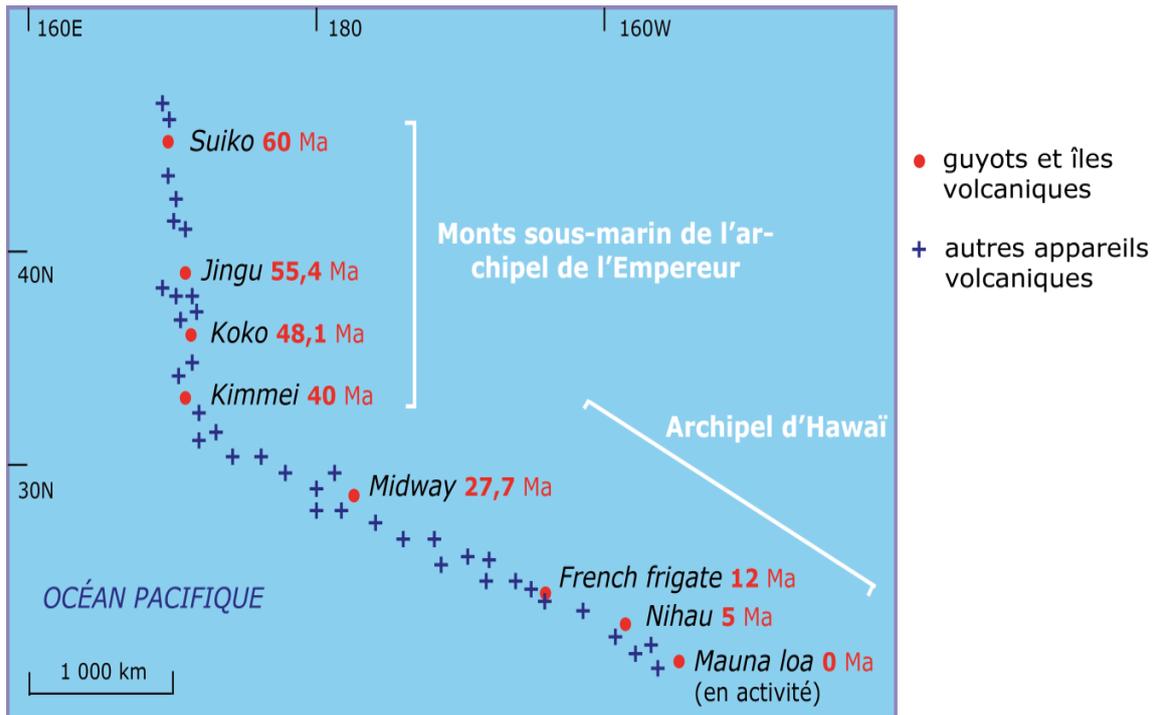


Figure II.2. : Alignements des îles volcaniques Hawaï Empereur

I. Eruption volcanique

1. Les différentes catégories d'éruptions volcaniques

Une **éruption volcanique** est un phénomène géologique durant la période d'activité d'un **volcan** au cours duquel diverses substances telles que des gaz, de la lave, du téphra ou des cendres sont émises.

Il existe trois catégories **d'éruptions volcaniques (tableau II.1)** : a) les **éruptions effusives** ou laviques, aussi appelées « éruption de type Hawaïen » ; b) les **éruptions explosives** (classées beaucoup des types) c) les **éruptions en présence d'eau**.

Type	Coulées et explosivité	Topographie typique associée
Islandais	Coulées épaisses et étendues émises par des fissures, faible explosivité	Boucliers et plaines de lave, cônes alignés le long des fissures
Hawaïen	Coulées étendues émises par des cheminées centrales, faible explosivité sauf en cas d'explosions phréatiques	Dômes, boucliers et longues coulées alimentées par des tubes de lave, cônes de scories, maars, anneaux de tuf...
Strombolien	Coulées souvent absentes, explosivité faible ou modérée	Cônes de scories avec des coulées courtes
Vulcanien	Coulées souvent absentes, explosivité modérée ou forte	Cônes de cendres, cratères d'explosion
Vésuvien	Coulées souvent absentes, explosivité modérée à violente	Cônes importants alternant cendre et lave (stratovolcans) vastes dépôts de cendres, cratères d'explosion et caldeiras d'effondrement
Plinien	Coulées parfois absentes, explosivité très violente	Vastes dépôts de ponces et de cendres
Péléen	Dômes et coulées courtes et épaisses, nuées ardentes explosivité modérée	Dômes, aiguilles cônes de cendre et de ponce plaines d'ignimbrites
Krakatoen	Pas de coulée explosivité cataclysmique	Vastes caldeiras d'explosion

Tableau II.1 : une classification de l'activité volcanique (Joyce 2010)

a). Les éruptions effusives

Ces éruptions émettent des laves basaltiques pauvres en silice (**figure 01**). Une fois libérées, elles s'écoulent généralement sur les flancs du **volcan**, formant ainsi des coulées de lave parfois longues de dizaines de Kilomètres. Ces éruptions souvent "calmes" (sans grande explosion) sont propres aux points chauds. Elles s'observent notamment à la Réunion (piton de la Fournaise), à Hawaï (Mauna Kea) et en Italie (Etna).

b). Les éruptions explosives

Émettent des laves andésitiques riche en silice (**figure II.3**), mais ne produisent pas de coulée de lave à proprement parler. De grandes quantités de cendres sont libérées lors de ces éruptions, qui donnent alors naissances aux panaches volcaniques ainsi qu'aux nuées ardentes. Elles sont de nature imprévisible, ce qui ne laisse parfois pas le temps d'évacuer la population. Ces éruptions s'observent le long de la ceinture de feu du Pacifique (Krakatoa.....)

c). Les éruptions en présence d'eau

Ces éruptions surviennent pour leur part au fond des mers et des **océans**, mais aussi sous des zones lacustres ou de la glace. Lors **des éruptions sous-marines**, la lave s'écoule en formant des coussins (l'eau refroidit la lave en surface qui se craquelle son cesse). Ci la pression le permet, l'eau peut également se transformer en vapeur d'eau et remonter à la surface pour former un panache.

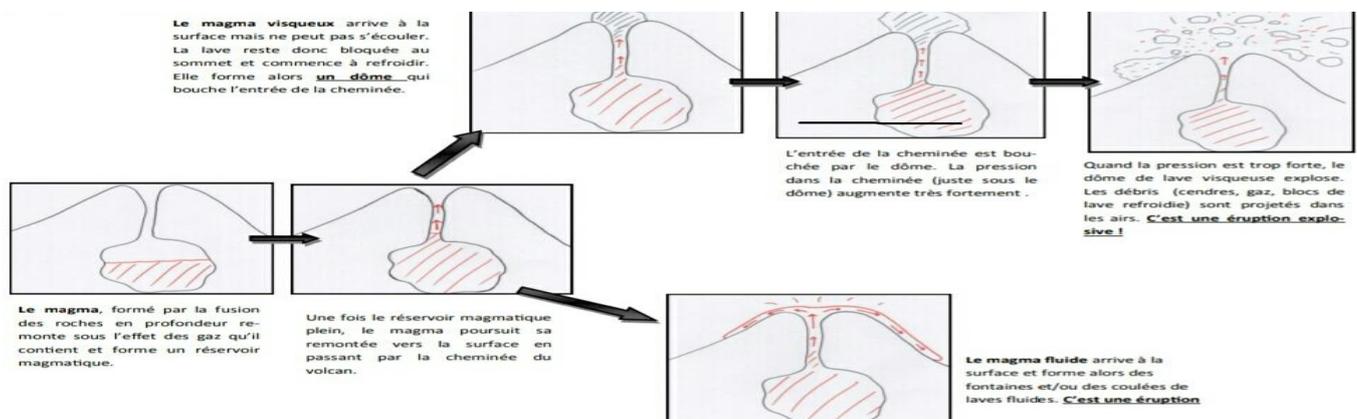


Figure II.3 : schémas de comparaison d'une éruption volcanique explosive et d'une éruption effusive. Fiche rappels volcans.pdf.

2. les éruptions sous-marines

Les **éruptions volcaniques sous-marines** sont l'un des types de **volcans** les plus courants sur Terre. En fait, on pense que les trois quarts du volume de lave émis chaque année par **les volcans** de notre planète sont le produit **d'éruptions volcaniques sous-marines**. En suite cette **éruption** se caractérise par l'émission de lave sous un plan d'eau tel qu'un lac ou des collines océaniques où se forme le fond de la mer, et les effets varient en fonction de la profondeur à laquelle **l'éruption volcanique** se produit, par exemple le niveau de l'Islande et la dépression Afar.

L'activité volcanique **sous-marine** est complètement différente de l'activité des **volcans** terrestres. Parmi les différents facteurs physiques et chimiques susceptibles de contrôler la dynamique **des volcans marins**, la température et viscosité du **magma** apparaissent en premier (la viscosité elle-même dépend même de la température, de la composition chimique et contenu volatil du magma) ainsi que le taux d'émission instantanée.

Là où la pression hydrostatique exercée par l'eau est si forte que le **magma** s'écoule généralement sans être évacué (une pression inférieure à 2200 m empêche également l'eau de bouillir) cependant ce n'est pas encore de la lave, car c'est par définition du **magma** qui a perdu une grande sorte paisiblement et forme ce qu'on appelle « pillow lava » (**figure II.4**).

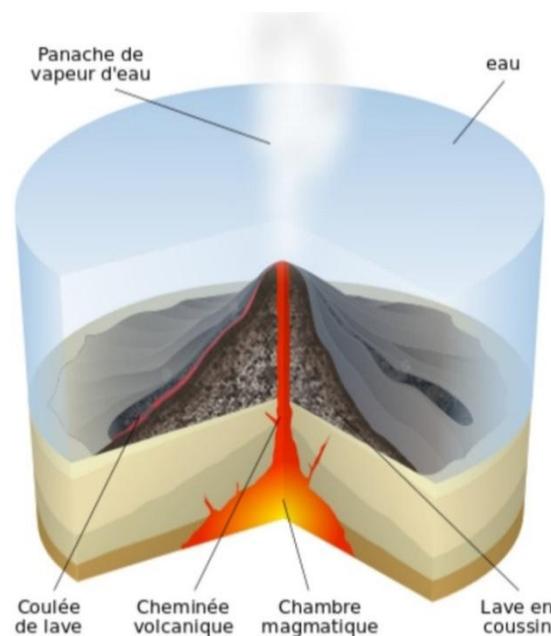


Figure II.4 : Une éruption volcanique sous-marine

3. Les types d'éruption sous-marin (Hydrovolcanisme)

Le terme d'hydrovolcanisme s'emploie lors d'interactions entre **magma** et eau : **a) eau souterraine (aquifère ou faible tranche d'eau)** moins de 700-800m ou **b) superficielle (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. Il convient de distinguer le phréatisme, lorsque l'eau surchauffée par le **magma** est le seul responsable de **l'éruption**, et le phréatomagmatisme lorsqu'il y a rencontre et mélange physique entre le magma et l'eau (**figure II.5**).

Le tableau résume les styles volcaniques et les produits du volcanisme basaltique **sous-marin** actuellement connus. Il convient de distinguer les deux styles d'éruption (**tableau II.2**) :

		Contraintes thermiques	Température d'éruption	Rapport cristaux/liquide	viscosité	Taux d'accétion
Eruptions calmes	<i>Lacs de lave</i>	faibles ↑	élevé ↓	faibles ↑	faibles ↑	élevé ↓
	<i>Coulée de fluides</i>					
	<i>Pillow lava</i>					
Eruptions réactives	<i>Laves en pavés</i>	forte ↓	Faibles ↑	Elevé ↓	forte ↓	faibles ↑
	<i>Hyaloclastites profondes</i>					

Tableau II.2 : Classification des types de coulées basaltiques profondes, et comparaison de leurs caractéristiques principales. D'après Bonatti et Harrison (1988)

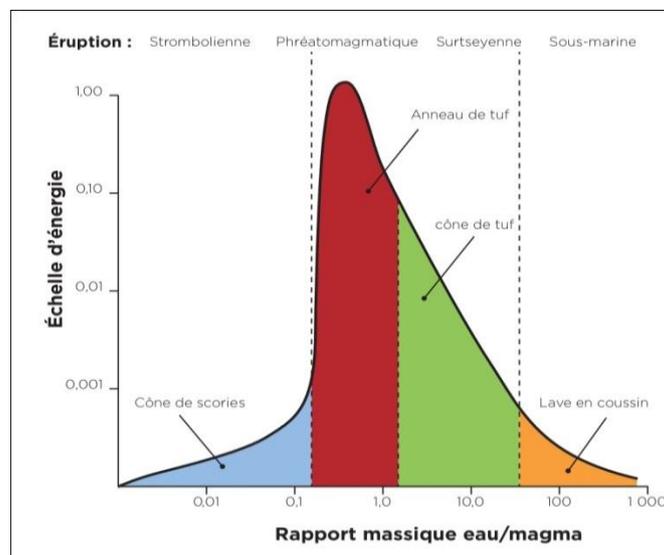


Figure II.5 : Evolution des types de dynamismes volcaniques en fonction du rapport massique eau/magma

a). Eruption sous faible tranche d'eau (phréatisme)

Dans une **éruption** phréatique ou **éruption** sous faible tranche d'eau et leur gerbes « cypressoides » caractéristique, on ne retrouve pas de **magma** frais, c'est uniquement l'eau souterraine qui a été surchauffée par transfert d'énergie, en profondeur, par des dykes remplis de **magma**.

L'eau en passant à l'état gazeux finit par faire exploser l'encaissant sus-jacent quant sa pression interne devient supérieure à la pression lithostatique externe. Lorsque le volcan naît en mer à faible profondeur, le contact de la lave et de l'eau provoque de violentes explosions. La roche en fusion est brusquement « trempée » (au sens où l'on trempe de l'acier) et donne naissance à des fragments vitreux qui s'accumulent sous forme de brèches particulières, appelées « hyaloclastites ».

Généralement il existe également un hydrovolcanisme **sous-marin**, si le plancher est peu profonde (<1000 m) on assiste à la naissance d'une île (cas de Surtsey en Islande 1963, ou de Nijima, au large du Japon 2013, ou Krakatau en 1883).

b).Eruption sous-marin profondeur (phréatomagmatisme)

Les éruptions phréatomagmatiques ou **les éruptions à grandes profondeurs** on est la présence d'eau va provoquer dans la chambre magmatique et la plomberie volcanique une augmentation violente de la pression et un fort accroissement de volume du mélange gaz-magma.

Ces épisodes éruptifs laissent sur le terrain une dépression généralement circulaire, un maar, témoin de **l'éruption**. 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 à grande profondeur à l'axe des dorsales, sont **des éruptions** généralement "**tranquilles**".

L'accumulation de l'existence de violentes **explosions volcaniques sous-marines** au niveau des dorsales, ce sont des preuves qui dépendons les scientifiques récentes ont cependant modifié notre perception du caractère « **tranquille** » des **éruptions sous-marines**

profondes. Le taux d'accrétion de dorsale varie a montré l'omniprésence des coulées à laves en coussins ou « pillow lava » et les lacs de lave et coulée massive (Juteau et Maury 2012).

Les produits des **éruptions** de grande profondeur ont été observés à l'axe des dorsales rapides et lentes, et sur de nombreux « seamounts » **sous-marin**. Ces observations ont permis de distinguer des "**éruptions calmes**", où une approche thermodynamique expérimentale des processus hydrovolcaniques entreprise en 1984 par Wohletz k, et McQueen R (**figure II.06**) a mis en évidence la sensibilité du système au rapport massique eau/magma. Pour un rapport faible (0.01) l'eau joue un faible rôle et le **magma** peut arriver à la surface (éruption strombolienne). Pour un rapport moyen (0.1 à 0.3) la fragmentation est plus poussée et provoque une surge phréatomagmatique (surtseyenne) et des écoulements pyroclastiques.

III. Les produits pyroclastiques

- *Hyaloclastites*

L'origine des sables volcaniques est longtemps restée un sujet de controverse jusqu'à ce que l'on puisse observer des **éruptions sous-marines** grâce à des submersibles. Les hyaloclastites sont à l'origine de ces sables noirs, parfois teintés de jaune. Les hyaloclastites sont des verres volcaniques issus de la fragmentation fine ou de la desquamation des enveloppes vitreuses des laves notamment lors de leur refroidissement rapide dans l'eau (**figure II.6**).

Les hyaloclastites sont des produits de l'interaction eau-magma. Elles sont fréquentes lors d'**éruption** sous-glaciaire ou lorsque la lave atteint de l'eau superficielle ou souterraine. Elles peuvent également s'individualiser lors d'**éruptions** explosives quand les produits pyroclastiques sont transportés par le vent pour sédimenter dans l'eau. Ces strates de produits pyroclastiques peuvent également se former puis subir une altération et former des palagonite

- *Les coulées de laves (les coulées fluides)*

Manifestation classique de l'activité volcanique, la coulée de lave est constituée de matériau essentiellement liquide avançant sous l'effet de la gravité. Son comportement dépend de sa viscosité, de sa température, de sa composition et de sa teneur en fluides au

cours de refroidissement, la présence de flux plat pourrait être en corrélation avec la topographie douce extérieure des flancs de la colline.

La plus longue coulée observée fait 160 km de longueur (Undara, Australie) et témoigne d'une fluidité exceptionnelle. Les **éruptions** hawaïennes produisent des laves basaltiques très fluides de type « pahoehoe », émises à 1100-1200 °C, pouvant avancer à 50, voire 75 km.h⁻¹ et combler des vallées de 50 km de long sur 100 m de large et quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Les laves acides, moins chaudes (1000°C environ) et plus visqueuses, donnent des coulées moins longues et plus épaisses (obsidienne de Vulcano, par exemple). Les coulées fluides peuvent draper des pentes volcaniques plus ou moins raides, lorsqu'elles se sont figées avant d'atteindre un creux topographique.

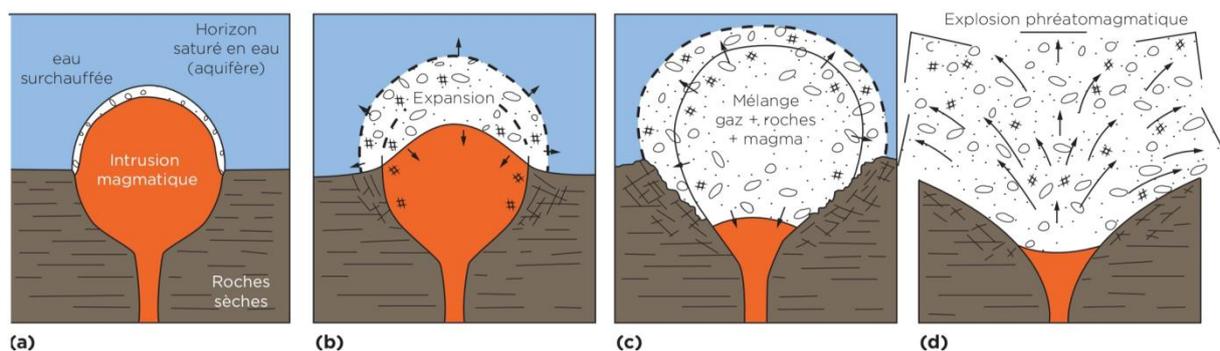


Figure II.6 : schéma conceptuel d'interaction magma-eau : formation de hyaloclastites

- (a) Contact initial magma-aquifère
- (b) Création d'une zone hypercritique au contact magma-eau
- (c) Mélange magma-encaissant (aquifère)
- (d) expansion du mélange magma-eau-roche à haute pression et explosion de l'encaissant (éruption phréatomagmatique) (d'après Sheridan M. et Wohletz K. 1983)

• Lacs de lave

Les structures des émissions fissurales, qui volumineuses produisent les lacs de lave furent découvertes à l'axe des dorsales à taux d'expansion intermédiaire ou rapide. En suite, la trempe thermique a peu de prise sur un très gros volume de lave issue d'une large fissure et dévalent la pente volcanique, formant un véritable lac de lave temporaire dans la surface.

Ainsi que, il y 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. Sur les bords du lac, son ancienne surface vitreuse, souvent lobée, et restée suspendue entre les piliers, unissant leurs sommets (**Figure II.7.C.D**).



Figure II.7 : des lacs de lave. C et D lac de lav dont l'ancienne surface est bien visible derrière le sommet d'un pilier résiduel

- **Coulée bréchique**

Les coulées fluides qui **s'autobréchifient** au cours d'épanchement sont des **coulées « réactives »**, **produisant** des coulées hyaloclastiques. Difficile à observer sur le plancher à 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 différents de ceux qui président à la formation **des hyalotufs** sous faible tranche d'eau. Le mécanisme principal semble être du 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.

- **Les laves en coussins**

Les **éruptions sous-marines** sur les dorsales médio-océaniques et les nombreux forages profonds produisent des coulées de lave fraîches, ces **laves en coussin** qui se forment lorsque la lave s'écoule lentement d'une fissure sur le **fond marin**. Ils constituent de loin la forme volcanique en volume dans les **océans**, et parfois 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 qu'Hawaï ou la Réunion.

Les coulées **sous-marines** s'épanchent en **laves en coussins**, ou **pillow lavas** : le **magma** sortant à une température de 1000 à 1200 °C au contact de l'eau froide, forme une croûte de verre élastique d'épaisseur 1 à 2 cm (une pellicule de verre qui n'étant pas complètement refroidie) qui enveloppe une masse liquide ovoïde qui augmente de volume par arrivée de **magma** nouveau.

La croûte de verre se brise et permet à une masse de **magma** de progresser dans l'eau, formant un nouveau coussin. Les fragments de verre s'accumulent et forment des hyaloclastites (littéralement : débris de verre). Fréquemment altérés par l'eau en palagonite.

Les structures de pillow lavas caractérisent les coulées **sous-marines** mais se retrouvent dans tout épanchement subaquatique : **océan**, mer, lac, glacier. Les basaltes proviennent de lave émise brusquement refroidie et vitrifiée instantanément en surface au contact de l'eau de mer glaciale.

Les pillow lava sont fait de coulées tubulaires accumulées au-dessus et au voisinage des fessures émissives ; les plus gros tubes sont creux, et qui se chevauchent les uns les autres, et avance vers le bas de la pente par éclatement successifs à paroi vitreuse solidifiée au contact de l'eau, ce qui entraîne la formation de nombreuses protubérances vitreuses et petites coulées secondaires. La lave fluide glisse à l'intérieur, ceci permet aux coulées de progresser par ramification de ceux-ci.

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. Quand la pente est forte, les pillows sont des tubes très allongés, dont l'extrémité est arrondie (**Figure II-8.A.B**), ou il y a des digitations peuvent présenter des formes variées, incluant les « tramps d'éléphants » (**Figure II-8.C**).

Il y a aussi des fronts de coulées sont très abrupts avec une hauteur moyenne (**Figure II-8.D.E**). Ces pillows se terminent vers le bas par un front de coulée constitué, par digitation et bourgeonnement, de nombreuses langues de pillows tubulaires (**Figure II-9**), produisant à l'avant un amoncellement de coussins.

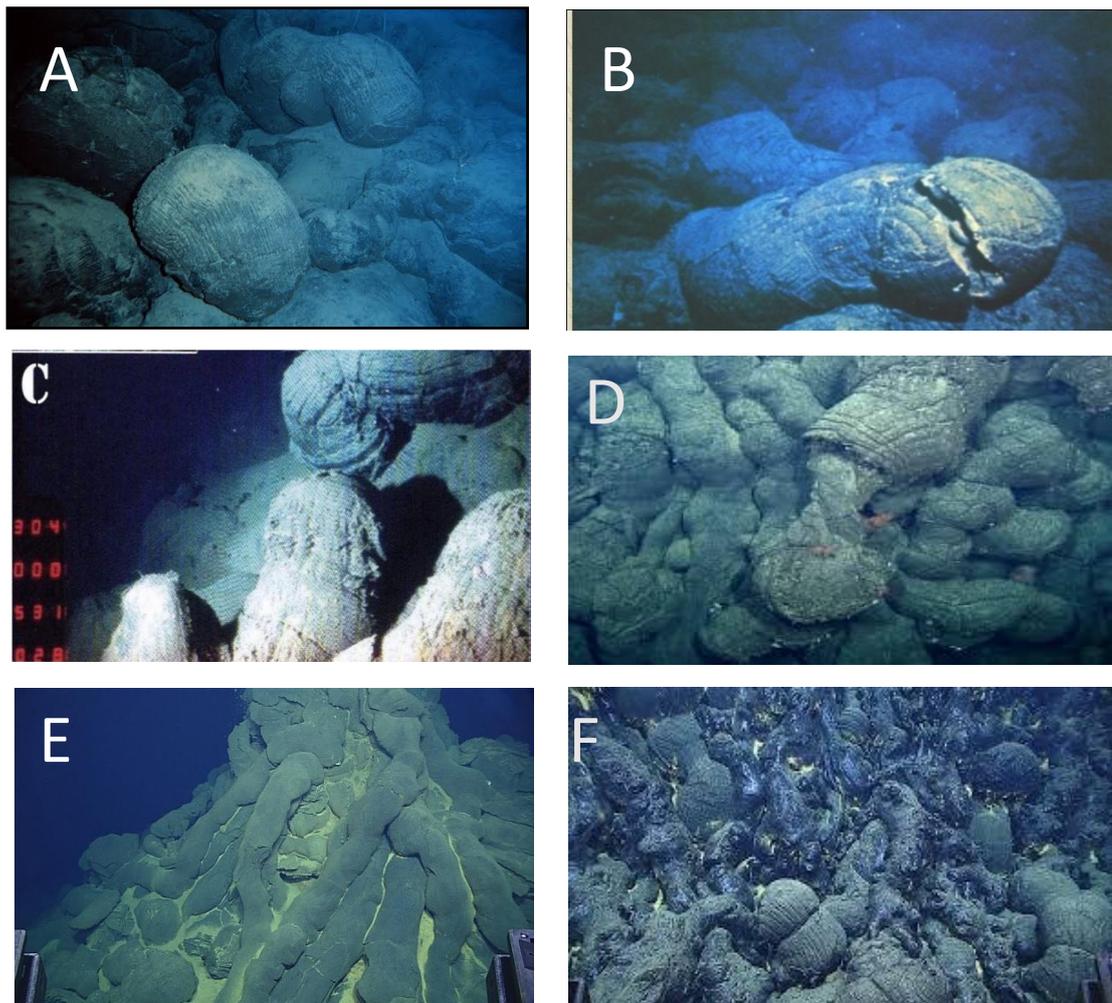


Figure II.8 : les pillows lavas .A et B tubes de lave basaltique sur la pente d'un volcan axial. C. extrémité de pillow lava "trappe d'éléphant" .D .E .Front de coulée sur un flanc raide de volcan axiale .F .Le verre basaltique non encore altéré , noir et brillant sous les projecteurs est prépondérant dans la zone axiale .(NOAA).

Mise en Place des pillow-lavas

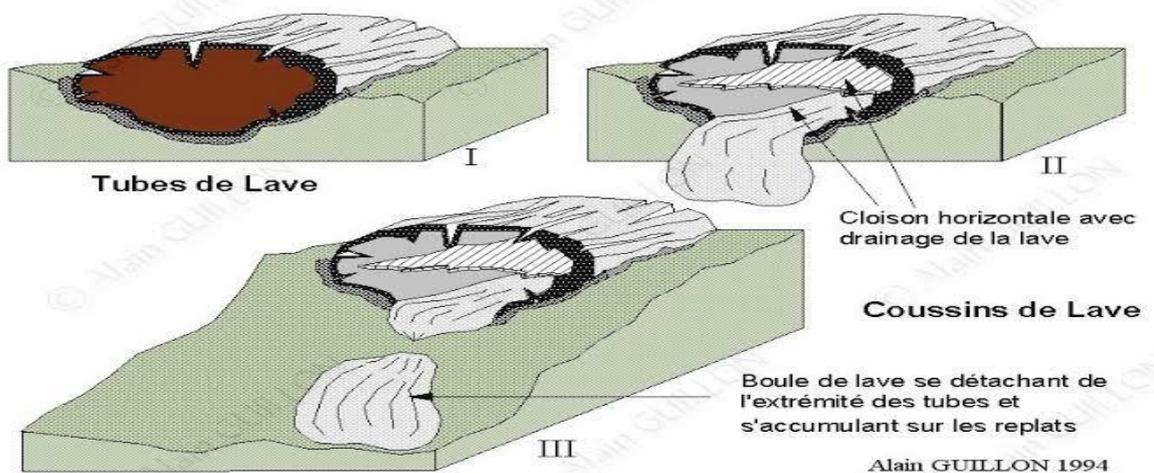


Figure II.9 : schéma de pillow-lavas tubulaire (NOAA)

- **Les dépôts détritiques sous-marins**

Les données de géophysique sous-marine ont mis en évidence dès les années 1980-1990 des épandages de dépôts détritiques autour des volcans boucliers océaniques tels que Hawaï, les Canaries, la Réunion et plus récemment le Cap Vert (ex Moore et al, 1989 ; Carracedo et al, 1999). On peut distinguer plusieurs types de dépôts.

Les dépôts d'avalanches de débris au sens strict du terme ont des caractéristiques proches des avalanches que l'on connaît à terre (en terme de forme générale et de morphologie de surface en hummocks), avec toutefois des dimensions supérieures. Leur partie amont est fortement remaniée par des processus postérieurs (autres déstabilisations, courants de turbidité, édifices volcaniques).

IV. Pétrologie et géochimie des produits éruptifs

Les basaltes sont les roches volcaniques prédominantes des zones océaniques. Ils constituent la quasi-totalité des niveaux supérieurs sus substratum océanique, sauf dans les zones où le manteau supérieur affleure directement, et ils ne sont qu'assez rarement associés à des laves intermédiaires, produits de leur différenciation (ferrobasaltes).

Dans les secteurs émergés des dorsales interagissant avec des panaches (Islande), on rencontre plus couramment des roches volcaniques intermédiaires voire évoluées (icelandites, rhyolites), mais les basaltes prédominent toujours très nettement, de même que dans les îles des chaînes linéaires de type intra-plaque océanique (Hawaï, Polynésie). Dans les zones de subduction, les séries magmatiques sont également issues très généralement de termes basaltiques, même si les laves intermédiaires (andésites) sont parfois plus abondantes en surface que les basaltes.

On n'observe que rarement, dans les domaines océaniques, des **magmas** non issus de la différenciation de souches basaltiques (boninites et adakites des zones de subduction). Malgré cette exception très intéressante, la compréhension des processus magmatiques des océans demeure donc principalement fondée sur l'étude des basaltes, qui fournissent également des

informations essentielles sur la composition des manteaux sous-jacentes dont ils dérivent par fusion partielle.

1. Minéralogie et chimie des basaltes

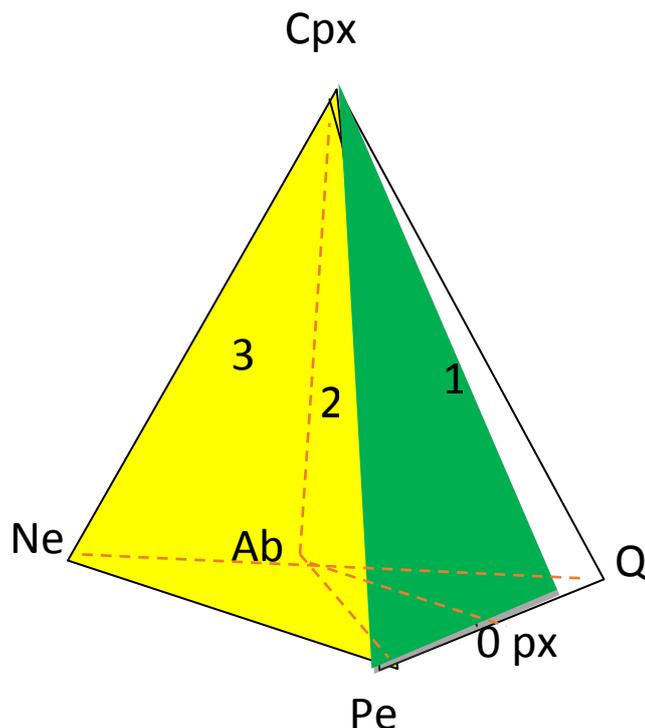
Après refroidissement, les basaltes sont formés de phénocristaux, microcristaux et verre. La nature et la quantité des minéraux sont dépendantes de la composition chimique totale. Ce sont des roches de teinte sombre (mésocrates à mélanocrates) et de densité élevée (2.8).

La texture la plus fréquente est microlitique, avec des phénocristaux de pyroxène, de plagioclases (labrador, bytownite), accompagnés selon les cas d'olivine, d'hypersthène, d'oxydes Fe-Ti et enfin avec une mésostase vitreuse peu abondante.

Plusieurs types de basalte se distinguent par leur minéralogie :

- ✓ Présence de polymorphes de la silice dans les basaltes tholéitiques, de feldspathoïdes dans les basanites.
- ✓ Présence de minéraux hydroxylés dans les basaltes riches en alumine.

2. Caractérisation chimique des différents basaltes



Le tétraèdre des basaltes (d'après Yoder et Tilley, 1962), à partir des compositions normatives.

La pyramide complète avec les pôles principaux (Cpx) -(Q)-(Pe)-(Ne) et les pôles annexes (Ab) et (Opx).

Eclaté de la pyramide

-sous-pyramide 1 : (Cpx)-(Q)-(Opx)-(Ab) : **tholéiites à quartz**

-sous-pyramide 2 : (Cpx)-(Opx)-(Pe)-(Ab) : **tholéiites à olivine**

-sous-pyramide 3 (Cpx)-(Pe)-(Ne)-(Ab) : **basalte alcalin**

Le plan (Cpx)-(Opx)-(Ab) est dit de **saturation en SiO₂**. A partir de ce plan et dans la **sous-pyramide 1**, le quartz est présent et coexiste avec les minéraux saturés (Cpx)-(Opx)-(Ab).

Le plan (Cpx)-(Pe)-(Ab) est dit plan de la **sous-saturation en SiO₂**. A partir de ce plan et dans la **sous-pyramide 3**, le quartz est absent et des minéraux sous-saturés (Pe) et (Ne) coexistent avec des minéraux saturés tels que (Cpx) et (Ab).

La **sous-pyramide 2** ne contient ni quartz ni néphéline.

Quant aux **basaltes riches en alumine (basaltes calco-alcalins)**, ils se placent plus près du pôle représentatif des plagioclases (Ab) que les autres basaltes.

3. Sites géodynamiques des basaltes océaniques

L'existence de correspondances entre les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des basaltes et leurs sites de mise en place a apporté des arguments importants en faveur de la tectonique globale. D'abord basées principalement sur la géochimie des éléments majeurs et notamment la notion de saturation en silice (tholéiites saturées ou sursaturées et basaltes alcalins sous-saturés en SiO₂ de Yoder et Tilley, 1962), les distinctions entre les grands types de basaltes se sont considérablement affinées avec la prise en compte des teneurs en terres rares et autres éléments en traces incompressibles, ainsi que des rapports isotopiques de Sr, Nd, Pb et plus récemment de Hf et Os.

En retour, de nombreux chercheurs ont tenté, à la suite de Pearce et Cann (1973), d'utiliser la composition des roches paléovolcaniques pour identifier les contextes géodynamiques de leur mise en place à l'aide de diagrammes géochimiques dits « discriminants » ou « géotectoniques ».

Ces diagrammes, établis grâce à des banques de données géochimiques concernant les roches magmatiques actuelles ou récentes, comportent des barrières (fence diagrams) séparant les champs occupés par la majorité des basaltes provenant de la croûte océanique, des arcs insulaires, des îles intra-océaniques, etc., bien qu'elle ait conduit à des progrès significatifs dans la reconstitution de l'histoire géodynamique des chaînes anciennes, cette démarche présente deux inconvénients.

On distingue cinq grands types de basaltes océaniques définis par leur environnement de mise en place. A ces types correspondent des sigles anglo-saxons d'usage courant, dont la connaissance est nécessaire pour la compréhension de la littérature internationale, sont :

A. Les MORB

Sont les basaltes mis en place au niveau des dorsales océaniques, très généralement au niveau de l'axe de celles-ci, parfois au niveau des monts **sous-marins** situés à quelques Kilomètres de cet axe (off-axis seamounts). Ils constituent l'essentiel des niveaux supérieurs de la croûte océanique « normale » : coulées **sous-marines** et dykes, et sont également représentatifs de la composition des **magmas** initiaux à partir desquels ont cristallisé les gabbros océaniques.

A.1. La genèse des MORB

En dépit de leur enrichissement variable en éléments incompatibles, le groupe des MORB est le plus homogène des types de basaltes actuels.

Un grand nombre de basaltes de dorsales prélevés loin de tout volcanisme de point chaud, présentent des caractères géochimiques et isotopiques de type appauvri, inconnu dans les autres domaines volcaniques, océaniques ou continentaux. Cette observation plaide en faveur de l'existence d'un domaine mantellique appauvri, source des N-MORB, qui constituerait la

partie volumétriquement prépondérante du réservoir-source des MORB. Ce domine appauvri est désigné sous le terme de DMM (Zindler et al, 1986).

Situé sous la dorsale océanique mondiale, il se localise au niveau du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère sous-jacente.

Tout basalte de dorsale présentant une signature isotopique plus ou moins enrichie résulterait de la fusion d'une source hétérogène comportant des composants enrichis dans une matrice de type DMM.

Ces composants de manteau enrichi proviendraient de petits diapirs ascendants, issus de niveaux beaucoup plus profonds du manteau et source potentielles des OIB du volcanisme intra-plaque océanique (points chauds).

Les diapirs de manteau enrichi seraient plus volumineux sous les dorsales lentes, induisant des anomalies bathymétriques et géochimiques clairement visibles (Islande, Açores..). Sous les dorsales rapides, les diapirs de manteau enrichi seraient plus petits et plus nombreux.

Les **N-MORB (Figure II.10.A)** dériveraient de la fusion du manteau supérieur appauvri en éléments incompatibles, donc résiduel (manteau à dominance harzburgitique).

Les **I-MORB, E-MORB et T-MORB (Figure II.10.B)** traduisent la contribution au niveau de la source des basaltes océaniques d'un ou plusieurs composants d'origine profonde caractéristiques du magmatisme intra-plaque océanique (manteau Iherzolitique), liés à un panache mantellique.

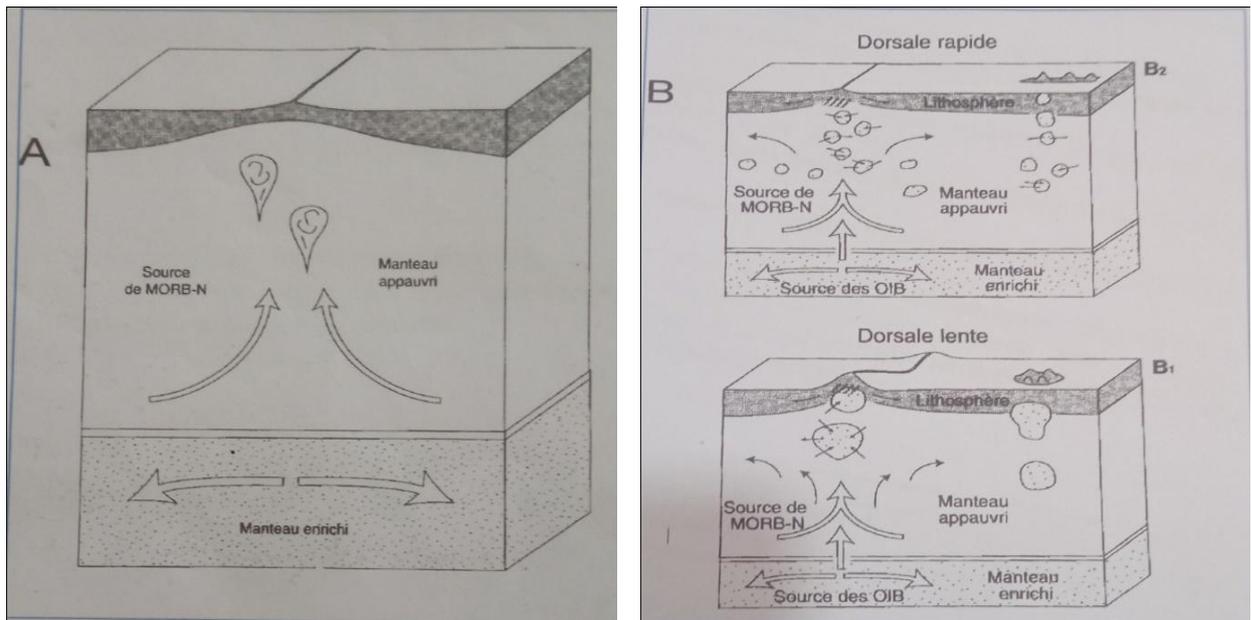


Figure II.10 : Modèles schématiques expliquant les différents composants mantelliques à l'origine des MORB

- A. Loin des points chauds, les dorsales produisent des basaltes de type N-MORB provenant de la FP d'un réservoir mantellique appauvri en éléments incompatibles et isotopiquement homogène : c'est le DMM formant le manteau supérieur, sous la dorsale et la lithosphère océaniques.
- B. Les MORB de type E (enrichi) et T (transitionnel) proviennent de la FP d'un manteau supérieur composé de diapirs de manteau enrichi, remontant dans une matrice DMM. Issus d'un réservoir mantellique plus profond, source des OIB, les diapirs de manteau enrichi seraient plus volumineux sous les dorsales lentes (B1) et plus petits et plus nombreux sous les dorsales rapides (B2)

A.2. Géochimie des MORB

1. Les éléments majeurs

Les MORB sont subalcalins et tholéïtiques. Ce sont des tholéïtes à olivine. Les teneurs en SiO_2 varient entre 47 et 52%, les teneurs en K_2O et TiO_2 sont faibles généralement inférieures à 0.2%. L'évolution chimique des MORB ne peut se baser sur la silice comme indice de différenciation du fait du peu de variation dans ses teneurs.

2. Les éléments en traces

- Les éléments à large rayons ioniques (LILES, Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr).

Les MORBS sont appauvris en ces éléments en comparaison avec les tholéiites des OIB et des plateaux continentaux.

Aussi les rapports d'éléments : K/Rb, K/Ba et Sr/Rb sont plus forts dans les tholéiites des MORB par rapport à celles d'autres environnements géotectoniques.

- Les éléments inertes ou immobiles ou encore les éléments à fort champ ionique (HFSES) Tels le Th, U, Zr, Hf, Nb et Ta sont peu concentrés dans les N-MORB par rapport aux autres tholéiites (E-MORB ou P-MORB et les OIT (océan Island Tholéiites).

3. Les terres rares

Le group des terres rares ou **REE** ou lanthanides du nom du premier élément de la série (la) comprend 15 éléments de numéro atomique de 57 (la) a 71(lu) .Tous sont naturels sauf le pm

A partir de leur numéro atomique, elles sont regroupées en :

- Terres rares légères (**LREE**) à nombre atomique bas : la- nd
- Terres rares moyennes (**MREE**) à nombre atomique intermédiaire :sm-gd
- Terres rares lourdes (**HREE**) à nombre atomique élève ; dy-lu

Regroupées également en terres rares légères (LREE) de la-sm et terres rares lourdes (HREE) de gd-lu. Les MORB normaux et enrichis, normalisation des terres rares aux chondrites.

Elles ont des propriétés physiques et chimiques très voisines du fait qu'elles ont en commun leurs deux couches électroniques externes avec un degré d'oxydation de +3 (trivalentes) a l'exception du ce qui peut etre tétravalent en milieu oxydant et de l'eu qui peut être bivalent en milieu réducteur (faible fo₂).

B. Les BABB

Sont produits aux axes d'extension situés à l'arrière des arcs insulaires, au niveau de structures comparables à celles des rides médio-océaniques. Ils constituent la croute des bassins d'arrière-arc ou bassins marginaux, dont la largeur est très variable : 60 km (sud du

fossé d'Okinawa, à l'arrière de l'arc des Ryukyu), 450 km (nord du bassin de Lau, à l'arrière de l'arc des Tonga), 700 km (bassin nord-fidjien), jusqu'à plus de 1 000 km au niveau des mers marginales (mer de Chine méridionale).

C. Les OPB

Correspondent à de puissants épanchements **volcaniques sous-marins** mis en place en contexte intra-plaque océanique, et ayant abouti à des épaisissements importants des croûtes océaniques sur lesquelles ils reposent. Les principaux exemples connus sont d'âge créacé : bassins de Nauru, D'Otton Java et de Monihiki dans le centre-ouest du Pacifique, Plateau Caraïbe.

D. Les OIB

Egalement mis en place en contexte intra-plaque océanique, constituent les seamounts et les îles intra-océaniques plus ou moins isolées (Sainte-Hélène, La Réunion, les Kerguelen). Plus fréquemment, ces îles sont disposées en chaînes linéaires (alignement des îles Hawaii et de la chaîne sous-marine de l'Empereur, alignement des îles la Société) qui, dans certains cas, se raccordent à des structures intracontinentales (îles intra-océaniques du golfe de Guinée, comme Annobon et Fernando Poo, situées dans le prolongement du fossé du mont Cameroun). Les OIB constituent également des rides océaniques aiséismiques, comme la ride de Walvis dans l'Atlantique sud ou la ride 90°E dans l'océan Indien.

E. Les IAB

Se rencontrent dans les arcs insulaires, de même d'ailleurs que dans les marges continentales actives de type andin. Comme les OIB, ils présentent une très grande diversité géochimique et pétrologique.

Exemple : Le volcanisme de Tenerife (une vue pétrologie et géochimie)

Le volcanisme de Tenerife présente une gamme assez variée en termes de produits éruptifs et de compositions, allant des laves sous-saturées typiques du stade bouclier (basaltes et basanites) à des laves intermédiaires (téphrites, trachybasaltes), voir franchement différenciées (trachytes et phonolites de Las Canadas par exemple).

La littérature est assez abondante à ce sujet (ex. Hernández-pacheco et Ibarrola, 1973 ; Neumann et al ; 1999 ; Simonsen et al ; 2000). La composition des **magma**s parentaux semble principalement contrôlée par la cristallisation fractionnée de l'olivine et de clinopyroxène (30 /° < de phénocristaux en analyse modale ; 12/° < MgO) sont fréquents à tout les stades d'évolution de Tenerife (**Figure IV.11**). Leur composition en éléments majeurs (sur roche total) ne représente plus la composition du liquide / magma parental (Neumann et al ; 1999 ; Thiirlwall et al ; 2006).

Leur origine est certainement cumulative. Les compositions en éléments traces et les rapports isotopiques des basaltes et basanites indiquent la fusion partielle d'une source mantellique de type HIMU, la contamination crustale étant apparemment mineure si ce n'est absente (Simonsen et al ; 2000 ; Gurenko et al ; 2006).

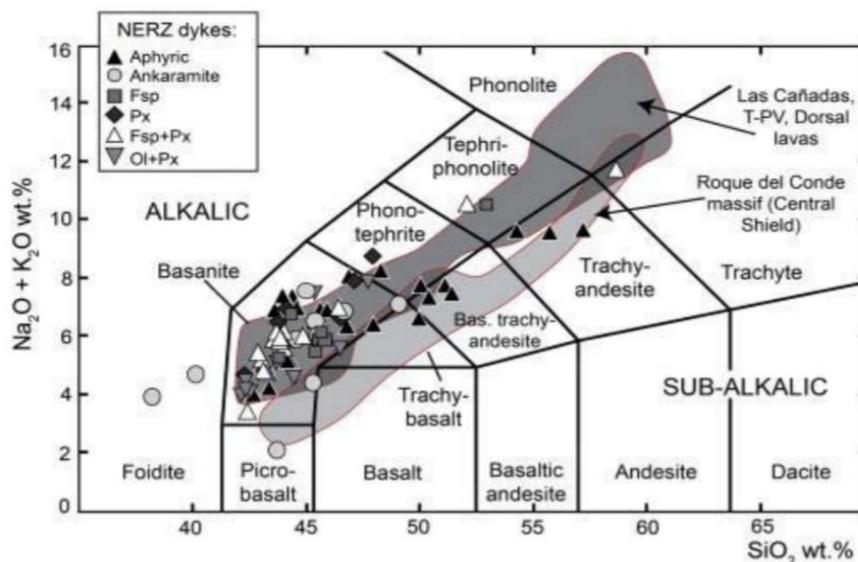


Figure II.11 : Diagramme TAS des dykes de rift-zone Nord-Est (NERZ) de Tenerife.

Conclusion

En conclure ce chapitre par :

En présente la distribution (répartition) des volcans sous-marins dans :

- Sur les rifts dus à la distension.
- Le volcanisme des zones de convergence (Cercle de Feu du pacifique).
- Le volcanisme intra-plaque.

Une définition d'éruption volcanique avec les différentes catégories (effusives, explosives, en présence d'eau).

Spécialement les types d'éruption sou- marine :

- Sous faible tranche d'eau.
- En milieu profond.

Les volcans sous-marins donnent leur manifestation (des produits pyroclastites) :

- Hyaloclastites des coulées de laves.
- Des lacs de laves.
- Des coulées bréchiques.
- Des laves en coussins « pillow lava ».

A la pétrologie et la géochimie de ces produits en a les basaltes et leurs types de basalte (les MORS – OIB)



CHAPITRE III

Tectonique et sismologie

Introduction

La terre est une planète vivante, en raison de son mouvement constant. Sa surface solide est constamment renouvelée et modelée par des forces de convections qui animent le manteau et la soumettent à des tensions phénoménales.

Lorsque ces tensions, accumulées au fil des décennies, se libèrent, elles provoquent des ruptures dans la masse rocheuse, qui se traduisent en surface par des tremblements de terre (séismes).

Le mouvement peut être rapide dans le cas des tremblements de terre et des volcans, ou lent sur des millions d'années, comme c'est le cas dans les mouvements de formation des montagnes ou de formation des continents.

I- Tectonique des plaques

1- Structure interne de la terre

La terre est divisée en couches concentriques qui se distinguent les unes des autres par des

Caractéristiques différentes (état, densité, minéralogie, etc.).

- **Le noyau** (Fe-Ni) : il est divisé en noyau interne constitué d'un alliage fer-nickel solide (la graine de 0 à 1221,5 km) et un noyau externe liquide (de 1221,5 à 3480 km).
- **Le manteau** (Fe et Mg) : il est divisé en un manteau inférieur au comportement plastique (de 3480 à 5701 km) ; et un manteau supérieur solide cassant (de 5701 à 6364 km).
- **La croûte** (surtout SiO₂) : d'état solide, elle se divise en deux types, océanique et continentale. La croûte océanique se situe plutôt sous les océans et a une épaisseur de 5 à 10 km en moyenne : elle est constituée de roches basaltiques.

La croûte continentale se trouve au niveau des continents : son épaisseur est de 30 à 35 km au niveau des plaines et de 50 à 65 km sous les chaînes de montagnes, moins dense que la croûte océanique, elle est constituée de roches granitiques.

L'interface entre le manteau et la croûte correspond à la discontinuité de Moho (**Figure III.1**), du nom de son découvreur le sismologue Mohovicic : il s'agit d'une discontinuité abrupte des compositions chimiques.

- Dans la **partie supérieure du manteau**, il existe également une discontinuité thermique (à une profondeur de 100 km environ) :
- la **partie basse du manteau** supérieur forme une couche plastique, plus chaude (l'**asthénosphère**) alors que le haut du manteau supérieur et la croûte ont une température plus basse et forment une couche plus dure et cassante (**la Lithosphère**).

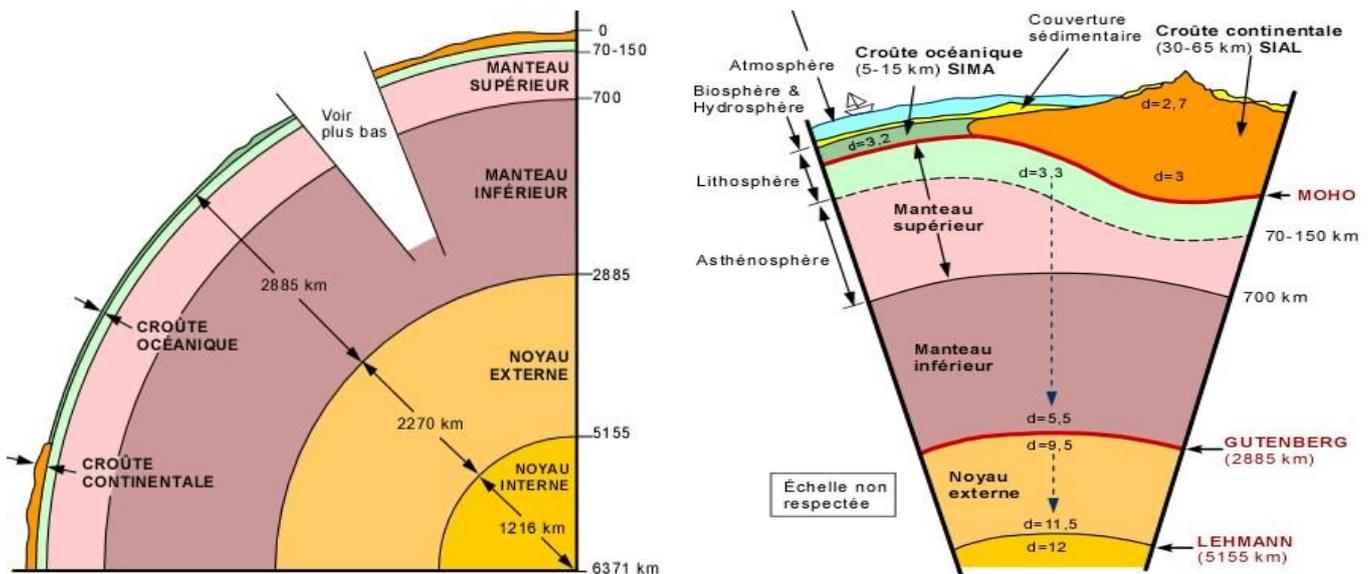


Figure III.1 : Coupes schématiques sur le globe terrestre. D'après P.A Bourque et université laval, Canada

2- Le phénomène de convection et les plaques tectoniques

La terre conserve de sa formation par accréation une grande quantité d'énergie sous forme de chaleur. Mais, vient également s'ajouter à cette chaleur résiduelle la chaleur issue de la désintégration naturelle de certains éléments radioactifs.

Cette énergie doit donc se dissiper de la zone la plus chaude (le noyau) vers la zone la plus froide la (croûte).

Cependant, le mécanisme de diffusion n'étant pas suffisamment efficace, c'est par convection du manteau que s'opère ce transfert de chaleur : au contact du noyau, le manteau devient plus chaud et moins dense, et remonte vers la surface (**Figure III.2**).

Au contraire, sous la croûte, le manteau se refroidit, devient plus dense et replonge vers le noyau. Les mouvements de convections animent le manteau malgré sa considération comme un solide.

En fait contrairement à la lithosphère, l'asthénosphère est plastique et peut être considéré comme un solide sur une courte échelle de temps et comme un fluide très visqueux sur une longue échelle de temps (des milliers d'années) : en effet on estime la vitesse des flux de convection dans le manteau à quelques centimètres par an.

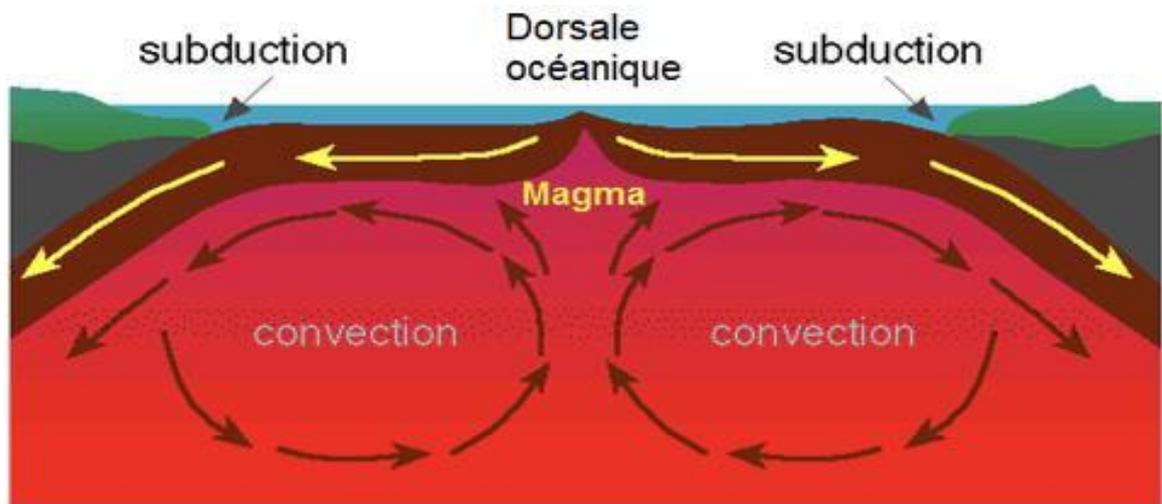


Figure III.2 : Mouvement de convection dans le manteau.

Ces mouvements qui animent le manteau induisent sur la lithosphère rigide des déformations qui se traduisent par un découpage de la lithosphère à la manière d'un puzzle en plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.

La lithosphère est ainsi découpée en grandes plaques d'une taille d'environ **10 000 km** pour seulement **100 km** d'épaisseur. On dénombre sept plaques principales : Eurasie, Afrique, Amérique du Nord, Amérique du Sud, Inde-Australie, Pacifique, Antarctique.

D'autres plaques plus petites complètent ce gigantesque puzzle, telles les plaques Caraïbes et Scotia dans l'océan Atlantique, ou Philippines, Cocos, Nazca dans l'océan Pacifique (Figure III.2).

La vitesse relative de déplacement de ces plaques n'est pas homogène : elle peut varier de **1,3 cm/an** (divergence plaque Afrique et Antarctique) jusqu'à **18,3 cm/an** (divergence plaque Nazca et Pacifique).

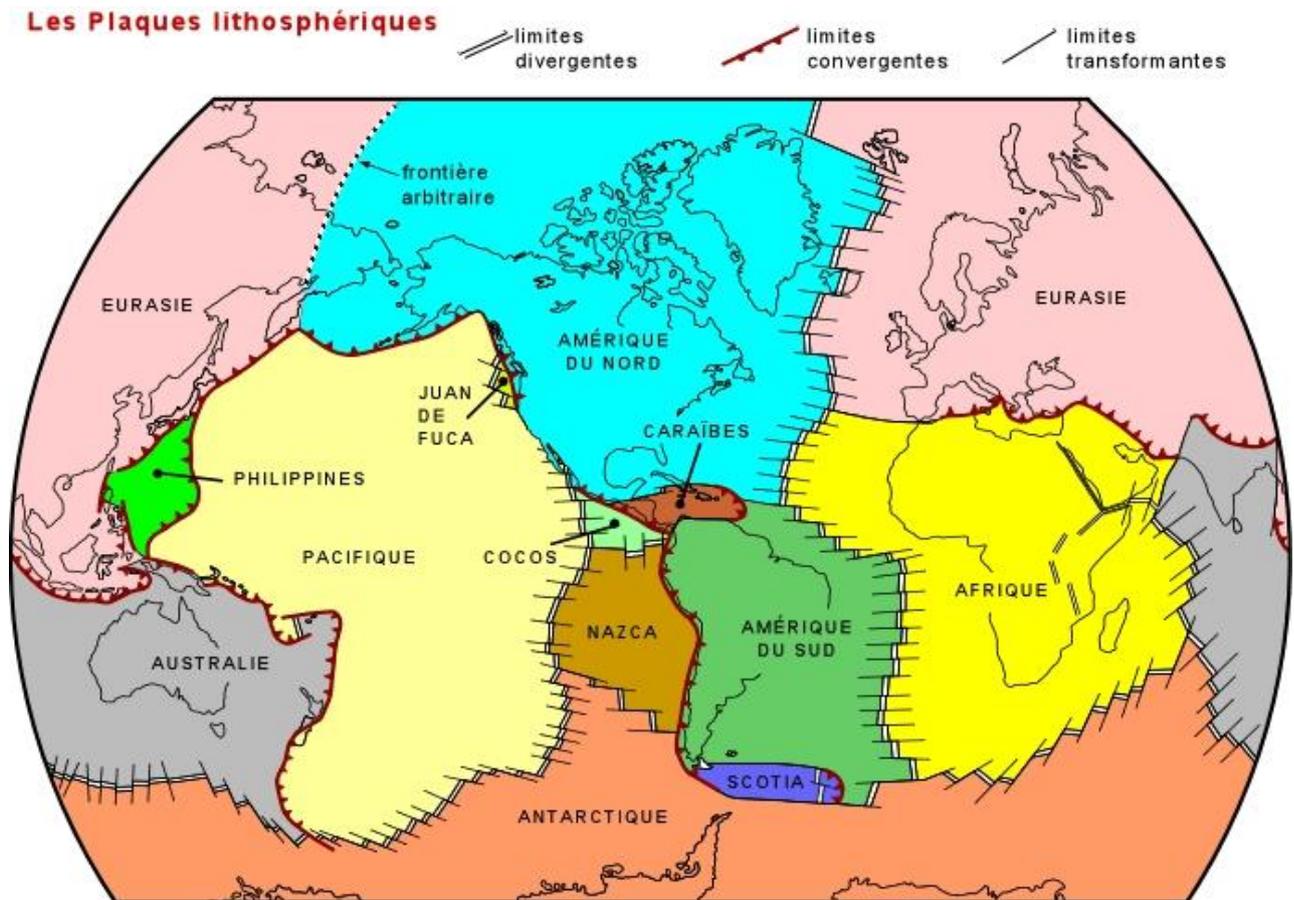


Figure III.3 : Distribution des principales plaques tectoniques, des rides océaniques et des Zones de subduction. D'après P.A. Canada.

3- Les mouvements inter-plaques

D'après la légende de la carte précédente, il existe trois mouvements de plaques bien distincts :

- mouvement divergent,
- mouvement convergent
- mouvement transformant.

Ces trois types de mouvements inter-plaques sont à l'origine de trois types de frontières de plaques :

- **Les frontières divergentes :**

Il existe un flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre, un flux causé par la désintégration radioactive de certains éléments chimiques dans le manteau et qui engendre des cellules de convection dans le manteau plastique (**asthénosphère**).

A cause de cette convection, il y a concentration de chaleur en une zone où le matériel chauffé se dilate, ce qui explique le soulèvement correspondant à la dorsale océanique.

La concentration de chaleur conduit à une fusion partielle du manteau qui produit du magma.

La convection produit, dans la partie rigide de l'enveloppe de la terre (**lithosphère**), des forces de tension qui font que deux plaques divergent; elle est le moteur du tapis roulant, entraînant la lithosphère océanique de part et d'autre de la dorsale. Entre ces deux plaques divergentes, la venue de magma crée de la nouvelle **croûte océanique**.

La **distension** provoque **un amincissement** à l'échelle de la croûte et **la création d'un rift** (par exemple le grand rift africain).

Si **cette distension se poursuit**, elle aboutira à la séparation de la plaque en deux parties et à **la création d'un océan**.

La dorsale médio-océanique sera alors le siège de la création d'une nouvelle croûte océanique par le volcanisme (par exemple dorsale Atlantique).

- **Les frontières convergentes :**

Si la surface de la terre est un espace fini, le fait que les plaques grandissent aux frontières divergentes implique qu'il faudra détruire de la lithosphère ailleurs pour maintenir constante la surface terrestre. Cette destruction se fait aux frontières convergentes

-Un premier type de collision résulte de la convergence entre deux plaques océaniques. Dans ce genre de collision, une des deux plaques (la plus dense, généralement la plus vieille) s'enfonce sous l'autre pour former une zone de subduction.

-Un second type de collision est le résultat de la convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale. Dans ce type de collision, la plaque océanique plus dense s'enfonce sous la plaque continentale.

A environ 100 km de profondeur le métamorphisme de la lithosphère dans l'asthénosphère provoque une libération d'eau et une hydratation du manteau de la couche sus-jacente. Le manteau hydraté va alors fondre partiellement et former du magma qui migre vers la surface.

Ces remontées de magma sont à l'origine de la création d'arcs insulaires (subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique) et de cordillères (subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale).

Il se produit au niveau d'une zone de subduction deux types de séismes : des séismes inter-plaques sont produits au contact entre la plaque plongeante et la plaque supérieure.

Des séismes « intra-plaques » se produisent au sein de la plaque plongeante, car celle-ci se déforme en s'enfonçant dans le manteau

Les foyers sismiques sont de plus en plus profonds sous la plaque chevauchante en s'éloignant de la fosse de subduction.

Ils s'alignent sur un plan incliné (le plan de Wadati-Benioff), dont l'angle peut varier selon la zone de subduction entre la verticale (subduction des îles Mariannes) et un angle très faible (plan de subduction proche de l'horizontale, comme sous certains secteurs de la Cordillère des Andes : Nord du Pérou, centre-nord du Chili).

La convergence peut ensuite évoluer en collision entre 2 plaques continentales et la formation d'une chaîne de montagne : c'est ce qui arrive quand l'ensemble de la croûte océanique a été subductée et que les deux plaques continentales convergent.

Comme la différence de densité n'est pas significative, on assiste à un affrontement entre les deux plaques, aucun ne pouvant prendre le dessus. On peut citer par exemple l'affrontement de la plaque indienne avec la plaque eurasienne (formation de l'Himalaya).

- **Les frontières transformantes :**

Les frontières transformantes correspondent à de grandes fractures qui affectent toute l'épaisseur de la lithosphère.

On utilise plus souvent le terme de failles transformantes. Elles se trouvent le plus souvent, mais pas exclusivement, dans la lithosphère océanique.

Ces failles permettent d'accommoder des différences dans les vitesses de déplacement ou même des mouvements opposés entre les plaques, ou de faire le relais entre des limites divergentes et convergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, de là leur nom de failles transformantes).

- **Les failles transformantes**

Ce sont des limites de plaque lithosphérique où il n'y a ni subduction ni création de lithosphère. Elles sont situées en bordure de plaques tectoniques et découpent les dorsales perpendiculairement. Les frontières près de ce type de faille sont géologiquement actives.

La faille de San Andreas en Californie est un bon exemple de cette situation, elle assure le relais du mouvement entre la limite divergente de la dorsale du Est-Pacifique, la limite convergente des plaques Juan de Fuca-Amérique du Nord et la limite divergente de la dorsale de Juan de Fuca.

Elle affecte à la fois la lithosphère océanique et la lithosphère continentale. Elle constitue la limite entre trois plaques: plaque de Juan de Fuca, plaque de l'Amérique du Nord et plaque du Pacifique.

II- Sismologie

Définition

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.

1- Sismicité de la planète

La répartition des séismes n'est pas uniforme à l'échelle du globe, des régions sont beaucoup plus exposées que d'autres.

La majorité des séismes se produisent à la limite entre les plaques tectoniques (séismes inter-plaques) de la terre : les points rouges de la figure suivante représentent les séismes des 5 dernières années au niveau mondial de magnitude supérieur à 4(**Figure III.4**).

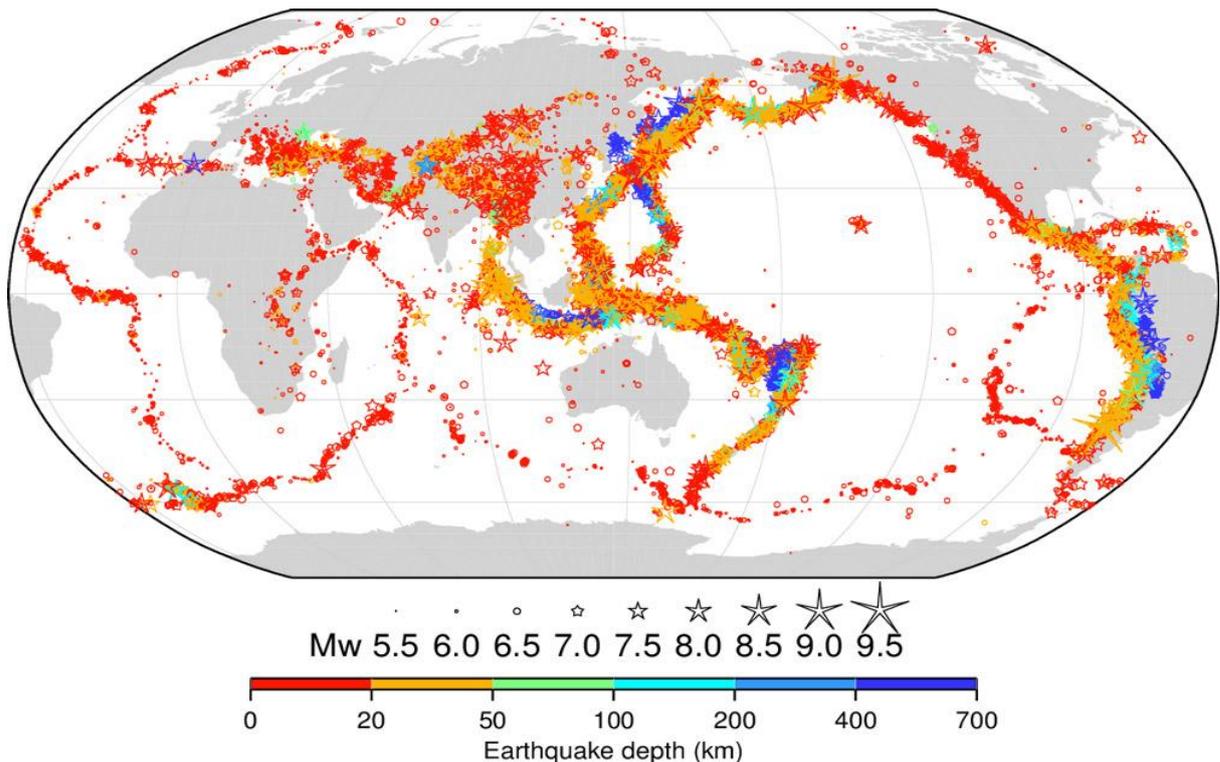


Figure III.4.: Carte de la sismicité mondiale issue du catalogue v5.0 de l'ISC-GEM, pour la période 1904-2014 et pour les séismes de magnitude supérieure à 5,5.

Les épicentres soulignent les limites de plaques lithosphériques se déplaçant les unes par rapport aux autres.

On observe effectivement une très forte concentration des séismes près des frontières des plaques : c'est au niveau de ces contacts que les contraintes occasionnées par les mouvements relatifs des plaques tectoniques sont les plus fortes, plus le mouvement relatif entre deux plaques est rapide, plus la sismicité est élevée. On parle de vitesse moyenne car le mouvement des plaques est le plus souvent discontinu.

Dans le monde les zones les plus actives sont situées en Asie (Japon, Chine, Indonésie, Himalaya), au Proche Orient (Turquie, Afghanistan), en Afrique du Nord (Algérie, Maroc), en Amérique (Chili, Mexique, Etats-Unis) et dans les Caraïbes (Antilles).

Il existe aussi des séismes intra-plaque qui se déroulent dans la partie supérieure de la croûte terrestre et se divisent en deux catégories : un champ de contraintes régional et un autre local, chacun de ces champs pouvant être à l'origine d'un séisme.

- Dans le premier cas, les contraintes globales de la plaque sont formées sur toute sa surface et l'énergie totale accumulée se libère dans des failles préexistantes comme celles résultant de la dislocation de Pangée.

- Dans le cas du champ de contrainte local, l'énergie se concentre en un point donné et s'y libère.

1-Les principales caractéristiques d'un séisme

Le lieu de la rupture des roches en profondeur se nomme le foyer sismique ou hypocentre, et peut se trouver entre la surface et jusqu'à sept cents kilomètres de profondeur (limite du manteau supérieur) pour les événements les plus profonds. La projection du foyer à la surface est l'épicentre du séisme.

2-Les types de séismes

Un tremblement de terre est une secousse plus ou moins violente du sol qui peut avoir plusieurs origines dont les deux principaux sont :

- **rupture d'une faille** ou d'un segment de faille (**séismes tectoniques**)
- **intrusion et dégazage** d'un magma (**séismes volcaniques**).

3-Séismes tectoniques

Les séismes tectoniques sont de loin les plus fréquents et dévastateurs. Une grande partie des séismes tectoniques a lieu aux limites des plaques, où se produit un glissement entre deux milieux rocheux. Une autre partie a lieu sur le long d'un plan de fragilité existant ou néoformé.

Ce glissement, localisé sur une ou plusieurs failles, est bloqué durant les périodes intersismiques (entre les séismes), et l'énergie s'accumule par la déformation élastique des roches.

Lorsque l'accumulation de contraintes est suffisamment élevée et que la limite de déformation est atteinte, on assiste à une rupture brutale de la lithosphère, ainsi le glissement et l'énergie sont relâchés lors du séisme (Pomerol et al. 2011).

Le relâchement de l'énergie accumulée ne se fait généralement pas en une seule secousse, et il peut se produire plusieurs réajustements avant de retrouver une configuration stable.

Ainsi, on constate des répliques à la suite de la secousse principale d'un séisme, d'amplitude décroissante, et sur une durée allant de quelques minutes à plus d'un an.

Ces secousses secondaires sont parfois plus dévastatrices que la secousse principale, quelle que soit sa magnitude.

- **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 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 (**Figure III.5**);

- **Faille normale** : accompagne une extension ; le compartiment au-dessus de la faille ("toit") descend par rapport au compartiment situé en dessous de la faille ("mur"). Même dans le cas d'un mouvement divergent, la faille ne s'ouvre pas : les deux blocs restent constamment en contact. En effet, si il y avait une ouverture de la faille, il n'y aurait pas de friction, et donc pas de séismes.
- **Faille inverse** : accompagne un mouvement convergent. le compartiment au-dessus de la faille ("toit") monte par rapport au compartiment situé en dessous de la faille ("mur").
- **Faille décrochante** : accompagne un mouvement de coulissage essentiellement horizontal; les décrochements purs (faille verticale et déplacement horizontal) nes'accompagnent d'aucun mouvement vertical.

Dans les zones de subduction, les séismes représentent en nombre la moitié de ceux qui sont destructeurs sur la Terre, et dissipent 75 % de l'énergie sismique de la planète.

C'est le seul endroit où on trouve des séismes profonds (de 300 à 645 kilomètres). Au niveau des dorsales médio-océaniques, les séismes ont des foyers superficiels (0 à 10 kilomètres), et correspondent à 5 % de l'énergie sismique totale.

De même, au niveau des grandes failles de décrochement, ont lieu des séismes ayant des foyers de profondeur intermédiaire (de 0 à 20 kilomètres en moyenne) qui correspondent à 15% de l'énergie.

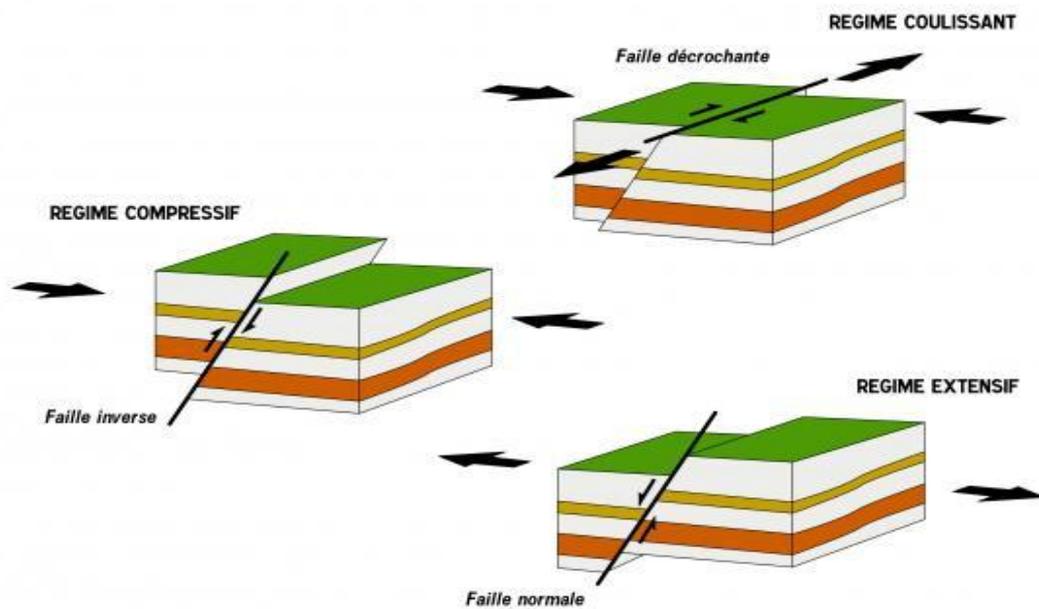


Figure III.5: Mouvement de faille normale (extension), faille inverse (compression) et faille décrochant.

b) Séisme volcanique

Les séismes qui sont associés à l'activité volcanique sont classés en plusieurs types suivant leur origine. Cette classification est spécifique des enregistrements sismologiques obtenus dans les différents observatoires et diffère selon la localisation géographique des foyers et la nature des ondes sismiques observées.

III. CLASSIFICATION DE MINAKAMI

MINAKAMI (1960) a distingué les séismes volcaniques suivants:

- 1. Type A** : Séismes volcano-tectoniques. Ils sont isolés et plus ou moins fréquents; leurs foyers sont à une profondeur de 1 à 10 km, quelquefois jusqu'à 20 km, rarement entre 30 et 60 km, sous un volcan ou à proximité. Ils précèdent de quelques jours les éruptions. Leurs enregistrements montrent des phases P et S bien distinctes.
- 2. Type B** : essaims de séismes volcaniques. Ce sont de nombreux séismes successifs dont les foyers à faible profondeur (0,1-1 km) autour du cratère. Ils devancent de peu une éruption (quelques heures). A cause de leur origine très superficielle, sur les sismogrammes obtenus à plus d'un km des foyers les phases P et S ne sont pas nettes.

3. Type C : séismes d'explosion. Ils sont associés à l'activité volcanique avec leurs foyers situés juste sous le fond du cratère.

Ces trois types de séismes volcaniques sont surtout caractéristiques des volcans andésitiques qui ont généralement une activité explosive.

IV. Les microséismes volcaniques (volcanic tremors)

Ce sont des vibrations du sol continues de plus ou moins longue durée, engendrées par des processus magmatiques.

C'est une « agitation micro-sismique » assez semblable aux microséismes d'origine marine (vagues), atmosphérique ou industrielle provoquée par une effervescence du magma en fusion. En général, ces microséismes volcaniques sont plus souvent observés dans les volcans basaltiques (laves plus fluides) que dans les volcans andésitiques.

Par exemple, à l'observatoire volcanologique d'Hawaï, ces microséismes sont très fréquents. La période de ces microséismes volcaniques est liée à la viscosité (et la température) des magmas.

1. Grandeurs des séismes

- **Intensité**

La violence, ou « intensité » de la secousse provoquée par un séisme est déterminée par les conditions dans lesquelles la secousse a été ressentie par la population, par l'importance des dégâts causés aux constructions, par la nature de toute déformation visible sur la surface de la terre.

Plusieurs échelles d'intensité différentes ont été proposées et ont subi de nombreux remaniements, la plus importante ayant été faite par MERCALLI en 1902.

Afin de différencier avec plus de précision les intensités sismiques, il proposa une échelle à douze divisions qui, légèrement améliorée par la suite, fut adoptée comme base de l'échelle internationale d'intensité.

- **Echelle de MERCALLI**

Degrés I : Seulement enregistré par les instruments sensibles.

Degrés II : très faible ; Peu d'observateur au repos le remarquent

Degrés III : Faible ; Ressenti par un petit nombre d'habitants.

Degrés IV: Médiocre ; Ressenti en général à l'intérieur des maisons, mais par un petit nombre de personnes. Légères oscillations d'objets, quelques dormeurs se réveillent.

Degrés V : Assez fort ; Il est parfaitement ressenti en plein air. Oscillation comme à bord d'un bateau. Les objets suspendus entrent en oscillation. Quelques balanciers de pendules s'arrêtent. Réveil général des dormeurs.

Degrés VI : Fort ; Provoque la panique. Objets et meubles lourds sont déplacés, les plafonds tombent.

Degrés VII : Très fort ; De sérieux dégâts peuvent se produire, les eaux sont troublées. Dans les puits, le niveau de l'eau change.

Degrés VIII : Ruineux ; Des objets sont transportés à une distance importante, les statues sont renversés. Eroulement partiel de cheminées d'usines ou de cloches.

Degrés IX : Désastreux ; Des maisons peuvent s'écrouler. Destruction partielle ou totale d'édifices bien construits.

Degrés X : Très désastreux ; Des barrages s'écroulent, les tuyaux d'alimentation (eau, gaz) sont coupés. Les rails de chemin de fer sont tordus. Des mamelons se produisent sur les routes, ainsi que des fissures dans les terrains meubles.

Degrés XI : Catastrophique ; De même les ponts les plus solides sont détruits, les rails complètement tordus. De grand éboulement se produisent.

Degrés XII : Cataclysmes ; Rien ne subsiste des œuvres humaines. La géologie est modifiée. Ce degré n'a pas été observé.

- **Tsunami**

Tsunami et raz de marée: catastrophe consécutive à un séisme. Le tsunami (nom tiré du japonais) engendre un phénomène particulièrement destructeur consécutif à un mouvement du fond sous-marin généré par un séisme, une éruption volcanique ou un glissement de terrain.

Il est en quelque sorte sournois parce qu'il peut survenir plusieurs heures après l'événement..

Ce schéma (**Figure III.6**) illustre la nature d'un tsunami engendré par un soulèvement du fond marin causé par un séisme.

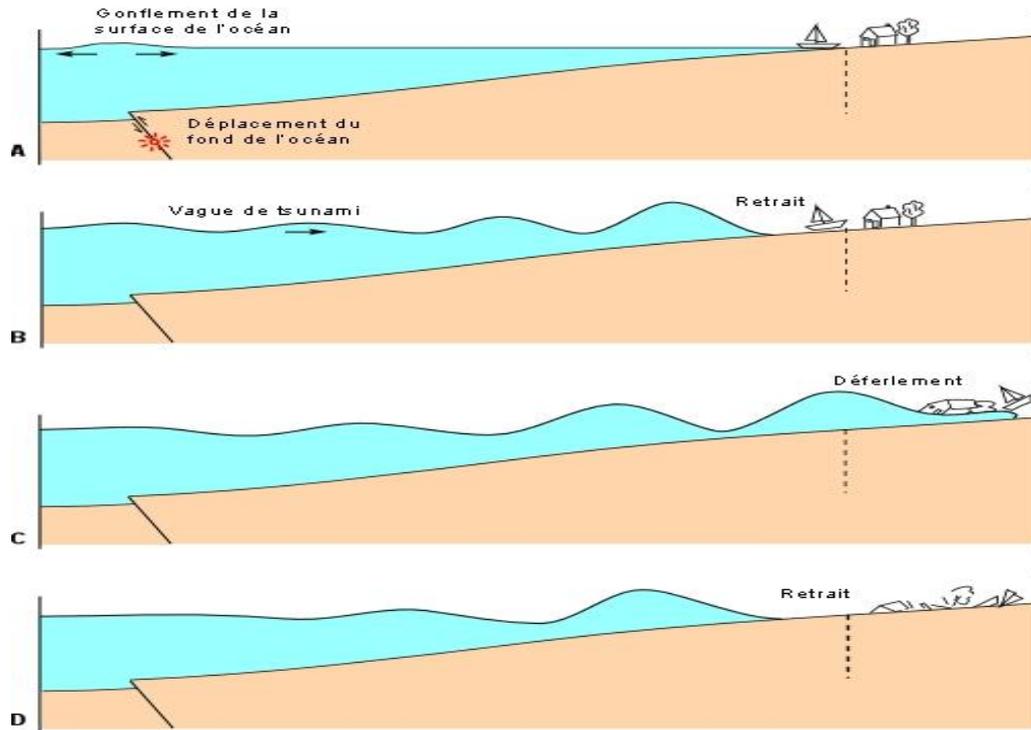


Figure III.6 : Développement d'un Tsunami

Conclusion :

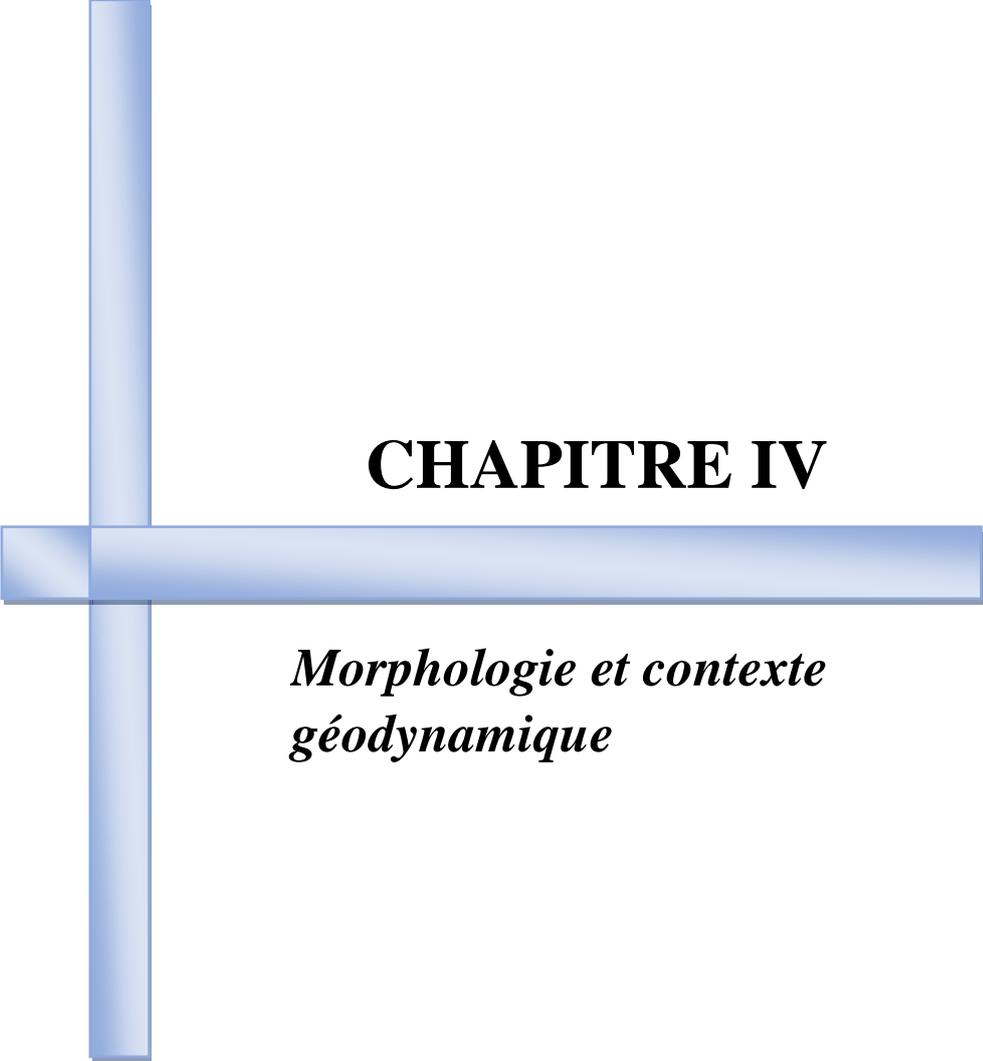
Les tremblements de terre font partie des phénomènes naturels les plus impressionnants (mouvements des plaques tectoniques). Il n'est donc pas surprenant qu'ils soient parfois soupçonnés d'être en mesure de déclencher des éruptions volcaniques.

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.



CHAPITRE IV

*Morphologie et contexte
géodynamique*

Introduction

Comme nous l'avons vu, la Terre est une des rares planètes du système solaire où l'eau peut exister en surface sous ses trois phases solide, gazeuse et à l'état liquide. Les océans représentent un réservoir de 1,3 milliard de km³. Les fonds marins participent à l'émergence des îles océaniques. Chaque année 20 km³ de la croûte océanique sont ainsi constitués le long des 53700 km de dorsales qui parcourent le globe au fond

Bien que le volcanisme en bordure de plaque lithosphérique soit bien expliqué par la tectonique des plaques (subduction, accréation etc.), une partie du volcanisme se situe au milieu de plaques lithosphérique (continentales ou océaniques) et parfois très éloigné de leurs bordures.

L'origine de ces processus mantelliques intra-plaques font l'objet de nombreux débats intenses et le nombre de points chauds fluctuant d'un auteur à un autre en témoigne.

I. La Géomorphologie du volcan sous marin

1. Les formes de volcans

Chaque volcan a son propre conte, et la différence réside dans le type d'éruption et le type de lave qu'ils émettent. Et chaque conte donne naissance à une silhouette différente. Distinguons en particulier :

a) Stratovolcan

Un stratovolcan ou volcan composite, sur les 1500 volcans actifs dans le monde 699 sont stratovolcans. Il est constitué de nombreuses couches (strates) de lave durcie et téphras. Contrairement aux volcans boucliers, les stratovolcans sont caractérisés par une forme généralement conique et un profil escarpé, et des flans convexes, avec des pentes (10° à 35°) et les altitudes sont relativement importantes. Ils présentent des cônes adventifs qui apparaissent sur les flancs du cône principale résultent de la sortie latérale du magma. Ces édifices volcaniques ont été constitués par une succession d'éruptions explosives (des couches pyroclastiques) et d'éruptions effusives (coulées de laves).

Ils sont communs dans les zones de subduction (**figure IV.1**), formant des chaînes et des amas le long des frontières tectoniques des plaques où la croûte océanique est tirées sous la croûte continentale ou d'une autre plaque océanique.

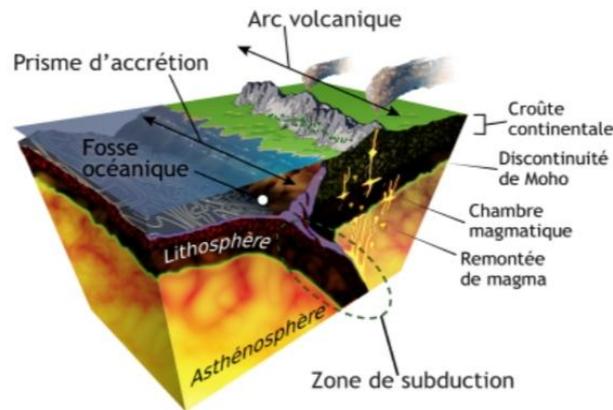


Figure IV.1 : coupe transversale de la zone de subduction et des stratovolcans associés

b) Volcan faille

L'Islande est généralement, elle est associée à une ouverture linéaire ou aux soi-disant grandes fractures dans la croûte terrestre ou l'océan, par lesquelles la lave s'échappe

c) Volcan bouclier

C'est un volcan caractérisé par des éruptions effusives produisant des coulées de lave fluide donné un diamètre très supérieur à la hauteur. Sa forme de cône relativement plate évoque celle d'un bouclier posé sur le sol. Il comporte en général, à son sommet, un large cratère volcanique (contenant parfois un lac de lave).

Le plus grand volcan bouclier sur la planète terre, d'après les données disponibles en 2013 est un volcan sous-marin, récemment découvert à l'est du Japon, dans l'Océan pacifique, dans une chaîne de montagnes sous-marines dite « Shatsky Rise » (un plateau océanique rocheux long d'environ 900 km), le volcan massif endormi dit « Tamu ». Il serait apparu il y a 145 millions d'années et mesure 3,5 km de hauteur (fond marin dans cette zone approximativement de -6400 m, sommet à environ 2 000 m sous la surface de l'océan) avec des racines plongeant dans le magma à environ 30 km de profondeur dans la croûte terrestre.

C.1. Les principaux types de volcans boucliers

A. Les volcans boucliers de type « Islandais »

Située sur une zone d'accrétion, l'Islande est très active d'un point de vue volcanique. Effectivement, sa situation géologique particulière, à la fois sur la dorsale médio-atlantique et sur un point chaud, fait que l'île subit chaque siècle 20 à 25 **éruptions**, avec pas moins de 200 volcans.

Concernant les types de volcanisme que l'on trouve sur place, ils sont multiples avec des stratovolcans, des failles éruptives, monogéniques, des volcans boucliers, en plateau ou sous-glaciaires. Même si la plupart des volcans sont de type rouge d'éruption effusive et aussi des spécimens qui provoquent **des éruptions** pyroclastique. La majorité des éruptions islandaises sont donc magmatiques mafiques, en représentant environ 91% du nombre total d'éruption et du volume de matières émises.

La particularité du volcanisme islandais est qu'il est structuré selon un système volcano-tectonique particulier qui est assez rare dans le monde. Effectivement, il n'y a pas un volcan, mais en fait des fissures volcaniques (dykes) avec un cratère central.

L'Islande ne dispose donc pas toujours de volcan, mais parfois seulement de failles volcaniques. Cependant, ces dernières peuvent avoir d'impressionnantes éruptions qui peuvent durer des années.

B. Les volcans boucliers de type « Galapagos »

Galapagos est **un volcan** bouclier constitué des édifices beaucoup plus volumineux pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres de hauteur depuis leur base **sous-marine**.

Leur pente, pour la partie émergée, est plus importante pouvant dépasser 15°, voire localement atteindre 30° à 35°.

Ces volcans 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 caldera centrale.

C. Les volcans boucliers de type « Hawaïen »

Les volcans d'Hawaï sont typiquement des volcans boucliers avec des laves très fluides. Une première phase de volcanisme alcalin précède le volcanisme principal qui est de nature tholéiitique. Celui-ci représente 95% du volume éruptif total et ne durerait que 200 000 ans environ selon différents auteurs.

On retrouve des laves alcalines au cours de la troisième phase, puis des laves plus différenciées à la fin. L'activité totale d'un volcan est de 1 à 2 millions d'années, parfois plus. C'est Wilson 1963 qui donna le nom de point chaud à ces formations volcaniques.

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

C.2. Modèles d'évolution des volcans boucliers océaniques et liens avec l'instabilité

Les caractéristiques de la lithosphère (épaisseur, âge, composition, rhéologie, vitesse de déplacement) influencent aussi directement sur l'évolution des volcans boucliers océaniques, de concert avec la productivité magmatique et les processus exogènes (**figure IV.2**). Le premier modèle d'évolution d'un volcan bouclier océanique a été développé par Stearns (1946) à partir de l'exemple des îles Hawaï. Le modèle a été révisé notamment par Clague et Sherrod (2014) qui distinguent des stades d'évolution suivante (**figure IV.3**) :

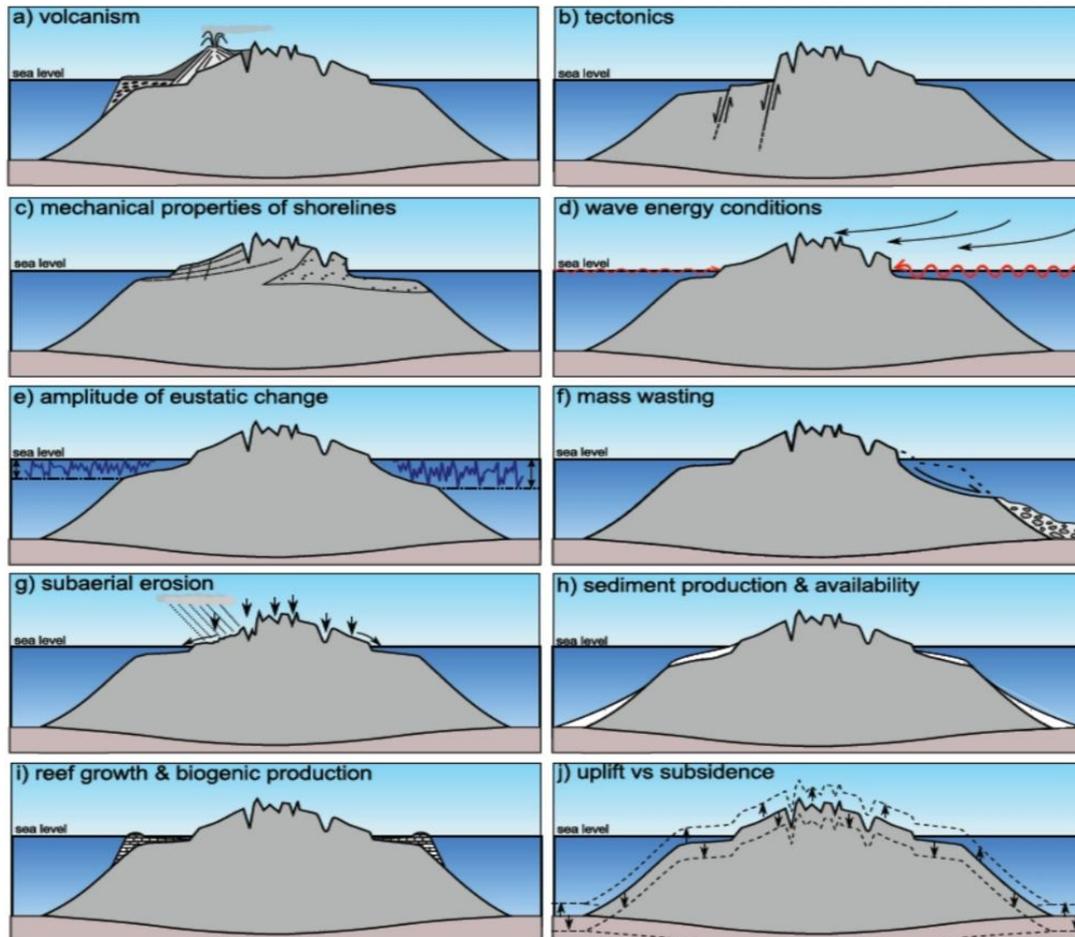


Figure IV.2 : Schémas des facteurs contrôlant l'évolution morphologique d'une île volcanique.

• Le stade initial

Le stade initial représente la croissance sous-marine de l'édifice et s'étale sur 100 à 250 ka à Hawaï (Frey et al, 1990 ; Guillou et al, 1997). Les laves émises sont des basaltes alcalins. Dans le cas d'Hawaï, le passage à des laves tholéitiques et des taux de production plus élevés marquent la transition vers le stade dit « bouclier », qui couvre l'essentiel des phases de construction de l'édifice.

En suite, ce stade émet sous une importante tranche d'eau avec une forte pression, à grande profondeur, la dynamique des émissions et la morphologie des coulées sont conditionnées par l'effet de trempe superficielle subi par le magma émis dans l'eau, et par l'effet limitatif de la pression à l'expansion des gaz dissous.

L'expansion rapide de la vapeur, l'exsolution des gaz magmatiques formée au contact eau magma ou par ingestion d'eau dans les écoulements magmatiques, sont à l'origine de violentes explosions.

De plus, les manifestations volcaniques se font plus explosives et sont associés à des niveaux de hyaloclastites et de brèches d'explosion, ainsi formés sont associés à leur propres produits de remaniement, transportés jusqu'à la base du volcan.

Le soubassement des grands volcans boucliers océaniques sont constitués de laves denses en coussins « Pillow-Lavas » ou de l'accumulation de fragments de coussins, avec du coulée de type « pahoehoe » sont également fréquentes. Leur formation résulterait essentiellement de l'effet de contraction associé au refroidissement brutal du magma.

- **Le stade bouclier**

Ce stade débute alors même que l'activité sous-marine n'est pas terminée. Durant cette période, les rifts-zones et calderas marquent les principales contraintes structurales de l'édifice. L'activité intense est due à la proximité du panache mantellique.

Les zones superficielles de stockage (1-7 km) du stade bouclier ne sont plus présentes, laissant seulement de petits réservoirs profonds (20-30 km). Ainsi, il est suivi d'une période de repos et le stade de régénérescence d'une brève activité volcanique tardive. Avec un taux de production magmatique est élevé : 0.1 km³ par an pour le Kilauea (Dzurisin, 1984) 0,01 km³ par an pour le Piton de la Fournaise.

Les éruptions magmatiques de ce stade sont intercratériques. L'essentiel de ses éruptions sont effusives (plus de 99%), caractérisée par la mise en place de coulées de type « aa » et « pahoehoe ». Il peut également se produire des éruptions explosives, phréatiques ou phréatomagmatiques notamment en zone sommitale du volcan.

La croissance de l'édifice au cours du stade bouclier est également ponctuée par des phénomènes d'instabilités telles que les effondrements verticaux à l'origine de la formation de calderas sommitales ou de pit cratères.

- **Le stade de déclin**

Le ralentissement de la production magmatique de stade déclin ou « post-bouclier » se traduit par des laves plus différenciées (Hawaïtes, Mugéarites, ...). Cette différenciation magmatique associée à la diminution de l'alimentation profonde et de l'activité éruptive du volcanique, et une évolution des réservoirs vers des systèmes clos.

En suite, la baisse de fréquence des éruptions et du taux de production magmatique du volcan qui devenir inférieure aux taux d'érosion se traduit par un retour à des laves plus alcalines. Dans le passage entre les deux stades (stade tholéitique au stade alcalin) marquent une phase de calme éruptif.

Les éruptions deviennent plus explosives « strombolien » (éruptions à nuées ardentes associées au développement de cumulo-dômes et dômes coulées, éruptions pliniennes) à cause de l'augmentation du magma riche en gaz et la viscosité, avec la différenciation. Ils peuvent générer d'important écoulement de scories et de pyroclastites (Mauna Kéa à Hawaï, La Grille en Grande Comores à Galapagos).

- **Le stade d'érosion**

Le « stade d'érosion » reflète (Chlague et al, 2014) l'apparition d'un récif frangeant la cessation de l'activité volcanique et de l'érosion pouvant donner naissance à des canyons, des effondrements et des mégastunamis. Il a été démontré par Paris (2002) que les transferts sédimentaires (instabilité, érosion) sont en fait d'autant plus importants que la croissance de l'édifice est rapide.

Ainsi, les magmas émis sont alors fortement alcalins, sous-saturés en silice (basanites, téphrites, phonolites), ou à hypersthène normatif. Des laves sursaturées en silice caractérisent les dernières émissions de Mayotte. Le taux de subsidence est supérieur à la vitesse de croissance récifal.

Les phases d'intrusions magmatiques répétées peuvent même entraîner un soulèvement de l'île (ex : la Palma aux Canaries) et ainsi accélérer les processus d'érosion. Le ralentissement de la production magmatique permet simplement aux formes d'érosion de se développer sans être fossilisées par l'ajout de nouveaux produits éruptifs.

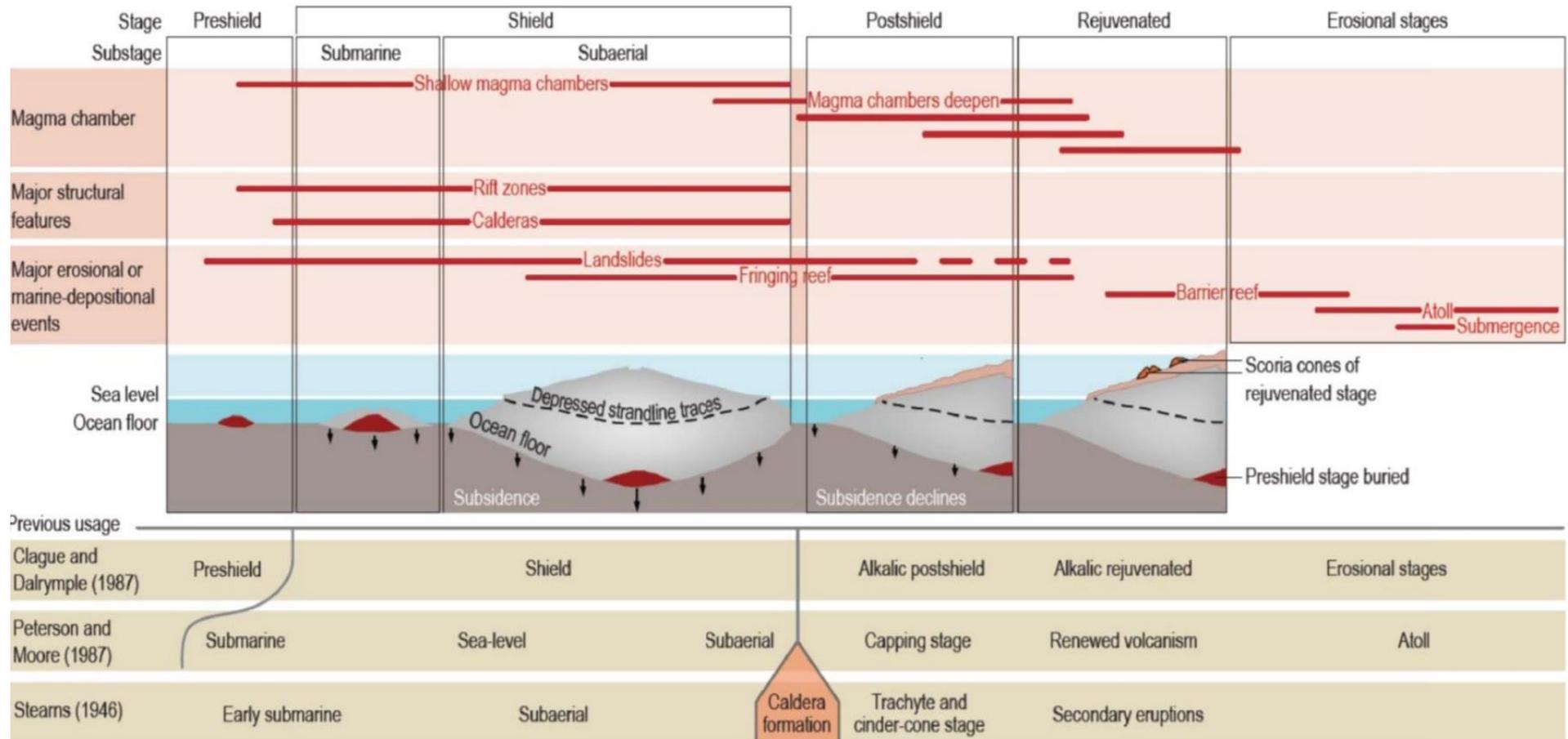


Figure IV.3 : Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques d'Hawaï proposé par Clague et Sherrod (2014). Les flèches matérialisent la subsidence mécanique imposée par la construction de l'édifice mécanique sur une lithosphère élastique.

C.3. Evidences de déstabilisations massives de flancs des volcans boucliers

Le volcanisme se manifeste par la construction d'édifices de taille et de morphologie très diverses qui subissent différentes phases de construction et de destruction, avec parfois des déstabilisations rapides voire instantanées. Malgré une dynamique rarement explosive et des pentes relativement faibles, les volcans boucliers n'échappent pas à cette règle.

Les déstabilisations massives de flancs boucliers océaniques impliquent des volumes de plusieurs dizaines voire centaines de km³, dépassant largement Ritter Island et ses 5 km³. On comprend dès lors l'enjeu potentiel en termes de risque (tsunami) que peuvent susciter ces déstabilisations géantes. Cependant, l'absence d'évènement historique faisant office de référence limite notre connaissance au prisme des observations géologiques.

2. Les divers aspects du volcanisme sous marin

Les grandes lignes des dorsales océaniques sont définies leur morphologies et la structure, parce que la couverture bathymétrique de océans étant limitée, il est difficile de faire une classification objective.

2.1. Les plateaux et rides volcanique

Un plateau volcanique ou un plateau **sous-marin** (océanique), est une vaste région (superficie supérieur à 200 000 km²) de croûte océanique anormalement épaisse 38 km haut en moyenne de 2000 à 3000 m au dessus du plancher océanique. Ces plateaux basaltiques représentent l'expression purement océanique des Grandes Provinces magmatiques d'activité volcanique. C'expression continentale correspond aux trapps.

Les plateaux volcaniques dans le pacifique Ouest et le Pacifique Est (Hess Rise, Shatsky Rise, Colombia, Mahiniki Plateau) prennent un volume totale de l'ordre e 100 millions de km² peuvent être comparés en beaucoup plus important, aux grands épanchements basaltiques continentales.

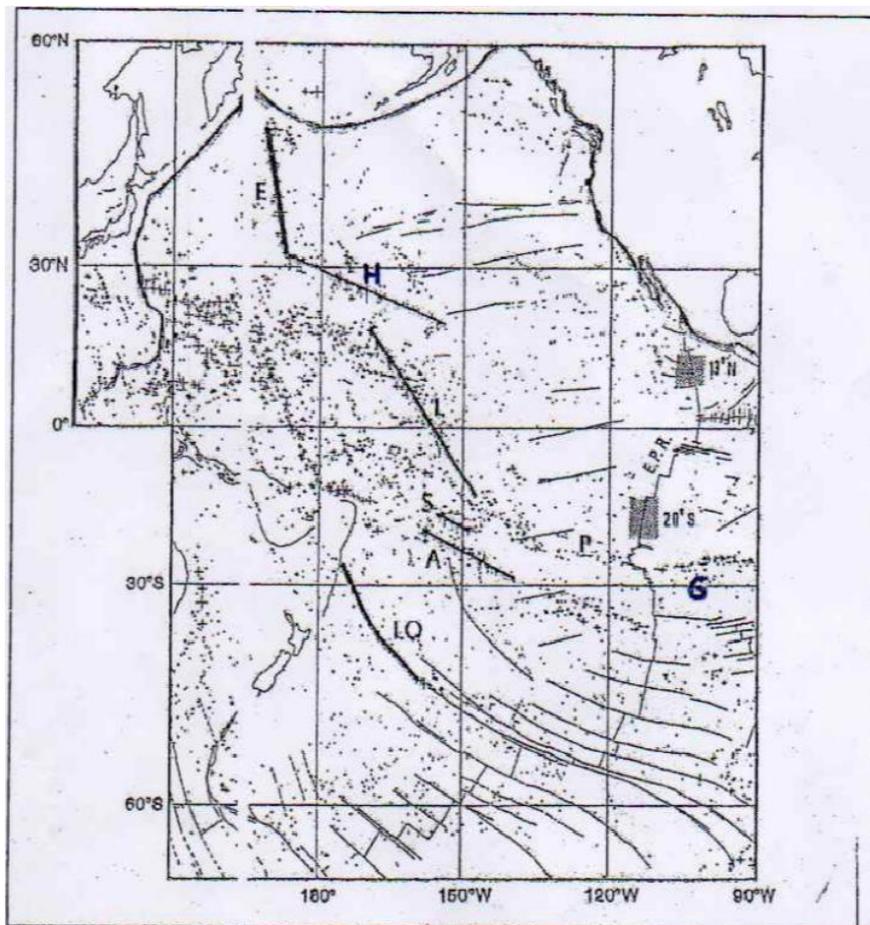
Le plateau Manihiki de Pacifique Sud-Ouest (3°S à 6°S et de 159°W à 169°W couvrant 770 000 km²) à été formé par l'activité volcanique il y a 125 millions d'année au milieu

Crétacé à une limite de plaque à triple jonction appelée la triple jonction de Tangareva. La formation du plateau est liée au volcanisme intense du Crétacé inférieur et aux sauts de dorsale médio-océanique. Un point chaud et plusieurs sources mantelliques ont été impliqués dans la formation de la grande province ignée de Manihiki.

2.2. Les grands alignements d'édifices volcaniques

Parmi les alignements volcaniques connus à la surface de la Terre, l'archipel du Pacifique est celui qui reflète bien l'activité volcanique avec le type de « point chaud ».

Les alignements volcaniques (**carte IV.1**) sont formés par l'association de nombreux centres volcaniques distincts, alignés selon une ou plusieurs directions préférentielles liées aux mouvements des plaques lithosphériques. Ces ondulations peuvent être aux frontières de son ouverture et à la séparation de deux plaques circonférentielles et sont associées à des points chauds.



Carte IV.1 : Distribution des volcans sous-marins du Pacifique d'après les données d'altimétrie satellitaire SEASAT (Craig et Sandwell, 1988).*

Les principaux alignements de volcans et rides asismiques sont représentés : A : Australe, E : Eupereur, G : Saany Gomez, H : Hwaii, L : Ligne, LO : Louisville, P : Pitcairn, S : Société, ainsi que les domaines hors axes (13°N et 20°S) le long de la Ride Est Pacifique (EPR).

2.3. Les volcans sous-marins isolés et groupés

Les montagnes et les volcans sous-marins, isolés ou regroupés sans alignement apparent, constituent de par leur nombre et le volume magmatique qu'ils représentent un élément essentiel de l'histoire de la plaque Pacifique.

Ils sont situés dans le niveau des dorsales océaniques et le domaine intra-plaque. Rien ne laisse supposer que les édifices d'un même groupe aient une origine commune. Le taux de formation de ces volcans décroît avec l'âge de la croûte, à cause de la diminution de la production magmatique à mesure que l'on s'éloigne de l'axe d'accrétion.

2.4. Les volcans des zones de fracture

Par le terme plus général de zone de fracture on entend l'ensemble de l'expression morphologique liée à ce type de failles, comprenant le segment transformant entre les deux segments de dorsale décalés (partie souvent appelée faille transformante ou faille transformante ride-ride), et la partie fossile de la faille de part et d'autre de l'axe d'accrétion (appelés parfois extension aséismique et/ou cisaillement tectonique) ceci peut entraîner la création d'édifices volcaniques ponctuels.

Il y a des zones transformantes induites par l'activité de rides obliques, sont autant de zones privilégiées pour l'apparition d'une activité volcanique. Il est intéressant à noter que sur la ride médio-Atlantique entre la zone de fracture St Paul (1°N) et la zone de fracture Charlie Gibbs (52°N) toutes les grandes failles transformantes sont senestres, à l'exception de trois décalages mineurs des zones de fracture Chayes, Océanographe et Atlantis (le décalage total dextre que représentent ces trois failles n'excède pas 400km).

II. Les volcans sous-marins et leur morphologie

1. La morphologie des appareils et structure de la croûte océanique

Les deux types de discontinuités prédéfinissent des orientations préférentielles de contraintes mécaniques au niveau de la plaque Pacifique. La seconde grande discontinuité est générée par le fonctionnement discontinu de la ride. Ceci provoque des contraintes entraînant une fracturation perpendiculaire à l'axe médian, dont les témoins les plus remarquables sont les grandes zones de fracture du Pacifique.

Le volcanisme sous marin a la particularité de figer les laves rapidement, et donc de fixer dans le temps les caractères morphologiques des événements, tels que les orientations des fissures.

L'effet de trempes thermique sur la **morphologie** des coulées dépend principalement du volume de lave émis :

- L'émission de volume modérés de lave entraîne invariablement la formation de lave en coussins, ou « *pillow lava* », à une morphologie remarquablement variée, le plus souvent tubulaire, mais jamais planaire.
- L'émission de volume très important mène à la formation de corps effusifs à morphologie essentiellement planaire : lac de lave, coulées fluides.

2. Caldeira sous-marine et VMS

De très nombreux édifices volcaniques sous-marins ont été identifiés. Les structures caldériques sont associées à la mise en place de VMS (Volcanogenic Massive Sulfides), la **figure IV.4** présente un schéma conceptuel mettant en évidence l'évolution d'un édifice caldériques sous-marin et son cortège de manifestations hydrothermales :

- a) Effondrement asymétrique de la caldeira après qu'il y ait contact avec de l'eau de mer par fracturation en limite de système ;
- b) Infiltration d'eau de mer, circulations hydrothermales intenses, précipitation de minéraux. Effondrement chaotique de la calderia ;
- c) Résurgence caldérique, mise en place d'un dome de lave et intense activité hydrothermale associée. Dépôts de VMS (or, cuivre, zinc).

Les VMS, (Volcanogenic Massive Sulfides- VMS, sulfures massifs, ou gisements exhalatifs sulfurés) proviennent de minéralisations primaires, ou syngénétiques (formées en même temps que les roches-hôtes), piégées à l'intérieur d'une couche donnée (stratabound).

Les VMS sont composées principalement de sulfures (> 40 % de la masse). Ils se sont formés sur, ou à proximité, du fond de l'océan par l'activité hydrothermale induite par le magmatisme. Ils proviennent d'une activité hydrothermale de type fumeur noir. Ils sont riches en métaux tels que Fe et Mn, mais aussi Cu, Zn, Pb, plus rarement Au et Ag, essentiellement sous forme de sulfures de ces métaux : pyrrhotite et pyrite (sulfures de fer) ; chalcopryrite (Cu), galène (Pb), sphalérite (Zn), etc. Ces édifices présentent un intérêt économique certain.

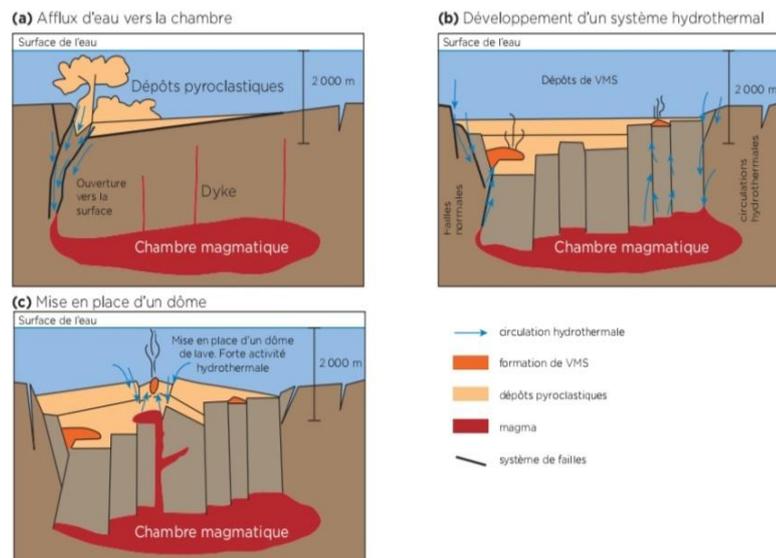


Figure IV.4 : Schéma conceptuel d'une activité caldérique sous-marine et dépôts de VMS associé.

3. Volcans hors axe

Grace aux campagnes bathymétriques, aux campagnes acoustiques et à l'analyse satellitaire, on a découvert récemment l'existence de très nombreux édifices volcaniques au fond des océans. La plaque pacifique, la plus étudiée, a révélé l'existence de 300 000 édifices volcaniques d'au moins 500 m de hauteur. Il y en aurait entre 1 et 1,5 million de tailles inférieures. La grande majorité de ces volcans n'est pas localisée directement sur la dorsale, mais en parallèle entre 1 et 20 kilomètres de l'axe. Ce sont les volcans hors axe, par référence à l'axe de la dorsale.

Ces objets sous-marins particuliers sont interprétés comme le reflet d'un surplus de production magmatique d'une dorsale. Un volcanisme en excès, provenant de l'activité de la

dorsale où un très faible volume de magma (<1%) ne s'épancherait pas et resterait localisé sous la croûte océanique fraîchement créée (sous-placage magmatique).

Ce réservoir magmatique particulier profiterait de zones de faiblesse de la jeune croûte pour s'écouler. Ce phénomène ne peut cependant se produire que de part et d'autre de la dorsale, dans les zones fracturées, et pendant un temps relativement court, avant de ne cristalliser lui-même. Ceci explique qu'il ne se produise que sur une distance relativement courte (< 20 km) de part et d'autre de l'axe et pendant un temps relativement bref (< 10 Ma). Ce sont des objets de tailles modestes, qui se forment dans une bande étroite autour de l'axe de la dorsale et qui occupent, à terme tout le plancher océanique.

4. La structure interne des édifices intra-plaques

Les différents d'édification **des volcans** intra-plaques immergés montrent qu'ils ont exclusivement été construits par une succession d'événements volcaniques de type effusif.

La structure interne des édifices de grande dimension est en fait représentée par un empilement de cônes volcaniques faits de pillow-lavas et d'intrusions (dykes). ceci implique que l'ensemble de la structure est particulièrement stable.

A moins de 500m de profondeur **les éruptions** de type explosif se manifestent. La structure de l'édifice évolue alors rapidement, les formations laviques sont remplacées progressivement par des brèches d'origine explosive, des cendres, et des intrusions magmatiques. Ce nouveau type de formation volcanique est beaucoup moins stable que celui constituant la partie inférieure du volcan. Elles sont plus facilement remobilisables au cours d'éruptions hydro magmatiques, ou lors du passage du magma vers la surface.

5. Morphologie de la zone source

La zone source d'une avalanche de débris est typiquement une structure en amphithéâtre ou en fer à cheval, large de 1 à 15 km et profonde de plusieurs centaines de mètre. Elle est généralement délimitée par des failles bordières sub-parallèles, parfois divergentes vers l'aval. En contexte d'île, l'escarpement source d'une déstabilisation se prolonge souvent par une dépression ou un chenal sous-marin.

A Stromboli par exemple, un chenal de 800 à 900 m de large en moyenne et de 7 km de long est reconnu en mer, directement en face de la Sciara de Fuoco. Sa formation est liée à la déstabilisation récurrente du flanc ouest du volcan et à l'épanchement systématique des produits d'avalanches de débris dans ce secteur de l'île.

Des structures similaires sont identifiées Hawaii (Moore et Chadwick, 1955 ; McMurtry et al ; 1999), aux Canaries (à El Hierro par exemple ; Gee et al ; 2001) et à La Réunion, sur le flanc est du piton de La Fournaise. L'escarpement source des déstabilisations de flanc les plus anciennes n'est pas toujours évident dans la morphologie des édifices affectés. Il est souvent disséqué par l'érosion ou dissimulé par les produits de l'activité volcanique ultérieure. Il constitue, dans le second cas, une discontinuité majeure dans la structure du volcan qui peut être réactivée dans le déclenchement de déstabilisations postérieures ou servir de guide au démantèlement par érosion de l'édifice.

III. Origine des volcans et contexte géodynamique du volcanisme sous-marin

- **Contexte géodynamique de magma primaire**

-En contexte d'ouverture océanique : la LVZ remonte sous la dorsale, la pression devient moyenne à faible (< 20 kb). La remontée adiabatique (sans échange de chaleur ni de matière) du manteau suffit à expliquer sa **FP**. Les **MORB** (basaltes tholéïtiques) prennent naissance au détriment d'un magma appauvri en éléments incompatibles par un fort taux de FP (20 à 30%).

-En contexte intra-plaque (océanique ou continental) : des basaltes se forment à grande profondeur et forte pression (>20 kb), grâce à une anomalie thermique locale (**point chaud**) souvent favorisée par une distension locale associée. Le taux de fusion conduit aux basaltes alcalins et aux basanites (taux faible de l'ordre de 5%), plus rarement aux tholéïtes (taux plus élevé, jusqu'à 20 à 30%). Dans les îles océaniques, on distingue les **OIB** (basaltes des îles intra-océaniques) et les **OIT** (basaltes tholéïtiques).

-Les basaltes andésitiques (andésites s.l) caractérisent les **contextes de subduction**. Les processus pétrogénétiques y sont très complexes, la croûte intervient parfois. Les fluides jouent un rôle majeur.

1. Dorsale océanique

Les dorsales océaniques (**figure IV.5**) ont été découvertes de manière fortuite en 1850 lors des premières études bathymétriques effectuées pour la pose des câbles télégraphiques **sous-marins** transatlantiques. Aujourd'hui largement cartographiées et étudiées, les dorsales forment un réseau totalement interconnecté s'étendant sur 70.000 kilomètres à travers les océans de la terre. Chaîne plus ou moins continue de **monts sous-marins**, les dorsales s'élèvent d'environ 1.500 mètres au-dessus de la plaine abyssale (qui git à -4.000 mètres environ).

Leur zone axiale est le lieu d'une intense activité sismique, tectonique, volcanique et hydrothermale et représente le siège de la création de la nouvelle croûte va être poussée de chaque côté pour laisser la place à du nouveau matériel crustal. Ce processus de formation est relativement continu et s'appelle « l'accrétion océanique ». Cependant, les taux d'accrétion peuvent être extrêmement variables d'une dorsale à une autre et également entre les différents segments d'une même dorsale. Ces taux d'accrétion, ou taux d'ouverture, sont déterminés grâce à l'analyse des anomalies magnétiques enregistrées dans les laves.

Trois groupes de dorsales sont ainsi définis : les dorsales rapides (comme la dorsale Est-pacifique) dont le taux d'ouverture est compris entre 8 et 16 cm/an, les dorsales intermédiaires (comme la dorsale Médio-atlantique) dont le taux est autour de 6 cm /an, et les dorsale Sud-ouest-Indienne) dont le taux se situe entre 3 et 0,5 cm/an. Le profil bathymétrique, et plus particulièrement la morphologie de la dorsale, varie en fonction de ces taux d'accrétion.

Les dorsale rapides ont une **morphologie** bombée et relativement lisse, avec une vallée axiale peu marquée. Le dôme peut avoir des formes différentes, plus ou recoupée par des failles d'où s'écoulent les basaltes coussin.

A l'inverse, les dorsales lentes ont **une morphologie** beaucoup plus rugueuse, avec une plus grande densité de failles et une vallée axiale beaucoup plus marquée, large de 10 à 20 kilomètres et profonde de 1 à 2 kilomètres. Elle est bordée de grands murs qui correspondent à de grandes failles normales. Le fond de l'axe est occupé par des volcans isolés et des champs de lave.

Ces différences morphologiques entre les dorsales lentes et rapides s'expliquent par un régime thermique différent au niveau de l'axe. La tomographie sismique nous montre que les dorsales lentes sont plus froides et présentent une lithosphère beaucoup plus importante épaisse au niveau de ces dernières, le flux de chaleur est beaucoup plus important. Les études sismiques montrent la présence d'un réflecteur quasi continus situé à 2-3 kilomètres sous l'axe.

Il s'agit du toit de la chambre magmatique, une poche contenant un mélange de cristaux et de liquide magmatique. Cette bouillie cristalline est plus chaud à sa base (1.250 °C environ), alors que la partie supérieure et les cotés sont efficacement refroidis grâce à la cristalliser les gabbros et les dykes qui vont former les niveaux les plus profonds de la nouvelle croûte océanique. Quelques fissures vont permettre aux laves de s'échapper et de cristalliser en surface sous la forme de basaltes en coussin. La croûte océanique ainsi créée est très largement d'origine mafique. Sa morphologie et sa structure sont régulières

Pourtant, comme pour les dorsales rapides, l'écartement des plaques continue. Dans le cas d'un budget magmatique insuffisant, l'accommodation de cette extension va donc se faire par des processus tectoniques et notamment par remontée et exhumation du manteau le long de grandes failles normales plates que l'on appelle des « failles de détachement ». Ces dômes, que l'on appelle « corê complexes océaniques ».

La croûte ainsi créée au niveau des dorsales lentes aura donc une composition hybride et une structure beaucoup plus variables. Son architecture est différente de celles des croûtes créées au niveau des dorsales rapides. Elle est notamment beaucoup plus fine: 5 km en moyenne contre 7 km d'épaisseur pour une croûte magmatique.

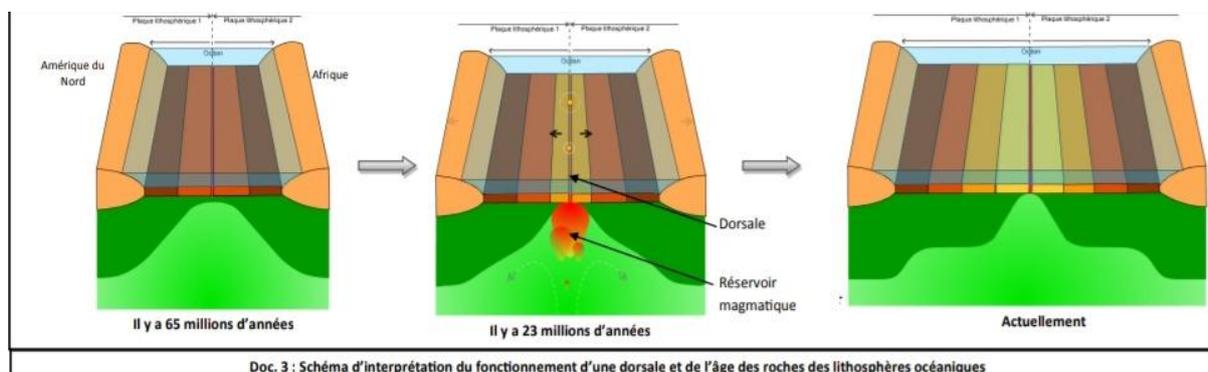


Figure IV.5 : Schéma d'interprétation du fonctionnement d'une dorsale et de l'âge des roches des lithosphères océaniques.

2. Volcanisme de subduction

La formation du **volcan sous-marin** basé à un contexte de convergence, la lithosphère océanique d'une plaque « subduite » plonge suivant un plans plus ou moins incliné « slab », sous le bord d'une plaque supérieure (chevauchante) dont la lithosphère comprend une croûte plus légère, continentalisée, c'est le cas d'un arc insulaire, à l'arrière du quel se trouve un bassin marginal de nature océanique, appelé également bassin « arrière arc », ou bien une croûte continental cas d'un « arc-cordillère » (**figure IV.6**).

Donc la subduction d'une croûte océanique engendre en surface, une ligne de **volcan** qui est à l'origine des arc-insulaires et cordillères. La succession fréquente **d'éruptions volcaniques** conduit inévitablement à l'émergence du **volcan** et la naissance d'îles, comme par exemple les îles Shetlands de Antarctique, qui est visible à la surface de l'eau.

Le volcanisme de subduction donne le plus souvent naissance à **des volcans** gris de type explosif car les **magmas** des zones de subduction sont de nature andésitique, riches en silice, donc visqueux. Il est localisé à l'aplomb d'une zone du panneau de subduction « slab » commençant vers une centaine de kilomètres de profondeur.

La capacité de blocage d'un **volcan sous-marin** en subduction dépend vraisemblablement de sa taille et de sa géométrie. Il apparait également que le relief subit une déformation interne au fur et à mesure de sa descente. Il est ainsi progressivement broyé par les contraintes cisailantes inhérentes au processus de subduction. La présence d'un important relief sous-marin en subduction ne présage donc par forcément d'un futur séisme de forte magnitude mais ces zones sont cependant à surveiller.

A l'océan Indien, celles des îles de la Sonde et du Makran, et autant dans l'Atlantique, celle 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 Egeen près de la Grèce.

Les îles Shetlands du Sud ainsi que la péninsule Antarctique correspondent en effet à un segment d'une ancienne grande zone de subduction, active durant les 200 derniers millions d'années. La plaque de Phoenix plongeait alors sous la plaque Shetland, au niveau de la péninsule Antarctique, menant à la formation d'un arc volcanique. En parallèle de cette subduction se développe un bassin d'arrière-arc, qui est une zone en extension située en arrière de la fosse de subduction. Il n'est en effet pas rare d'observer le développement d'un rift, voire l'ouverture d'un nouvel océan, en arrière d'une zone de subduction

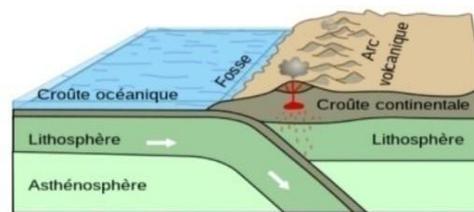


Schéma du volcanisme au niveau d'une convergence océan-continent.



Schéma du volcanisme au niveau d'une convergence océan-océan.

Figure IV.6 : Schéma du volcanisme au niveau d'une convergence

- **Les arcs insulaires**

Les arcs insulaires sont liés à la subduction océanique, le plus souvent en bordure de continents dont les arcs insulaires se trouvent séparés par des mers marginales (qui naissent par extension entre l'arc insulaire et le continent, comme c'est le cas générale dans l'ouest du pacifique) ; mais quelque fois ils existent en plein domaine océanique, comme c'est le cas de l'arc des Tonga-kermadec dans le sud-ouest du pacifique.

Cela leur confère des caractères sismiques et volcaniques précis ; l'arc insulaire se situe au-dessus d'un plan sismique dit de Benioff, sur lequel se trouvent les foyers des séismes jusqu'à 700 kilomètres de profondeur et qui correspond à la plongée de la plaque océanique sous l'arc insulaire. Le volcanisme y est de type calco-alcalin, autour d'un type andésitique moyen, et s'exprime le plus souvent par des éruptions violentes : les volcans des arcs insulaires sont parmi les plus dangereux du monde.

Par ces caractères, les arcs insulaires appartiennent à la même famille que les cordillères américaines de l'est du Pacifique, elles aussi liées à la subduction de l'océan Pacifique sous les continents américains.

La différence est faite par la naissance des mers marginales qui séparent les arcs insulaires du continent. Elle paraît due à des « taux de convergence » différents ; lorsque la subduction est relativement lente, les réaménagements de matière dans le manteau supérieur au-dessus du plan de Benioff conduisent à une expansion océanique locale qui donne naissance aux mers marginales, lorsque la subduction est relativement rapide, la compression l'emporte et les conditions de la naissance des mers marginales ne sont pas réunies.

- **Les Petites Antilles**

Elles se composent de l'arc insulaire des petites Antilles (**figure IV.7**) situé sur la bordure orientale de la plaque caraïbe et des îles situées au large de la côte vénézuélienne les Leeward Antilles. L'arc est constitué d'une vingtaine d'îles et de nombreux îlots. Il s'étend sur 850 km depuis le passage d'Anegada au nord (18.5°) jusqu'à la marge septentrionale de l'Amérique du sud. Sa convexité est tournée vers l'Est, son rayon de courbure est d'environ 450 km.

Cet arc est le résultat de la subduction de la plaque Amérique sous la plaque Caraïbe. La vitesse de convergence est estimée à 2 cm / an ce qui est faible par rapport aux autres zones de subduction. Elle est fondamentalement double, on distingue :

-Un arc externe ou arc ancien qui a été actif de l'Eocène à l'Oligocène. Il regroupe les Antilles calcaires car depuis la fin de l'Oligocène, ces îles n'ont pas connu d'activité volcanique.

-Un arc interne commun avec l'arc externe au sud entre Grenade et Ste Lucie. Ces deux arcs divergent à partir du nord de la Martinique. Cet arc interne est constitué d'îles volcaniques récentes. Il fonctionne depuis le début du pliocène et est encore actif de nos jours. Notons qu'au cours du Miocène l'activité **volcanique** s'est poursuivie dans les îles allant de Grenade à la Martinique matérialisant ainsi un arc intermédiaire.

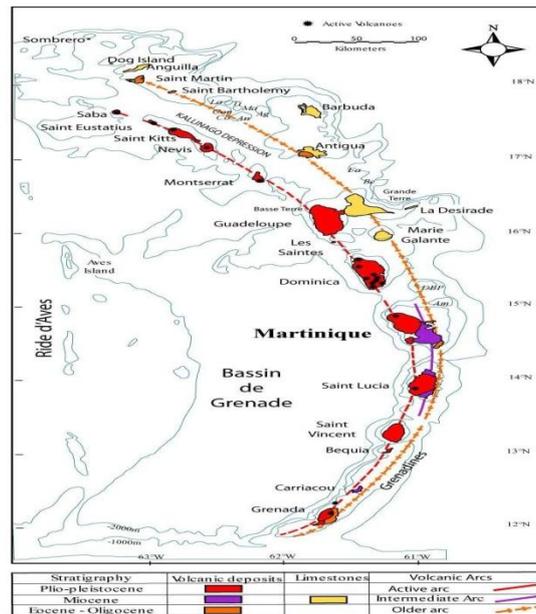


Figure IV.7 : les arcs insulaires des petites Antilles.

• La montagne Pelée

Cette montagne est un volcan actif qui culmine à l'altitude de 1393 m, situé dans le Nord de la Martinique, île française des petites Antilles dont elle est le point culminant. Son âge est estimé entre 400 000 et 500 000 ans. Il est notamment connu pour son éruption de 1902 qui a entraîné la destruction de la ville de Saint-Pierre.

En plus, c'est un volcan andésitique composite presque entièrement composé de dépôts pyroclastiques produites par deux styles éruptifs : peléen (éruption en forme de dôme) et plinien (éruption à ciel ouvert produisant une colonne éruptive soutenue), constitué une lave à forte teneur en silice très visqueuse formant difficilement des coulées de lave.

Un premier appelé "paléo-pelée", correspond à la construction du volcan primitif, véritable ossature du volcan actuel. Les laves massives ont formé le Mont Macouba (1250 m), le Mont Plumé (909 m), le Morne Calebasse (755 m) et le Morne Essentes (600 m). Le centre d'émission de ce volcan coïncidait avec le centre actuel. Puis c'est une longue période d'inactivité et d'érosion (100000 ans). Les flancs sont fortement entaillés par des vallées encavées qui canalisent les écoulements du second stade. Le second stade ou "Néo-Pelée" débute il y a plus de 40 000 ans. Ce sont d'abord d'importants dépôts de nuées ardentes qui

vont combler les vallées encaissées. Le flanc sud-ouest du volcan va se déstabiliser en glissant dans la mer des Caraïbes et le cône récent va s'édifier à l'intérieur de cette structure.

Le stade de type Saint-Vincent se reconstruit à l'intérieur de la structure caldérique, dont les épisodes les plus importants se situent entre 25000 et 19000 ans. L'activité volcanique reprend il y a 13 500 ans avec la phase récente où les éruptions à nuées ardentes alternent.

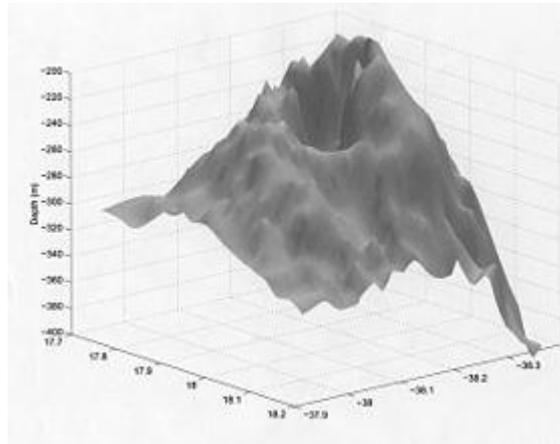
Durant cette période ; 25 éruptions magmatiques majeurs ont été individualisées dont quatre ou cours de la période historique. deux éruptions phréatiques (réchauffement et vaporisation brutale de l'eau) en 1792 et 1851 et deux éruptions magmatiques de type péléen en 1902-1904 et 1929-1932.

- **Kich'em Jenny**

C'est un **volcan sous-marin** actif situé au fond de la mer des Caraïbes, à 8 km au Nord de l'île de Grenade et à environ 8 km à l'ouest de l'île Ronde. Le mont s'élève à 1300 m au-dessus du fond de la mer, sur le versant occidental de la dorsale des Petites Antilles. La plaque tectonique sud-américaine submerge la plaque tectonique des Caraïbe à l'Est de cette crête et sous l'arc insulaire des petites Antilles.

En 1939 c'est la première fois qui a été enregistré le Kick'Em Jenny (**figure IV.8**). 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 pies. Entre 1939 et 2001, le Mont Kick'Em Jenny a éclaté au moins douze autres fois. En 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. **Les éruptions** les plus récentes se sont produites en juillet 2015 et mars 2018.



Hilst, 2002). Courtilot et al. (2003) distinguent plusieurs types de points chauds (**figure IV.9**) :

- (1) Les points chauds primaires tels que Hawaii ou la Réunion sont l'expression directe de panaches remontant depuis la couche D'' (interface noyau-manteau à 2900 km de profondeur) ;
- (2) Les points chauds intermédiaires naissent de super-panaches qui s'étalent à la limite entre le manteau inférieur et le manteau supérieur et égrènent leurs manifestations de surface sous la forme d'archipels dispersés (ex. Polynésie) ;
- (3) Les points chauds superficiels naissent de petits panaches fortement influencés par le contexte lithosphérique (ex. Comores, Canaries).

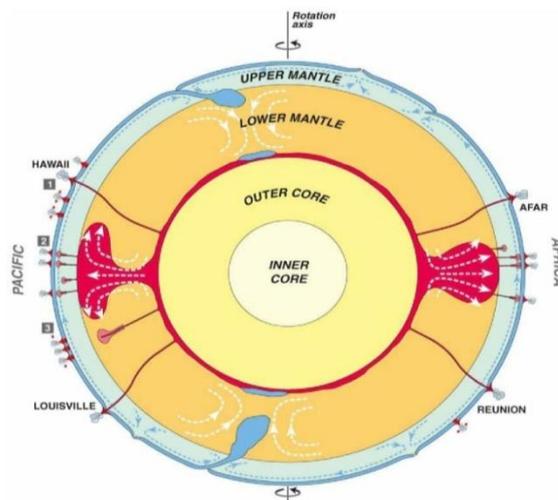


Figure IV.9 : Schéma représentatif des trois types de point chaud. 1 ; point chaud primaire ; 2 ; point chaud intermédiaire ; 3 ; point chaud superficiel.

➤ **Les volcans boucliers basaltiques en domaine intra-plaque océanique et les chaînes d'îles volcaniques**

Les volcans boucliers océaniques sont l'expression de surface de panaches mantelliques ou points chauds. Ce phénomène peut se traduire par la formation d'un bombement topographique en surface accompagné d'un fort flux de chaleur. Le volcanisme de point chaud génère un alignement de différents volcans boucliers traduisant le mouvement des plaques lithosphériques. Les alignements insulaires de Hawaii et de Société sont généralement pris comme exemple car la vitesse de migration de la plaque Pacifique est en accord avec les âges de formation des îles.

1. Les îles Saint Paul et Amsterdam

Anciennement îles Saint-Paul et Nouvelle-Amsterdam, forment un district des Terres australes et antarctiques françaises composé des îles Saint-Paul et Amsterdam distantes l'une de l'autre de 91 km. Ce district est situé dans le Sud de l'océan Indien à l'extrémité sud-ouest de la plaque australienne, à environ 1 325 km au nord-nord-est des îles Kerguelen.

Les deux îles sont détaillées très différentes, en effet l'île Amsterdam a une superficie de 54 km² - contre 8 km² seulement pour l'île Saint-Paul, qui séparées par une faille transformant.

Toutes deux sont des volcans actuellement inactifs complexes et récents. Avec l'île Saint-Paul située à 91 km plus au sud, Amsterdam se trouve au sud-ouest de la ride médio-océanique est Indienne. Les deux îles reposent sur un socle très étroit, qui tombe rapidement à de grandes profondeurs de plus de 3 000 mètres ; elles ont été séparées par la migration vers le sud-ouest du plancher océanique.

De formation très récente, Amsterdam est un volcan relativement de lave et de projections de scories basaltiques.

L'île s'est édifiée en deux étapes :

- La première étape est représentée par le Fernand, le Grand balcon et le Pignon. Il s'agit d'un paléo volcan centré sur la partie sud de l'île dont la surface atteignait 44 km² et dont la caldeira sommitale avait un diamètre d'environ 2 km, il n'en reste plus que 3 km².
- La seconde étape est à l'origine du néo volcan de la Divers qui traduit un déplacement du centre éruptif de 2 km vers l'est-nord-est.

2. La Réunion

La Réunion est une île volcanique active du bassin Mascareignes (**figure IV.10**), située au sud-ouest de l'Océan Indien, à environ 800 kilomètres à l'est de Madagascar (21°06 de latitude sud et 55°33 de longitude est).

L'édifice volcanique domine le plancher océanique d'environ 7 km, il est donc pour l'essentiel sous marin. Le volume émergé représente seulement 4% du volume total l'île (Lénat et al ; 1989) D'une superficie de 2500 km², l'île est constituée de deux volcans boucliers alignés le long d'un axe nord-ouest de l'île : plus ou sud, le massif du piton de La Fournaise culmine à 2630 m.

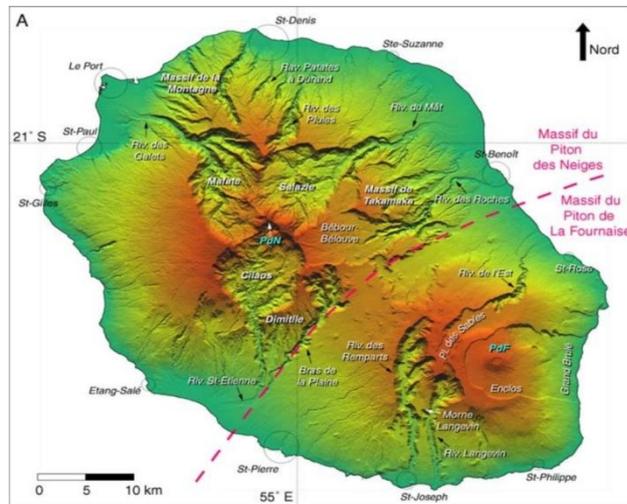


Figure IV.10 : L'île de la Réunion s.s.

- **Piton de la Fournaise**

Le bouclier de La Fournaise est un volcan intra-plaque de type hawaïen, localisé au milieu de la plaque africaine. Sa construction résulte d'une activité essentiellement effusive qui se traduit en surface par un empilement de coulées de laves basaltiques, dont les plus anciennes peuvent être observées au niveau des affleurements de la Rivière des Remparts, de la Rivière de l'Est ou de la Rivière Langevin creusées par l'érosion (Gillot & Nativel, 1989).

La morphologie du piton de La Fournaise est marquée par une succession d'édifications et de déstabilisations de plusieurs volcans boucliers dont les centres éruptifs ont migré progressivement vers l'est de l'île (Bachèlery & Mairine, 1990). Le bouclier ancien, âgé de 0,15 Ma, serait situé à l'aplomb de l'actuelle Plaine des Sables. A partir de 0,15 Ma, un nouveau centre éruptif s'est développé plus à l'est, approximativement à sa position actuelle : il s'agit du bouclier récent.

Le volcan aurait connu quatre évènements tectoniques majeurs associés à de grandes dépressions qui marquent les limites de glissement de terrain successifs vers l'est, ou les limites d'effondrements caldériques. Le fonctionnement du bouclier ancien a donné lieu à

premier effondrement (0,29 Ma) donnant ainsi naissance à la caldera des Remparts dont la limite ouest correspond à la partie amont de l'actuelle Rivière des Remparts.

Le déplacement de la zone centrale du volcan de la région de la plaine des sables à sa position actuelle est à l'origine de la formation de la caldera du Morne Langevin (0,15 Ma). L'effondrement de la plaine des sables (0,04-0,06 Ma, Gillot & Nativel, 1989) a précédé la déstabilisation du flanc du volcan à l'origine du système Enclos Fouqué-Grand Brûlé (0,5 ka).

Au sein de l'Enclos Fouqué se dresse un cône sommital de 400 m de haut pour un diamètre à la base d'environ 3 km. Il est couronné d'un cratère double : le cratère Bory (du nom du naturaliste Jean-Baptiste Bory de Saint-Vincent qui explora le volcan au 19^e siècle) à l'ouest, et le Dolomieu (en l'honneur du célèbre volcanologue du 18^e siècle Déodat Gratet de Dolomieu) à l'est culminant à 2630 m.

- **Piton des Neiges**

Le massif du piton des Neiges est situé au nord-ouest de l'île et en occupe les deux tiers. Le Piton des Neiges sensu stricto constitue le point culminant de La Réunion à 3069 m. Il s'agit d'un volcan aujourd'hui éteint dont les derniers signes d'activité ont été datés à 12 ka (Daniel et al, 1992). L'émergence du volcan du piton des Neiges est antérieure à 2.1 Ma (Phase I de Billard et Vincent, 1974).

Son histoire subaérienne aurait débuté il y a au moins 2.08 Ma, âge correspondant à celui des plus anciennes coulées basaltiques datées (McDougall, 1971). L'édification du volcan bouclier aérien se serait alors traduite, entre 2.08 et 0.43 Ma, par la mise en place de volumineuses coulées de laves basaltiques riches en olivines et se serait poursuivie.

Après une période de repos et d'érosion, par des éruptions à magma alcalin plus différencié, entre 330 et 12 kas. **La morphologie** actuelle du massif du piton des Neiges est accidentée et se caractérise par l'existence en son centre de trois dépressions majeures.

3. La Polynésie française

Les nombreuses îles qui forment les archipels de la Polynésie française (**figure IV.11**) sont réparties selon quatre alignements résultant de l'activité d'autant de points chauds. On dénombre également un grand nombre de volcans sous-marins, dont le Macdonald, qui n'est

plus qu'à quelques dizaines de mètres de profondeur et qui formera une nouvelle île dans un futur proche.

Le volcanisme semble être éteint sur ces quatre archipels. Cependant, la réactivation d'une ancienne chambre magmatique liée à un point chaud a été observée après une période d'inactivité de plus d'un million d'années. Ces îles ne sont donc pas à l'abri de nouveaux épisodes volcaniques.

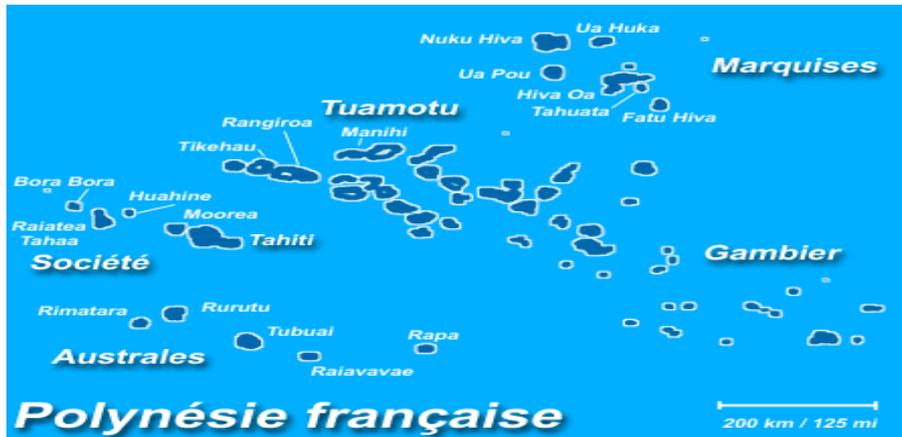


Figure IV.11: Polynésie française.

- **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 (**figure IV.12**).

La plus vieille activité volcanique a été trouvée dans le sous-bassement volcanique de l'atoll de Mururoa, et est datée de 11,9 à 10,7 Ma (Gillot et al. 1992). À proximité, au sud-est de Mururoa se trouve l'atoll de Fangataufa. Son sous-bassement volcanique est daté de 11,8 à 10,0 Ma (Guillou et al. 1990). 400 km au sud-est se trouve l'île de Gambier datée entre 7,1 et 5,8 Ma (Caroff et al. 1993).

Aujourd'hui, cette île consiste en un ensemble de 10 îlets entourés par une barrière de corail. Environ 700 km au sud-est de Gambier se situe l'île de Pitcairn, beaucoup plus jeune (environ 0,95 à 0,45 Ma (Duncan et al. 1974)). L'activité volcanique actuelle semble être située à 70 km au sud-est de l'île de Pitcairn, au niveau des volcans-sous-marins de Young, Bounty et Adams (Binrad et al. 1992).

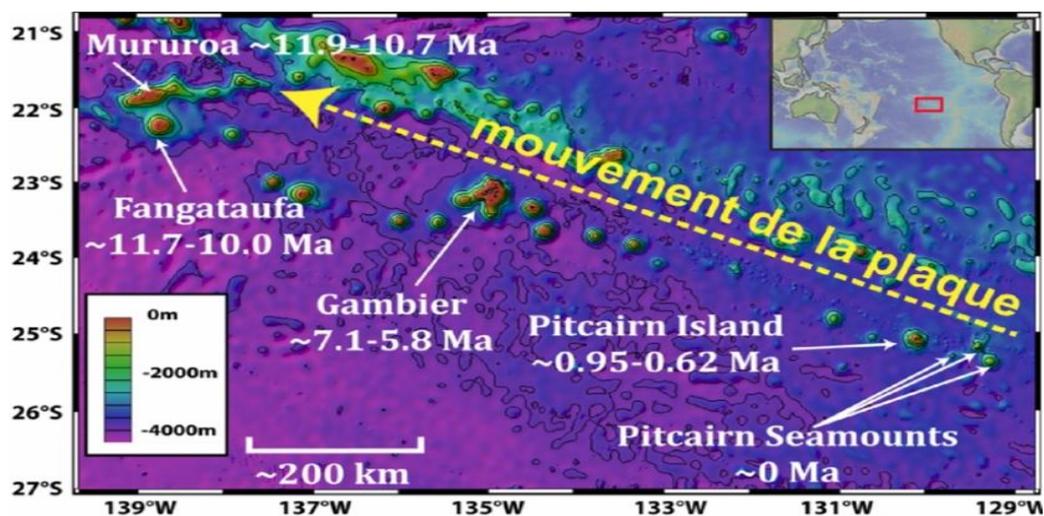


Figure IV.12 : Carte de l'alignement de Pitcairn-Gambier montrant les différents édifices volcaniques et leurs âges.

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 à la cour du temps, en s'éloignant peu à peu du point d'émission de lave du point chaud. Sur la **figure IV.13** 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'indique, 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.

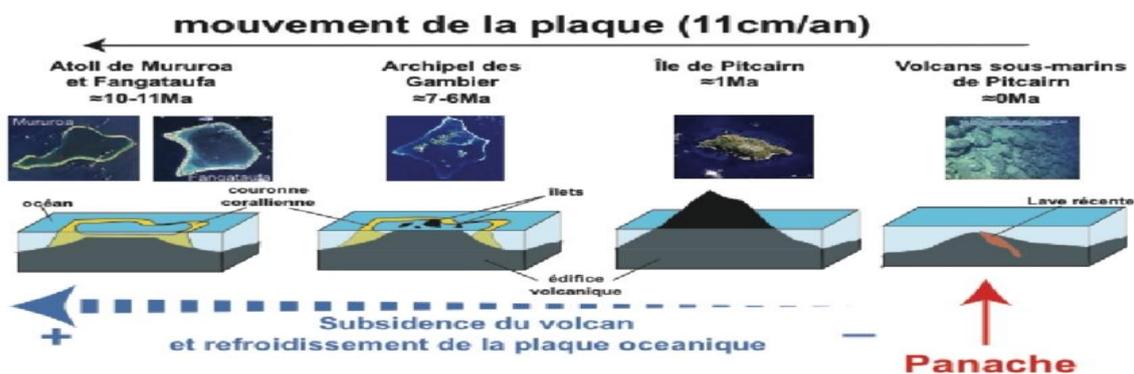


Figure IV.13 : Du volcan à l'atoll : la chaîne de Pitcairn-Gambier. Ce schéma met en évidence la subsidence avec le temps des édifices volcaniques s'étant mis en place sur le plancher océanique pacifique au niveau du point chaud de Pitcairn avec le refroidissement de la plaque. Les photos illustrant les îles sont issues des sites internet suivants : Mururoa et Gambier, internet-general.info ; Frangatauf, fr.wikipedia.org.

L'évolution des âges des édifices volcaniques ainsi que leur alignement sont bien définis, 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.

- **Les îles des Marquises**

Les îles ont une superficie totale de 997 km², elles constituent un des archipels les plus étendus de la Polynésie française. Elles se situent dans le Nord de l'océan pacifique Sud et elles sont distantes de 975 km de l'équateur (depuis Nuku Hiva, mais il faut compter 1 159 km depuis Fatu Hiva). Les îles se trouvent d'autre part à environ 1 000 km au nord-nord-est des îles Tuamotu. Depuis Nuku Hiva, où se situe le centre administratif de l'archipel, il est nécessaire d'effectuer un parcours de 1 398 km pour rejoindre Tahiti, dans les îles de la Société.

Les îles Marquises sont d'origines volcaniques, à l'exception de Motu One : elles ont été formées par le point chaud des Marquises. Elles ont un relief escarpé et ne sont pas protégées par un récif corallien (sauf Fatu Hiva et quelques vallées comme Anaho à Nuku-Hiva). Les sommets peuvent atteindre les 1 100 m d'altitude. Les falaises plongent dans la mer jusque dans les fonds marins et sont constamment érodées par les courants du pacifique-Sud. Les côtes ont l'aspect d'une muraille coupée de profondes crevasses et de quelques plages. Quelques vallées profondes et isolées coupent les chaînes de montagnes.

Les paysages volcaniques sont à l'origine de nombreux noms de lieux : Hiva Oa, la Grande Crête ; Nuku Hiva, la Crête des Falaises ; Fatu Hiva, les Neuf Roches ou les Neuvièmes îles ; Fatu Huku , Morceau de pierre ; Ua Pou, Les Deux Piliers, sans oublier la « Baie des verges » que les missionnaires changèrent en « Baie des vierges ».

- **L'archipel de la Société**

L'alignement de l'archipel de la société (**figure IV.14**), localisé 3500 km à l'ouest de la dorsal Est-Pacifique, s'étend sur 500 km environ selon une direction moyenne N 120° E, direction du mouvement actuel de la plaque pacifique. Il se compose de quatorze centres volcaniques, parmi lesquels les dix premiers présentent une île haute, sur une distance de 800 km de Mehetia à Bellingshausen.

Les quatre derniers, à l'extrémité nord-ouest, sont des atolls. L'ensemble est édifié sur un plancher océanique. La distance moyenne entre les édifices est d'environ 60 km et l'âge de

ces structures volcaniques croit de la zone active actuelle à l'île de Maupiti à 440 km au nord-ouest. Les datations par la méthode K/Ar des laves des îles hautes de la société indiquent qu'il existe une relation directe entre l'âge du volcan et sa distance au point chaude.

A partir des structures linéaires échelonnées de l'archipel de la société, une reconstruction des discontinuités structurales de la croûte océanique a été réalisée et un modèle d'édification des appareils volcaniques intra-plaque, prenant en compte le rôle majeur joué par ces structures, a été proposé. Basé sur des levés bathymétriques et pétrologiques, le modèle est en accord avec celui proposé par Bonatti et Harisson, en 1988, fondé sur les propriétés de température et de viscosité du magma.

La croissance des édifices intra-plaques débute par l'apparition de petits cônes volcaniques dispersés, et de lignes éruptives. La trame structurale de ce volcanisme n'est pas, dans un premier temps, clairement définie. La concentration de l'activité magmatique dans un périmètre restreint entraîne l'individualisation d'un conduit magmatique principal autour duquel s'organisent des axes éruptifs.

Les appareils intra-plaques ont des formes coniques dont les pentes sont comparables à celles des volcans aériens de type bouclier. L'évolution morphostruturale se poursuit en domaine aérien de manière plus ou moins complexe, montrant un aspect général dit de volcan bouclier avec des pentes moyennes comprises entre 3° et 10°.

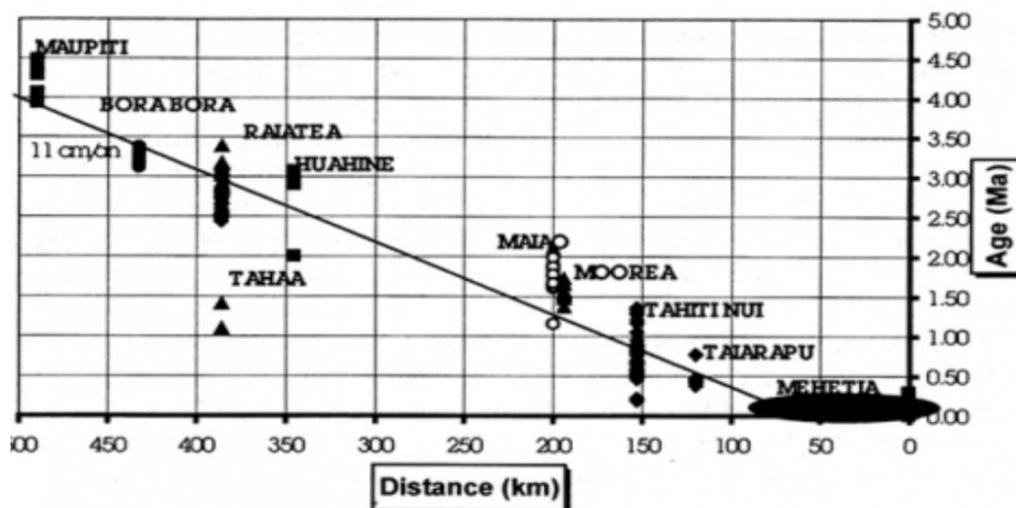


Figure IV.14 : Datations des îles de la Société

- **Les îles Cook-Austral**

Le linéament volcanique Cook-Austral s'étend du mont sous-marin Macdonald (est) à l'île Aitutaki (ouest) dans l'océan Pacifique Sud et se compose d'îles volcaniques, de monts sous-marins et d'atolls liés aux points chauds.

Le linéament volcanique Cook-Austral a été caractérisé comme de multiples pistes de points chauds qui se chevauchent et progressent dans l'âge générées par au moins deux panaches du manteau, y compris les panaches Arago et Macdonald, qui ont alimenté la construction du volcan pendant environ 20 ma. Les pistes des points chauds Arago et Macdonald sont discutées avoir été actif pendant au moins 70 ma et s'étendre au nord-ouest du linéament volcanique Cook-Austral dans les chaînes des îles Tuvalu-Gilbert et Tokelau d'âge crétacé, respectivement.

De grandes lacunes dans l'échantillonnage existent le long de trajectoires prévues des points chauds, ce qui complique les efforts visant à montrer que les points chauds d'Arago et de Macdonald ont été continus, des sources à longue durée de vie de volcanisme de points chauds dans le Crétacé.

Tous les volcans sont situés dans la région mal échantillonnée entre les parties plus jeunes de Cook-Austral et les parties plus anciennes du Crétacé des pistes des points chauds d'Arago et de Macdonald.

La modélisation du mouvement absolu des plaques indique que les volcans Rose et Moki se trouvent sur ou à proximité des traces reconstruites des points chauds Arago et Macdonald, respectivement, et les âges pour Rose et Moki s'alignent sur la progression d'âge prévue pour Arago et points chauds (Rose) de Macdonald(Moki).

Conclusion

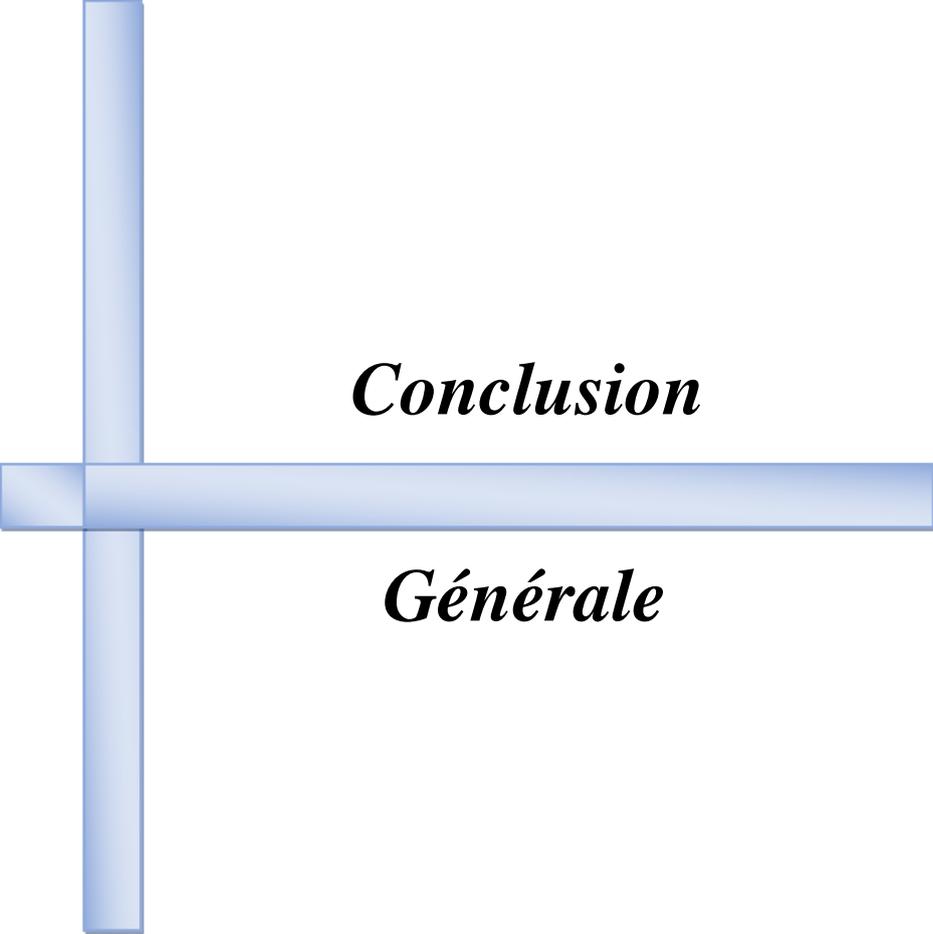
Dans ce chapitre en voire trois formes des volcans : stratovolcan – volcan faille – volcan bouclier de types : (Hawaii – Island – Galapagos).

A la morphologie de ces volcans en trouvent :

- La morphologie des apparies volcaniques
- Caldeira sous-marine et VMS.
- Volcans hors axe.
- La structure interne des édifices intra-plaques.
- La morphologie de zone source.

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

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



Conclusion

Générale

Conclusion générale :

Finalement en regroupent toute les informations précédents dans cette conclusion la :

En étude les volcans sous-marins essentiellement pour l'établissement d'un diagnostic sur les risques et les dangers qu'ils génèrent lorsqu'ils se produisent à proximité des côtes, et pour une bonne compréhension de la structure, la composition et la dynamique de la lithosphère océanique.

Les volcans sous-marins trouvent leur positions soit : dans la dorsale océanique (les zones d'écartement de plaques), dans les zones de subduction (zone de convergence), ou dans le domaine intra-plaque (point chaud). A la limite de plaque. Il existe cinq plaques continentales et une plaque mixte et une plaque essentiellement océanique.

Le volcanisme intra-plaque est principalement fissural. Les lignes éruptives, dont les principales orientations sont parallèles à celles des structures du plancher océanique. Correspondent à des zones de faiblesse dans la lithosphère.

Le magma s'accumule ou s'écoule selon son type pour former différents reliefs, On caractérise souvent un volcan par son activité : on parle de volcan actif ou de volcan éteint.

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 grande majorité de ces volcans est située dans des zones où se déroule une activité tectonique. Bien que la plupart **des volcans sous-marins** soient situés dans les profondeurs des océans, certains existent aussi en eaux peu profondes et peuvent projeter des matériaux dans l'air pendant leur éruption.

Une éruption volcanique est un phénomène géologique durant la période d'activité d'un volcan au cours duquel diverses substances telles que des gaz, de la lave, du téphra ou des cendres sont émises.

L'activité volcanique sous-marine est complètement différente de l'activité des volcans terrestres. Parmi les différents facteurs physiques et chimiques susceptibles de contrôler la

dynamique des volcans marins, la température et viscosité du magma apparaissent en premier (la viscosité elle-même dépend même de la température, de la composition chimique et contenu volatil du magma) ainsi que le taux d'émission instantanée. Il convient de distinguer deux types différents :

Des éruptions phréatiques ou des éruptions sous faible tranche d'eau où les hydro-explosions sont possibles et sont représentés par des gerbes cypressoides.

Des éruptions phréatomagmatique ou des éruptions sous grande profondeur d'eau 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 tranquilles.

Les basaltes sont les roches volcaniques prédominantes des zones océaniques. Ils constituent la quasi-totalité des niveaux supérieurs sur substratum océanique, sauf dans les zones où le manteau supérieur affleure directement,

Les histoires des volcans sont différentes, faire d'une ou de plusieurs éruptions. Et chaque histoire donne naissance à une silhouette différente. Distinguons en particulier : les stratovolcans, les volcans fissuraux, et les volcans boucliers ; de types : Hawaïin, Islandais, Galapagos.

Certain nombre de plaques rigides est découpée la lithosphère, qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère. Ce mouvement définit trois types de frontières entre les plaques : les frontières transformantes, les frontières convergentes et les frontières divergentes.

Les tsunamis sont des phénomènes naturels qui peuvent eux-mêmes avoir des conséquences dévastatrices, lorsqu'ils se produisent à proximité de l'océan. L'apparition d'un tsunami peut être engendrée de différentes façons, mais essentiellement par un phénomène naturel : il est directement lié à un séisme sous-marin, un phénomène volcanique ou encore un glissement de terrain.

Références bibliographiques

Alain Bonneville (2002) ; Mont sous-marin d'Arago : le hotspot manquant découvert dans les îles Australes ; Mémoire ; l'Oregon.

Alain Metton (1993) ; Bulletin de l'association de géographes Français : Géomorphologie volcanique ; 366p.

Alexandre Deguine (2018). Propriétés optiques et chimiques des cendres volcaniques : Mesures de laboratoire et applications à la télédétection spatiale. Thèse de Doctorat. Lille.

Amaudrique du Chaffaut / Simon (1999) ; Tectonique des plaques ; Grenoble. 188p.

Aubouin, J (1988) ; Tectonique, tectonophysique/J Aubouin. 04 ed. Dunod ; paris. 519p.

Audrey Michaud-Dubuy (2019) ; Dynamique des éruptions pliniennes : réévaluation de l'aléa volcanique en Martinique ; Thèse de Doctorat ; Paris.

Bardintzeff J.M,(2001), L'ABCdaire des volcans, Flammarion, Paris, 144 p.

Bekhit N (2001) ; Etude pétrographique et géochimique des tholeïtes ; Ingénieur pétrographie. Oran

Bertrand Hirsch, Bernard Roussel (2009) ; Le rift Est-Africain ; 419p.

Boucard .J (1958). Géologie générale, Masson : Paris ; 125p.

Bouhekif .A & Mahboubi. S (2019) ; Le volcanisme sous-marin et son influence sur le Tsunami ; Mémoire de Master ; Oran.

Bouchez / Jean-Luc (2018) ; Principe de tectonique ; Paris ; 246p.

Billot Gilbert (2003). Introduction à la géologie : La dynamique de la lithosphère, troisième édition : Paris 200-210 p.

Bisiau J-P (2005 – 2006) ; Les volcans ; 2^{ème} Générales .A.P. (Mons) 32p.

Cécile Doubre (2004) ; Structure et mécanismes des segments de rift Volcano-Tectoniques ; Etudes de rifts anciens (Ecosse, Islande) et d'un rift actif (Asal-Ghoubbet) ; Thèse de Doctorat, Maine.

Choukroune , Pierre ; (1995) ; Déformation et déplacements dans la croûte terrestre ; Paris ; 226p.

Clark, John (1993) ; Géographie en direct : de l'eau océans ; Paris ; 32p.

Conception et réalisation : Alp'Géorisques Graphies (2002). Ministère de l'Ecologie du développement Durable. Le volcanisme. Dossier d'information. 22 p.

Département des géosciences de l'Oregon state University (2022 ; monde volcanique ; un projet ; Oregon.

Dipper, Frances (1998) ; Les mystères des fonds marins ; London ; 40p.

Dofal Anthony (2021) ; Structure de la lithosphère de l'océan Indien occidental, révélée par la méthode des fonctions récepteur ; Thèse de Doctorat ; La Réunion.

Foucault A ; Raoult J-F, (1995) ; Dictionnaire de géologie, Masson éditeur, Paris ; 325 p.

Frédéric Budon (2018) ; Géologie des Antilles ; 68p.

Gidon / Maurice (1987) ; Les structures tectoniques ; Orléans : 208p.

Goguel / Jean (1952) ; Traité de tectonique. Paris ; 378p.

Guéranger Lauzes (1987). Volcanisme et formation BRGM : Orléans ; 254 p.

Hadjoudj Malika (2009) ; la morphologie du volcan sous-marin ; Thèse de Doctorat ; Oran.

Hans G. Barszczus (1980) ; Les îles Australes et la théorie des points chauds ; Thèse de Doctorat ; Outre-Mer.

Hélène Delavault (2014) ; L'alignement volcanique de Pitcairn-Gambier : étude pétrologique et géochimique couplée de la partie sud-est du panache polynésien ; Thèse de Doctorat ; Grenoble.

Japheth Kasereka (2015) ; Les éruptions phréatomagmatismes et les impacts associés. Mémoire Master ; Paris.

Jean- Claude Thouret (1993) ; Des paléovolcans aux volcans actifs ; Synthèse de la table ; Paris.

Jean Coulomle (1999) ; L'Expansion des fonds océaniques et la dérive des continents ; CRDP : Grenoble ; 188p.

Jean-François Oehler (2005) : Les déstabilisations de flanc des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien) : Mise en évidence, implications et origines ; Thèse de Doctorat, Paris.

Jean Louis Bourdier (2000). Volcanisme BRGM : Orléans ; 420 p.

Jolivet Laurent (1998) ; Géodynamique, Dunod ; Paris ; 226p.

Katia, Krafft, Maurice (1987) ; Volcan du monde ; Flammarion ; 190p.

Lenat J.F & Bachelery P.(1987) ; Dynamic of magma transfer at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island Ocean), in Modeling of volcanic processes, edited by C.Y.e. Scarpa ;72p

L'Orstom (1993) ; Atlas de la Polynésie Française ; Paris.

Martin Nicolas (2004) ; Les risques Naturels ; 57p.

Maxicours (2022) ; Volcanisme et déplacement des plaques tectoniques.

Maxime J. Leduc (1981) ; Morphologie des facies volcaniques et structures associées à des coulées basaltiques du groupe de Kinojevis, Canton d'aigüebelle, Abitibi ; Mémoire ; Québec à Chicoutimi.

Mehier / Bruno (1998) ; Magmatisme et tectonique des plaques ; Paris ; 256p.

Mercier / Jacques (2016) ; Tectonique ; Paris ; 242p.

Mélanie Arab-Sedze (2013). Complémentarité des systèmes radar en bande L et Lidar pour l'étude des terrains volcaniques cas du Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Thèse de Doctorat. Paris.

Mélodie – Neige Cornu (2017) ; Evolution magmatique d'un volcan bouclier océanique avant et après une déstabilisation massive de ses flancs : Fogo, Cap Vert et Tenerife, Canaries ; Thèse de Doctorat ; Auvergne.

McBirny A.R. (1963) ; Factors governing the nature of submarine volcanism. Bull Volcanol ; 470p.

Michel Detay. Volcanologie physique. 276 p.

Miller, Frederic P. (2011) ; sostasie : croûte terrestre, lithosphère, roche platoniques, lithostratigraphique : 93p.

Mission interservices des risques naturels de l'Isère (MIRNAT), 2001, Mémento du maire et des élus locaux, prévention des risques d'origine naturelle et technologique, Institut des risques majeurs (IRMA).

Muséum Genève ; dossier pédagogique (2017) ; les volcans : Le feu de la Terre ; 56p.

M.Martin (2021) ; Activité interne de la Terre et risques pour l'être humain ; Blog.

M. Tabiliouna (2021) ; Cours 1^{er} année Master ; Université Oran.

Nehlig. P (2001). Volcanisme BRGM : Orléans ; 139 p.

Neil C. Mitchell (2001) ; Transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes ; Journal of geophysical Research. England ; 2003p.

Nicolas (Armand) (1999) ; La Montagne Pelée ; 404p.

Nicolas Baudry, Ulrich Von Strackelberg et Jacques Récy (1988) ; Alignement volcaniques dans les îles Australes ; Paris.

Pierre Thomas (2007) ; Exemples de volcans boucliers : Galapagos, la Réunion, Island, Sicile, Tahiti. Thèse de Doctorat ; Lyon.

Pierre Thomas (2007) ; Géométrie des coulées de laves fluides : île de la Réunion et chaîne des Puys. Thèse de Doctorat ; Lyon.

Sherine Taqatqa (2022) ; Recherche scientifique sur les volcans ; Egypte ; 142p.

Remaci Nacira (2021) ; Cours magmatologie 1^{er} année Master. Université Oran.

Semmar Sanaa (2021) ; La relation entre volcanisme et la sismicité ; Mémoire de Master ; Oran

Sheinmann, Yu.M. (1971) ; Tectonics and the formation of magma ; London ; 173p.

Simon Thivet (2019) : Les dynamismes éruptifs et mécanismes associés en contexte basaltique : étude du Piton de la Fournaise, île de la Réunion, France. Thèse de doctorat. Clermont Auvergne.

Sitter, L.U.De. (1964); Structural géology ; New York ; 551p.

Susbielles, G ; (1981) ; Vagues et ouvreges pétroliers en mer ; Paris ; 501p.

Stratégie ministérielle de maîtrise des fonds marins. Rapport du groupe de travail. Florence Parly ; Ministre des Armées Février 2022.

Ternisien (Aline), Le Bellec (Fabrice) (2002) ; Mon Jardin Tropical, Antille et Réunion: 504p.

Thierry Juteau & René Maury (1993) ; la croûte océanique Pétrologie et dynamique endogènes. Paris ; 368p.

Vassilios Mamaloukas Frangoulis (1992) ; les zones de fracture océaniques l'exemple des Z.F. Vema et Romanche 5océan Atlantique) ; Thèse de Doctorat ; Brest.

Véronique Froger, Yves Lancelot (1990) ; Evénements volcaniques créacés dans le Pcifique Ouest et origine du bassin de Nauru, (Campagne Mesopac) ; Rapport d'université P. et M ; Paris.

Westphal / Michel (2002) ; La tectonique des plaques ; Paris ; 307p.

LISTE DES ANNEXES

***ANNEXE I* : GLOSSAIRE.**

***ANNEXE II* : TABLEAUX.**

***ANNEXE III* : PHOTOS.**

A

Archipel : ensemble d'îles en groupe, sur une surface maritime plus ou moins étendue.

Atoll : formation géologique composée d'une barrière de corail partiellement ou totalement immergée et grossièrement circulaire entourant un lagon.

Arc : est un ensemble d'îles volcaniques disposées en une ligne courbe d'une longueur de l'ordre du millier de kilomètre.

« **aa** » : terme hawaïen désignant une coulée récente de lave scoriacée.

B

Brèche : constituée de fragments de roches magmatiques volcaniques, auxquels s'ajoutent, parfois, des fragments de roches encaissantes, cimentés par des cendres et des lapillis.

Bitume : est un matériau présent naturellement dans l'environnement ou pouvant être fabriqué industriellement après distillation de certains pétroles bruts.

C

Caldeira : grande dépression formée par l'effondrement de la partie supérieure du cône d'un volcan à la suite d'éruptions intenses et rapides.

Cendre : sont constituées de fines particules de roche volcanique fragmentées.

Colline : est un relief généralement modéré et relativement peu étendu qui s'élève au-dessus d'une plaine ou d'un plateau et se distingue dans le paysage.

Convergence : rapprochement des plaques lithosphériques.

Coulée : est une formation volcanique constituée d'un épanchement de lave issue d'un volcan au cours d'une éruption.

D

Divergence : écartement des plaques lithosphériques.

Dyke : est un filon de roches qui s'est injecté dans une fracture de l'encaissant.

F

Fond : marins ou plancher océanique désignent au sens large tout les fonds immergés des mers du globe terrestre.

Fumeur : émission sous-marine de vapeur.

Fusion partielle : on a la formation d'un liquide magmatique entre les cristaux non encore fondus : les phases solides et liquides coexistent.

H

Hydrovolcanisme : recouvre l'ensemble des phénomènes volcaniques éruptifs ou se produit une interaction violente entre un magma et l'eau.

Hyaloclastite : sont des verres volcaniques issus de la fragmentation fine ou de la desquamation des enveloppes vitreuses des laves.

I

Ilot : également écrit ilot ou nommé ilet aux Antilles et en Guyane, est une île de petite superficie.

G

Gerbes cypressoïde : panaches résultant d'un mélange de cendres volcaniques avec de la vapeur d'eau produite par des explosions lors de la rencontre du magma avec de l'eau.

L

Lacustre : situé sous les eaux d'un lac.

Lave : est une roche en fusion ou, par extension, juste solidifiée, émise par un volcan lors d'une éruption.

M

Maars : sont des objets volcaniques particuliers que l'on retrouve sur des volcans mono-géniques, de composition felsique à ultramafique.

Magma : liquide silicaté qui s'épanchent à la surface du globe, proviennent de l'intérieur de la terre.

Magma primaire : est un liquide directement issu du manteau supérieur par une fusion partielle et qui n'a pas subi de modifications soit par cristallisation des minéraux ou par contamination.

Marge passive : est une zone de transition non-active entre lithosphère continentales et lithosphère océanique.

N

Nuées ardentes : est un aérosol volcanique porté à haute température et composé de gaz, de cendres et de blocs de taille variable dévalant les pentes d'un volcan.

P

Panache : est un nuage de gaz volcaniques chauds et de téphras qui s'élève en altitude au-dessus d'un volcan au cours d'une éruption.

Pillow lava : Terme anglais qui caractérisé les laves en coussins qui se sont mise en place en milieu aquatique.

« **Pahoehoe** » : terme hawaïen désignant les coulées de laves fluides et dégazées dont la surface est lisse.

R

Relief : ce qui fait saillie sur une surface.

Ride océanique : limite où les plaques lithosphériques s'écartent au milieu des océans.

S

Sus-jacent : se dit d'une couche de terrain qui s'étend au-dessus d'une autre.

Subaérien : qui est placé au contact direct de la couche inférieure de l'atmosphère. Ou bien un dépôt formé à l'air libre.

T

Téphra : nom commun, fragment de roche solide expulsé dans l'air ou dans l'eau pendant l'éruption d'un volcan.

V

Vaste fleuve : large et généralement calme, en direction de l'ouest en descendant des plateaux puis se jette dans le bief du dragon au niveau de corbentre.

Vent : est le mouvement au sein d'une atmosphère, masse de gaz située à la surface d'une planète, d'une partie de ce gaz.

Viscosité : peut être définie comme l'ensemble des phénomènes de résistance au mouvement d'un fluide pour un écoulement avec ou sans turbulence.

Tableau 01: Liste de point chaud

Plaque et nom du point chaud	Age Ma	Flux 10 ³ kg/s	Lat	Long	Critère
Pacifique					
Bowie	30	0.6	53.0	-135	+++
Carolines	80	1.6	5.0	164	+++
Cobb	43	0.3	46.0	-130	+++
Guadelupe	25	0.3	27.0	-113	+++
Hawaii (kilauea)	100	6.5	19.4	-155.3	+++
Louisville	120	2.0	-51	-138	+++
Macdonald	120	3.6	-29	-140.2	+++
Marquises	9	3.9	-11	-138	+++
Pitcaim	8	2.5	-25	-129	+++
Sarhoa	14	1.6	-15	-168	+++
Socorro	25	0.5	18.7	-111	+++
Tahiti (Mehetia)	5	4.5	17.9	-148.1	+++
Europe					
Açores (Pico)	100	1.2	38.5	-28.4	+++
Eifal	40		50.0	7.0	+++
Islande	60	1.2	65.0	-19.0	+++
Jan Mayen	210	0.6	71.1	-8.2	+++
Australie					
Australie Est	50	0.9	-38.5	143	+++
Lord Howe	50	0.9	-33.0	159	+++
Tasmanie	50	0.9	-39.0	156	+++
Antarctique					
Baleny	36		-66.8	163.3	+++
Kerguelen	117	0.9	-49	69	+++
Marion	195		-46.9	37.8	+++
Amérique du Nord					
Raion	20		37	-104	+++
Yellonsione	15	1.5	44.6	-110.5	+++
Amérique du Sud					
Fernando	201	0.7	-4.0	-32	+++
Trinidad (Martin Vas)	65	0.7	-20.5	-28.8	+++

Steinberger ;(2000).

Tableau 02: liste du volcanisme hawaïen

Windward Isles	<ul style="list-style-type: none"> ● Champ volcanique de South Arch ● Hawaii: Kilaua ● Mauna Loa ● Kohala ● Kaho'olawe ● Volcan Molokai Ouest ● Volcan Molokai Est
Îles sous le Vent	<ul style="list-style-type: none"> ● Bacs de frigate française ● Gardner Pinacles ● Atoll de Kure ● Laysan ● Ile Necker ● Ile Lisianski ● Récif Maro
Monts sous-marins de l'Empereur	<ul style="list-style-type: none"> ● Abbott ● Colahan ● Daikakuji ● Détroit ● Hancock ● Jingu ● Kammu ● Koko ● Meiji
Eruptions et événements notables	<ul style="list-style-type: none"> ● 1955 éruption du sous-marin hawaïen. ● 1975 éruption du Mauna Loa. ● 1984 éruption du Mauna Loa. ● 2018 éruption de la Puna inférieure. ● Caldeira du Kīauea. ● Mauna Ulu. ● Pouvoirs de la Caldeira. ● Eruption Aila au.

Tableau 3 : Tsunamis historiques d'origine volcanique

Mechanism	Percentage of events	Examples	Date	Height (m)
Volcanic earthquakes	22.0	New Hebrides	10 January 1878	17
Pyroclastic flows	20.0	Ruang, Indonesia	5 March 1871	25
		Krakatau, Indonesia	26–27 August 1883	>10
Submarine explosions	19.0	Krakatau, Indonesia	26–27 August 1883	42
		Sakurajima, Japan	9 September 1780	6
Caldera formation	9.0	Ritter Island	13 March 1888	12–15
		Krakatau, Indonesia	26–27 August 1883	2–10
Landslides	7.0	Unzen Volcano, Japan	21 May 1792	6–9
Basal surges	7.0	Taal Volcano, Philippines	numerous	?
Avalanches of hot rock	6.0	Stromboli, Italy	numerous	?
Lahars	4.5	Mt. Pelée, Martinique	5 May 1902	4.5
Atmospheric pressure wave	4.5	Krakatau, Indonesia	26–27 August 1883	<0.5
Lava	1.0	Matavanu Volcano, Samoa	1906–2007	3.0–3.6

Source Based on Latter (1981)

Plancher 01 : le volcan Monna Loa et le volcan Sakurajima



C'est un redoutable gardien des îles hawaïennes. Il est considéré comme le plus grand volcan de toute la terre. Le volume de ce géant, compte tenu de la partie sous l'eau, est d'environ 80 000 km³.

La dernière fois qu'une forte éruption volcanique a été observée remonte à 1950. La dernière, mais pas si puissante, s'est produite en 1984.



Ce volcan est situé au Japon et est considéré comme l'un des volcans les plus dangereux au monde. Depuis 1955, ce géant est en activité constante, ce qui effraie la population locale, et pas seulement elle.

Plancher 02 : Ces 08 images impressionnantes avant / après l'éruption volcanique de Tonga.



Plancher 03 : L'éruption volcanique de Karakatoa

Les 26 et 27 avril 1883, après d'un an de petits chocs et d'émissions de cendres qui ont précédé l'éruption finale du Karakatoa, une puissante éruption volcanique s'est produite. L'éruption explosive du stratovolcan, situé le long d'un arc insulaire volcanique, a jeté une énorme quantité de pierres, de cendres et de ponces, dont le bruit a été entendu à des milliers de kilomètres.

La vague du tsunami est passée de l'explosion, la hauteur maximale des vagues a atteint 40 m et 34 000 personnes sont mortes de la catastrophe du tsunami. Des dispositifs marémotrices situés à plus de 11 000 km dans la péninsule arabique ont enregistré une augmentation de la hauteur des vagues

Karakatoa est toujours actif. Les produits des éruptions du 19^{ème} siècle ont formé une petite île au milieu de la Caldeira remplie d'océans, qui a été créée lors de la célèbre Grande éruption de 1883. L'île s'appelle Anak Karakatoa, ce qui signifie « Enfant de Karakatoa ».