

**République Algérienne Démocratique et Populaire**  
**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**

**Université d'Oran 2**

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre



Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade MASTER en Géologie

Option : Géodynamique de la Lithosphère

**Thème**

---

***Le développement des Tsunamis***

---

Présenté par :

BOUCHEKIF Amel Chahrazed

MAHBOUBI Saïd Salem

Soutenu publiquement le 26 / 06 / 2019 devant les membres du jury :

M. SEDDIKI A.	Professeur	Université d'Oran 2	Président
M. BENDOUKHA R.	Maitre de conférences A	Université d'Oran 2	Rapporteur
M <sup>me</sup> LAGRAA. K.	Maitre de conférences A	Université d'Oran 2	Examinatrice

Promotion : 2018-2019

*Nous avons pensé que s'affranchir de la nature était un gage de notre intelligence et de notre puissance. Or, plus on s'affranchit de la nature, plus on devient vulnérable.*

*Nicolas Hulot*

## *Dédicace*

C'est avec un grand plaisir que nous dédions ce travail qui n'aura jamais pu voir le jour sans le soutien indéfectible de nos très chers parents qui ne cessent de nous donner avec amour le nécessaire pour que nous puissions arriver à ce que nous sommes aujourd'hui. Que dieu les protège et que la réussite soit toujours à nos portées pour que nous puissions les combler de bonheur.

A mon très cher frère Zoheir

A ma très chère sœur Sihem

A nos collègues de promotion

Et tous nos amis.

**Amel & Saïd**

# *Remerciements*

Dieu merci

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

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

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

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

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

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

# Résumé

Le fond marin est l'endroit où l'on trouve 80% des épicentres de tremblement de terre et des éruptions volcaniques sous-marines. Grâce à ces manifestations impressionnantes, nous savons que notre planète évolue constamment, cherchant son propre équilibre dans l'univers.

Ces éruptions volcaniques et ces tremblements de terre qui peuvent eux même se révélés dévastateurs, sont à l'origine d'une autre catastrophe naturelle (tsunami) lorsqu'ils se produisent à proximité de l'océan.

Les phénomènes volcaniques déclencheurs de tsunami sont nombreux et variés, les plus notables étant : l'explosion sous-marine à faible profondeur, l'arrivée de coulée de pyroclastites ou de lahar en mer ou encore l'effondrement d'une partie d'un édifice ou d'une caldeira en mer. Tandis que les tsunamis d'origine sismique sont par conséquent le résultat des mouvements le long des failles actives, en particulier celles délimitant les plaques.

Les glissements de terrain sous-marin ou subaérien sont par ailleurs un autre facteur tsunamigénique qui est souvent associés aux séismes ou aux éruptions volcaniques.

**Mots clés :** Tsunami, Volcanisme sous-marin, Tremblement de terre, catastrophe naturel, Glissement de terrain.

# **Tables des matières**

Dédicace	
Remerciements	
Résumé	
Abstract	

## **Introduction générale**

Introduction.....	1
Objectif du travail .....	2

## **Chapitre I Le volcanisme sous-marin**

<b>I.1. Introduction .....</b>	<b>3</b>
<b>I.2. Distribution géographique des volcans sous-marins .....</b>	<b>3</b>
I.2.1. Dans les zones d'écartement de plaques.....	3
I.2.2 Dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique).....	4
I.2.3. Dans le domaine intra-plaque.....	4
<b>I.3. Eruptions volcaniques et géomorphologie des volcans en milieu océanique sous- marin .....</b>	<b>6</b>
I.3.1. Les différents types d'éruptions sous-marines.....	6
a) Eruption sous faible tranche d'eau.....	6
b) Eruptions sous-marines profondes.....	7
I.3.2. Géomorphologie des volcans sous-marins .....	8
I.3.2.1. Les différentes formes de volcans.....	8
a) Les stratovolcans.....	8
b) Les volcans fissuraux .....	8
c) Les volcans bouclier.....	8
I.3.2.2. Morphologie des produits volcaniques sous-marins .....	14
a) Laves en coussins ou pillow lava.....	14
b) Lacs de lave et coulées fluides.....	16
c) Coulées bréchiques. Hyaloclastites profondes.....	16
<b>I.4. Origine des volcans et contexte géodynamique du volcanisme sous- marin.....</b>	<b>18</b>
I.4.1. Le volcanisme de rift et de dorsales océaniques .....	18

I.4.2. Le volcanisme de subduction.....	20
I.4.2.1. Les stratovolcans d'arc insulaire des Petites Antilles.....	21
I.4.3. Le volcanisme intra-plaque (point chaud).....	24
I.4.3.1. Les volcans boucliers en domaine intra-plaque océanique.....	25
<b>I.5. Conclusion.....</b>	<b>33</b>

## **Chapitre II**

### **Tectonique et sismologie**

<b>II. Introduction.....</b>	<b>34</b>
<b>II-A. Tectonique des plaques.....</b>	<b>34</b>
II-A.1. Structure interne de la terre.....	34
II-A.2. Le phénomène de convection et les plaques tectoniques.....	35
II-A. 3. Les mouvements inter-plaques.....	37
<b>II-B. Sismologie .....</b>	<b>39</b>
II-B.1. Définition.....	39
II-B.2. Sismicité de la planète .....	40
II-B.3. Caractéristique principales.....	41
II-B.3.1. Les types de séismes.....	41
a) Séismes tectoniques.....	41
b) Séisme volcanique.....	43
II-B.3.2. Grandeurs des séismes.....	44
a) Intensité.....	44
b) Magnitude.....	45
II-B.3.3. Les ondes sismiques : Caractérisation et propagation.....	46
II-B.3.3.1. Les types d'ondes.....	46
a) Les ondes de volume.....	47
b) Les ondes de surface (Ondes de Love et de Rayleigh).....	47
II-B.4. Les effets locaux.....	49
II-B.4.1. L'effet de site.....	49
II-B.4.2. La liquéfaction.....	50

II-B.4.3. Les mouvements de terrain.....	51
II-B.4.4. Les changements de paysage (rejets).....	52
II-B.5. Mesure et prédiction.....	52
II-B.5.1. Instrument de mesure .....	52
a) Sismographe.....	52
b) Autres instruments de mesure.....	52
II-B.5.2. Méthode de prédiction.....	53
a) A long terme.....	53
b) A moyen terme.....	53
c) A Court terme.....	54
<b>Conclusion.....</b>	<b>54</b>

## **Chapitre III**

### **Le tsunami : Mode de formation et mécanisme de développement**

<b>III.1. Introduction.....</b>	<b>56</b>
<b>III.2. Définition et terminologie.....</b>	<b>56</b>
<b>III.3. Répartition géographique des tsunamis.....</b>	<b>57</b>
<b>III.4. Historique des tsunamis les plus marquants.....</b>	<b>59</b>
<b>III.4. Caractéristiques des tsunamis.....</b>	<b>62</b>
III.4.1. Tsunami en pleine mer.....	62
III.4.2. Tsunami à l'approche et au contact de la côte.....	63
III.4.3. Echelles des tsunamis.....	64
<b>III.5. Origine des tsunamis.....</b>	<b>65</b>
III.5.1. Tsunami d'origine tectonique (sismique).....	65
III.5.1.1. Les « tsunami earthquakes » (ou « séisme tsunami » en français).....	67
III.5.2. Tsunami d'origine volcanique.....	68
III.5.2.1. Phénomènes déclencheurs.....	68
III.5.3. Tsunami d'origine gravitaire : glissement de terrain .....	71
<b>III.6. Conséquences et dégâts.....</b>	<b>74</b>
III.6.1. Conséquences humanitaires.....	74



III.6.2. Conséquences économiques.....	74
III.6.3. Conséquences morphologiques et écologiques.....	74
<b>III.7. Prévention et sécurité.....</b>	<b>75</b>
III.7.1. Prévention à court terme : mise en place de systèmes d'alerte.....	75
III.7.2. Prévention à long terme.....	76
<b>III.8. Conclusion.....</b>	<b>77</b>

## **Conclusion générale**

<b>Conclusion générale .....</b>	<b>78</b>
----------------------------------	-----------

**Références bibliographiques**

**ANNEXES**

## Liste des figures

<b>Figure</b>	<b>Page</b>
<b>CHAPITRE I</b>	
<b>Figure I-1</b> : Répartition des volcans dans le monde (Dessin Denis Horvath- Archives Larousse).....	5
<b>Figure I-2</b> : Etapes successives du modèle d'évolution des volcans boucliers Hawaïen établi par Peterson et Moore (1987). Schéma modifié et adapté par Bachèlery (1999).....	13
<b>Figure I-3</b> : Les pillow lavas (NOAA) Extrait de Juteau & Maury (2012).....	15
<b>Figure I-4</b> : Les lacs de laves (NOAA) Extrait de Juteau & Maury (2012).....	17
<b>Figure I-5</b> : Différents types de volcans selon leurs contextes géodynamiques.....	18
<b>Figure I-6</b> : l'arc volcanique des Petites Antilles. (BARINTZEFF, 2010).....	22
<b>Figure I-7</b> : Image du Kick-'em-Jenny reconstituée par sonar. Doug Martin, 1996 (NOAA).....	24
<b>Figure I-8</b> : Carte de la Polynésie Française. Delavault (2014).....	26
<b>Figure I-9</b> : Alignement de la Société. (Duncan et McDougall, 1976).....	27
<b>Figure I-10</b> : Carte de l'alignement de Pitcairn-Gambier montrant les différents édifices volcaniques et leurs âges. (Delavault, 2014).....	28
<b>Figure I-11</b> : Du volcan à l'atoll : la chaîne de Pitcairn-Gambier.....	29
<b>Figure I-12</b> : Alignement des îles Australes Cook. (Duncan et McDougall, 1976).....	31
<b>Figure I-13</b> : Carte de l'île de la Réunion avec deux volcans boucliers: Piton des Neiges et Piton de la Fournaise. Coordonnées UTM 40S (km) ; échelle d'altitude en mètre. (Tinard, 2007).....	33
<b>CHAPITRE II</b>	
<b>Figure II-1</b> : Coupes schématiques sur le globe terrestre (Source : P.A. Bourque et université Laval, Canada).....	35

<b>Figure II-2</b> : Mouvement de convection dans le manteau. (Source : Larry Braile, Perdue University).....	36
<b>Figure II-3</b> : Distribution des principales plaques tectoniques, des rides océaniques et des zones de subduction.....	37
<b>Figure II-4</b> : Sismicité mondiale et déplacements relatifs entre plaques.....	40
<b>Figure II-5</b> : Mouvement de faille normale (extension), faille inverse (compression) et faille décrochante. (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA).....	43
<b>Figure II-6</b> : Magnitude à l'échelle de Richter. (Source : P.A. Bourque et université Laval, Canada).....	46
<b>Figure II-7</b> : Représentation des différentes ondes sismiques.....	48
<b>Figure II-8</b> : La station RMAS correspond à l'arrivée des ondes dans le bassin de Mexico. (Roullé, 2004).....	50

<b>CHAPITRE III</b>
---------------------

<b>Figure III-1</b> : Carte de localisation des tsunamis dans le monde. Source : NGDC / WDS Geophysics.....	58
<b>Figure III-2</b> : Schéma des caractéristiques d'onde hydraulique d'un tsunami. © notre-planete.info.....	62
<b>Figure III-3</b> : Variation des vitesses de propagation des tsunamis avec la profondeur d'eau. D'après (P. Heinrich et al., 1999).....	63
<b>Figure III-4</b> : Echelle Imamura – Iida. (Bardintzeff, 2010).....	64
<b>Figure III-5</b> : Echelle d'intensité des tsunamis de Sieberg – Ambraseys. (Source : Medina F et al, 2016).....	65
<b>Figure III-6</b> : Formation d'un tsunami d'origine sismique. INFOGRAPHIE IDIX –.....	66
<b>Figure III-7</b> : Emplacement des volcans qui ont généré un tsunami dans l'histoire. (IOC), (Bryant, 2014).....	68
<b>Figure III-8</b> : Glissement de Lituya, consécutif à un séisme de magnitude 8,3 en Alaska. Source : adapté de Fritz <i>et al.</i> [2009].....	72
<b>Figure III-9</b> : Représentation schématique de glissement de terrain sous-marin. (Bryant, 2014).....	73

## **Liste des tableaux**

<b>Tableau</b>	<b>Pages</b>
<b>Tableau 1</b> : Classification des types de coulées basaltiques profondes, et comparaison de leurs caractéristiques principales. D'après Bonatti et Harrison (1988).....	<b>6</b>
<b>Tableau 2</b> : Répartition en pourcentage des tsunamis dans les mers et océans du monde. Source : Bryant (2005).....	<b>57</b>

## **Liste des acronymes**

**DART** : Deep-Ocean Assesement and Reporting of tsunami.

**IOC** : Intergouvernemental oceanographic Commision.

**JMA** : Agence météorologique du Japon.

**NGDC** : Centre national de données géophysiques.

**NOAA** : National oceanic and Atmospheric Administration.

**OBS** : Ocean Bottom Seismograph.

**THRUST** : Tsunami Hazards Reduction Utilizing Systems Technology.

**WDS** : Système mondial de données.



**INTRODUCTION**

**GENERALE**

## INTRODUCTION

La planète terre a de tout temps été le théâtre de catastrophes naturelles causées par une intense activité géologique. Eruptions volcaniques, séismes et même tsunamis ont émaillé notre histoire depuis l'Antiquité et jusqu'aux nos jours.

La peur qu'ils inspirent, leurs manifestations aussi soudaines que dévastatrices, la beauté des laves en fusion leur confèrent un mystère qui aiguise les géologues et qui suscite de nombreuses interrogations qui constituent d'ailleurs la base de ce travail : Quel est le mécanisme générateur de ces catastrophes naturelles ? Où sont-ils situés et à quoi ressemblent-ils ? Et enfin comment une catastrophe naturelle peut-elle en entraîner une autre ?

Afin de répondre à ces questions, ce manuscrit présente les mécanismes géologiques à l'origine des volcans, des séismes et des tsunamis dans le monde ; les risques qu'ils génèrent et les mesures préventives qui y sont associées.

Ce mémoire est donc articulé autour de trois chapitres

**Le Chapitre I** fera l'état des connaissances sur les caractéristiques morpho-structurales et éruptives des volcans sous-marins en lien avec leur contexte géodynamique.

**Le Chapitre II** fera d'abord un rappel des connaissances sur la tectonique des plaques, modèle qui aujourd'hui explique l'ensemble de la dynamique et de la vie interne de la terre. Ensuite, sont abordés l'une des manifestations les plus spectaculaires de cette dynamique interne : les tremblements de terre.

Enfin **le Chapitre III** reprend l'ensemble des phénomènes traités dans les deux chapitres précédents pour mettre en évidence les conséquences qu'ils peuvent avoir lorsqu'ils se produisent à proximité de l'océan. Ce chapitre s'intéresse donc au phénomène tsunami, tant dans les caractéristiques hydrodynamiques que dans les processus qui en sont à l'origine. Les moyens mis en œuvre pour la détection et l'alerte de ce phénomène ont été exposés, tout comme la manière dont ces moyens sont gérés à l'échelle mondiale et national.

## OBJECTIFS

L'objectif global du présent mémoire vise à :

- Présenter les mécanismes géologiques à l'origine des volcans et des séismes ainsi que leur répartition dans le monde.
- Caractériser les risques qu'ils génèrent et les mesures préventifs qui y sont associées.
- Etudier à partir des tsunamis historiques la relation entre les séismes, volcans sous-marins et tsunami et comprendre comment chacune des sources mentionnées peut déclencher un tsunami.

Ce mémoire ne prétend pas être exhaustif, mais illustre à partir d'exemples précis, certaines des grandes questions animant la recherche scientifique sur les tsunamis, susceptibles d'éveiller la curiosité des étudiants.



# **CHAPITRE I**

## **LE VOLCANISME SOUS-MARIN**



## I.1. Introduction

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

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

## I.2. Distribution géographique des volcans sous-marins

La plupart des volcans élisent domicile dans les positions suivantes (Hadjoudj, 2009) (**Fig.I-1.**) :

### I.2.1. Dans les zones d'écartement de plaques

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:

- **Volcans d'Islande :**

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

- **Volcans des failles transformantes de l'océan atlantique :**

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

- **Volcans des failles transformantes du pacifique :**

Le volcanisme des Galápagos a été marqué en 1968 par l'éruption de Fernandina.

- **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.

### **I.2.2 Dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique)**

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

### **I.2.3. Dans le domaine intra-plaque**

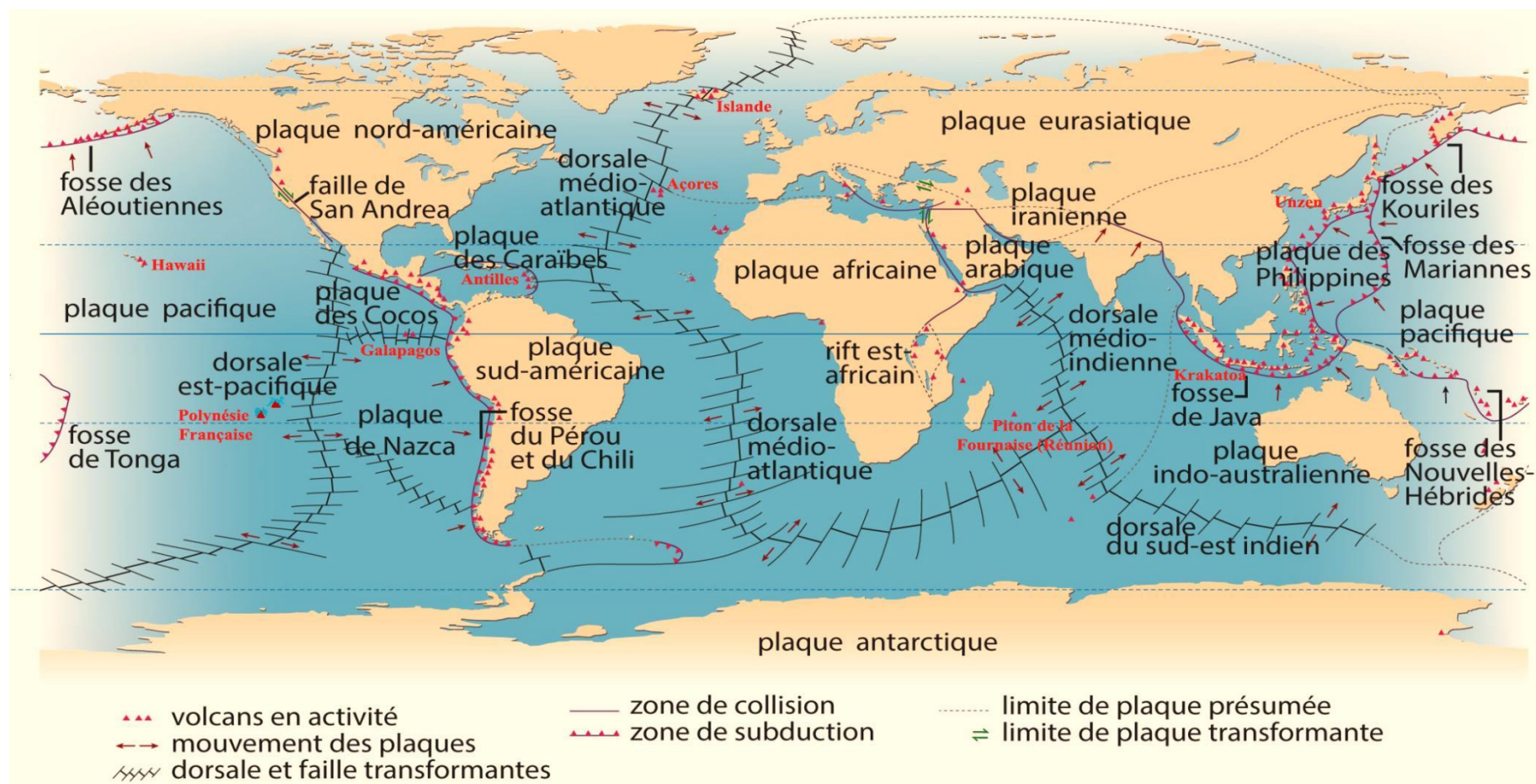
- **Volcans intra-plaques de l'océan Pacifique**

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

- **Volcanisme intra-plaque de l'océan indien**

- L'île de la Réunion avec ses deux volcans : le piton des Neiges et le piton de la Fournaise.
- Les terres Australes avec l'archipel Crozet, les îles Saint-Paul et Amsterdam ainsi que les îles Kerguelen.

## Répartition des volcans dans le monde



**Fig. I-1** : Répartition des volcans dans le monde. Dessin Denis Horvath- Archives Larousse ([https://www.larousse.fr/encyclopedie/images/Plaques\\_lithosph%C3%A9riques/1009789](https://www.larousse.fr/encyclopedie/images/Plaques_lithosph%C3%A9riques/1009789)). Modifié par Boucekif & Mahboubi (2019).











### I.3. Éruptions volcaniques et géomorphologie des volcans en milieu océanique sous-marin

#### I.3.1. Les différents types d'éruptions sous-marines

Parmi les facteurs physiques ou chimiques susceptibles de contrôler le dynamisme du volcanisme basaltique sous-marin, figurent en premier lieu la température et la viscosité du magma au moment de l'éruption (la viscosité dépendant elle-même de la température, de la composition chimique et de la teneur en volatiles du magma), ainsi que le taux instantané d'émission (qui dépend en partie de la viscosité) (Juteau et Maury, 2012).

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

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

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

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

#### a) Éruption sous faible tranche d'eau

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

La lave intensément fragmentée par les explosions dues à la détente des gaz magmatiques et de la vapeur d'eau de mer, retombe sous l'eau en formant des couches stratifiées de *hyaloclastites d'explosions*. Depuis les calculs de McBirney (1963), on sait que de telles éruptions hydroclastiques ont peu de chances de se produire au-delà d'une profondeur de 500 m (700 m à 1000 m pour d'autres auteurs).

La zone axiale des dorsales se situant à une profondeur moyenne de 2 500 m, ce style d'éruption ne s'observe que dans des zones très localisées de la dorsale, à proximité immédiate d'îles volcaniques édifiées sur la dorsale (Islande, Açores, etc.). En revanche, les éruptions sous-marines explosives sous faible tranche d'eau constituent un stade obligatoire de l'édification des nombreuses îles volcaniques intra-océaniques (Juteau et Maury, 2012).

### b) Éruptions sous-marines profondes

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

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

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

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

fluide) d'autre part (Juteau et Maury, 2012). Les laves en pavés et les hyaloclastites profondes, rarement observées à l'axe des dorsales, ont été décrites essentiellement sur les volcans sous-marins intra-océanique (encore appelés « seamounts »).

### **I.3.2. Géomorphologie des volcans sous-marins**

#### **I.3.2.1. Les différentes formes de volcans**

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

##### **a) Les stratovolcans**

Un stratovolcan correspond à un édifice volcanique caractérisé par une alternance de phase effusive (coulées de laves) et de phase explosive (des couches pyroclastiques). La forme classique est conique avec des flancs convexes et, au sommet, un cratère en forme d'entonnoir. Les pentes (10 à 35°) et les altitudes des stratovolcans sont relativement importantes. La plupart des stratovolcans présentent des cônes adventifs qui apparaissent sur les flancs du cône principal résultant de la sortie latérale du magma dans l'histoire de l'édifice. Sur les 1500 volcans actifs connus sur terre 699 sont des stratovolcans comme le mont Fuji (Japon) et le Stromboli (Italie).

##### **b) Les volcans fissuraux**

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

##### **c) Les volcans bouclier**

Les volcans boucliers sont formés par des éruptions successives de lave de nature basaltique qui, du fait de leur température élevée (1200°C à 1050°C) et de leur faible viscosité à l'émission, s'épanchent en coulées longues et peu épaisses, édifiant un large cône volcanique. Ces volcans présentent typiquement des pentes faibles comprises entre 2° et 10°, et des diamètres nettement supérieurs à leur hauteur. Les volcans Mauna Loa et Kilauea des îles Hawaii en sont des exemples.

### *Principaux types de volcans boucliers*

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

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

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

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

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

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

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

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

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

### *Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques*

Depuis Plusieurs décennies, les études menées sur les volcans boucliers de l'archipel d'Hawaii ont permis d'obtenir un aperçu détaillé de leur mode de fonctionnement. La présence de volcans à tous les stades d'évolutions (depuis l'édifice sous-marin naissant jusqu'aux îles les plus anciennes) fait de cet archipel un objet quasiment unique sur terre. Un modèle général d'évolution des volcans boucliers basaltiques a donc logiquement été établi à partir de l'exemple hawaïen (Peterson et Moore, 1987). Quatre stades principaux d'évolutions sont distingués (**Fig.I-2.**) :

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

Il correspond à la construction sous-marine de l'édifice avec l'émission de laves alcalines associées à de faibles taux de fusion partielle. A Hawaii, le seul édifice connu en cours d'édification sous-marine est le mont Loihi. Son étude a montré que le développement de rift zones, de calderas sommitales et d'instabilités de flancs est possible dès ce stade d'édification.

Le passage à des laves tholéitiques et des taux de production plus élevés marquent la transition vers le stade dit (« bouclier » ou « shield-building stage »). Emises sous une importante tranche d'eau, les laves prennent la forme de pillow lavas voire de coulées de type « pahoehoe ». Lorsque l'édifice approche de la surface, les manifestations volcaniques se font plus explosives et sont associées à des niveaux de hyaloclastites et de brèches d'explosion.

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

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

Au cours de ce stade, les taux d'émissions magmatiques sont élevés. Ils peuvent cependant varier de plusieurs ordres de grandeur selon les édifices :  $0,19\text{km}^3/\text{an}$  pour le Kilauea (Cayol et al, 2000), au Piton de la Fournaise ce taux est estimé à  $0,01\text{km}^3/\text{an}$  (Lénat et Bachèlery, 1987).



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

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

La croissance de l'édifice au cours du stade bouclier est également ponctuée par des phénomènes d'instabilités tels que les effondrements verticaux à l'origine de la formation de calderas sommitales ou de pit craters. Ces effondrements sont associés à une vidange rapide des réservoirs magmatiques ou à des phases explosives phréatiques ou phréatomagmatiques paroxysmales (Bachèlery, 1981).

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

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

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

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

- **Stade de reprise de l'activité (ou renewed volcanism)**

Une activité volcanique sporadique peut éventuellement reprendre pendant la phase d'érosion du bouclier. Cela a notamment été mis en évidence à l'île Maurice (Moore et al., 2011). Les laves émises sont très alcalines, sous-saturées en silice (basanites, téphrites, phonolites).

La subsidence et l'érosion continues de l'île vont progressivement réduire l'altitude de l'édifice jusqu'à sa disparition complète sous le niveau de la mer (stade atoll, si subsidence et croissance récifale) et son recouvrement par les sédiments marins (stade guyot).

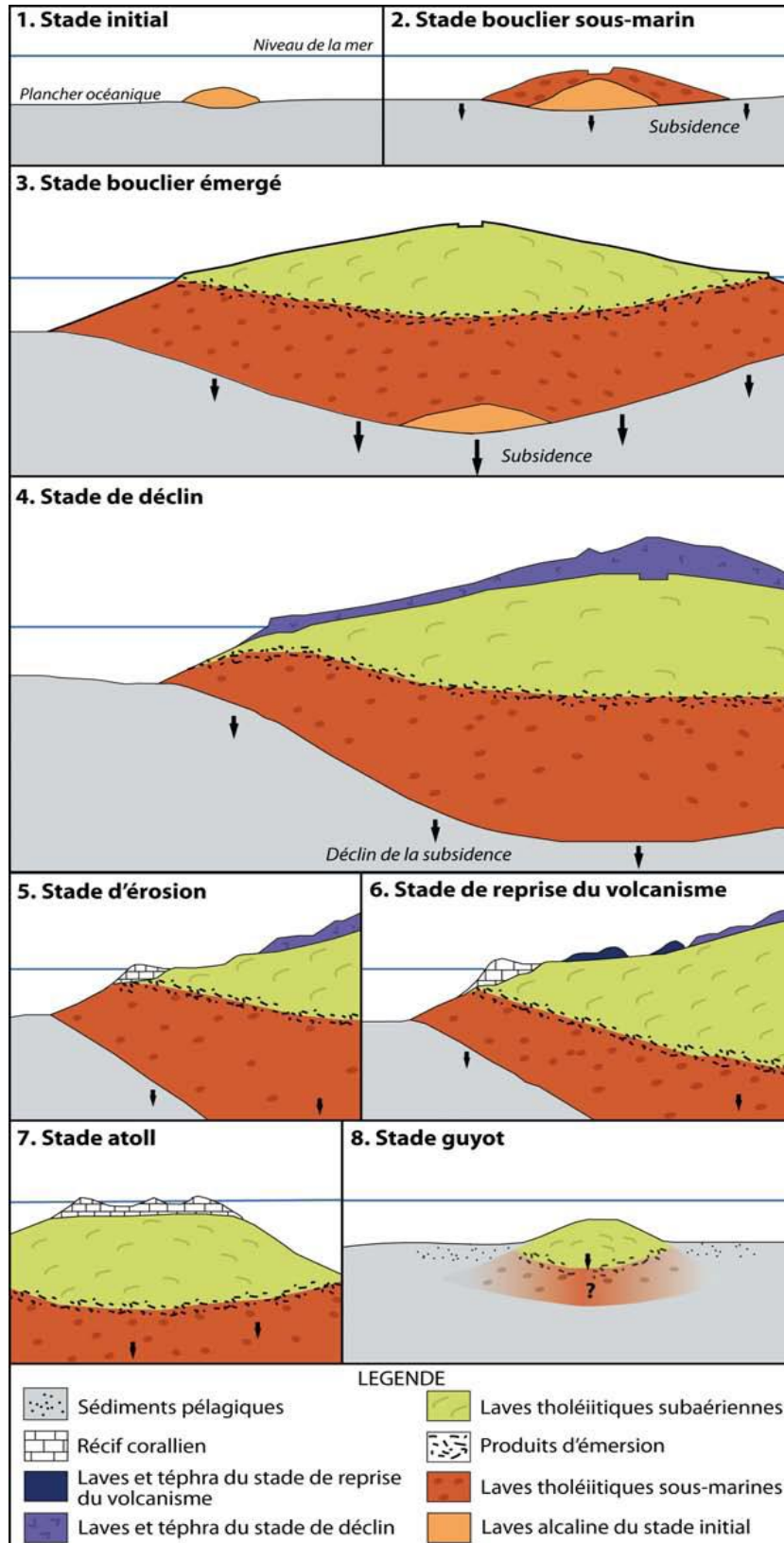


Fig. I-2 : Etapes successives du modèle d'évolution des volcans boucliers Hawaïien établi par Peterson et Moore (1987). Schéma modifié et adapté par Bachèlery (1999).

### I.3.2.2. Morphologie des produits volcaniques sous-marins

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

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

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

#### - Laves en coussins ou *pillow lava*

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

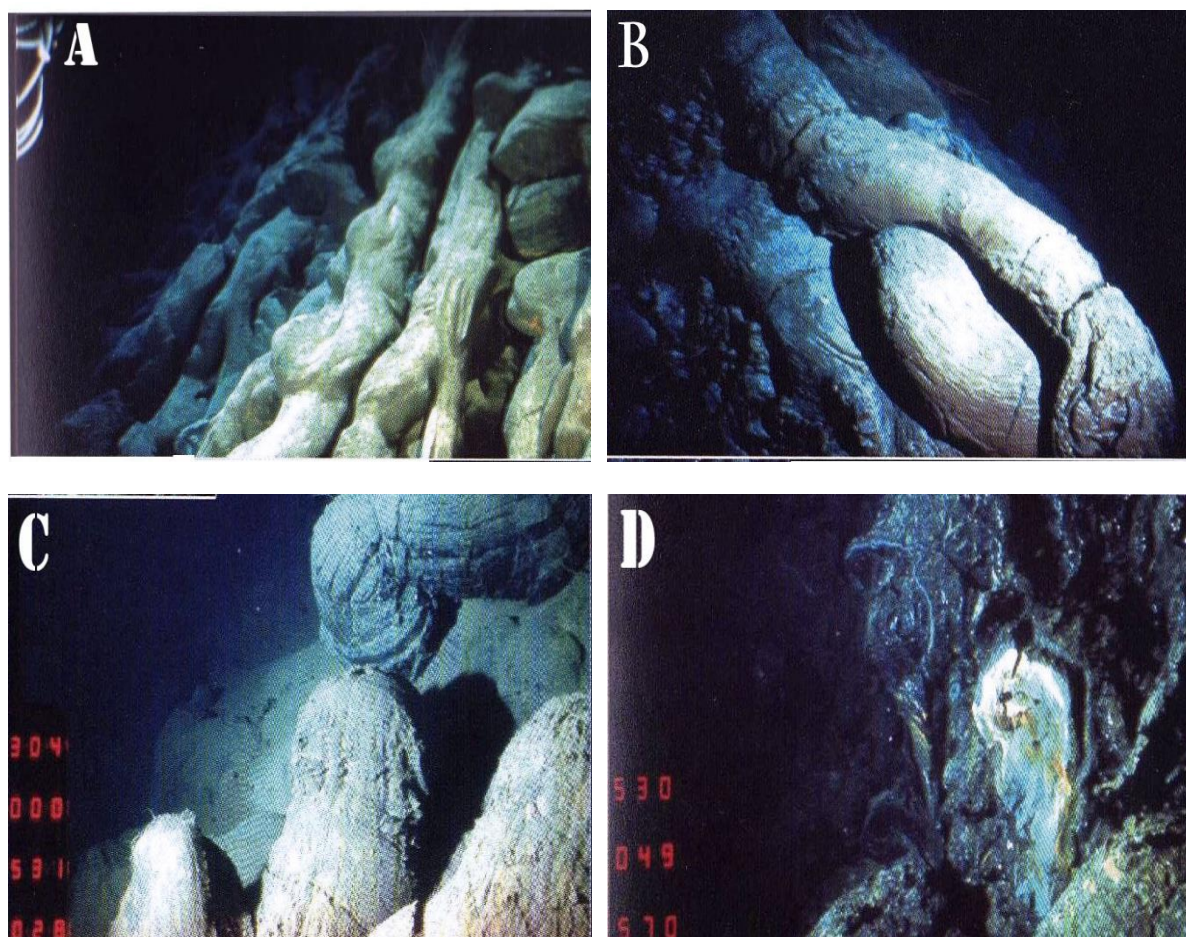
Les *pillow lavas* caractérisent les émissions de laves basiques à intermédiaires en milieu aquatique, qu'il soit sous-marin, sous-lacustre ou même sous-glaciaire (Islande). Ces basaltes proviennent de lave brusquement refroidie et vitrifié instantanément en surface au contact de l'eau de mer glaciale (**Fig. I-3.D**).

Cette couche de verre épaisse de 1 à 2 cm empêche la coulée de s'étaler en surface, l'obligeant à s'écouler en doigts de gants. Elle forme des tubes qui se chevauchent les uns les autres, et avance vers le bas de la pente par éclatement successifs de la croûte vitreuse

frontale. La pression interne de la lave en fusion dans les tubes fait d'ailleurs craquer la croûte vitreuse en de nombreux endroits, ce qui entraîne la formation de nombreuses protubérances vitreuses et petites coulées secondaires.

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

Les fronts de coulées sont très abrupts ( $30^\circ$  à  $60^\circ$  ou plus), avec une hauteur moyenne de 5 à 20 m, pouvant atteindre parfois 50 m. (**Fig.I-3.A**). Quand la pente est forte, les pillows sont des tubes très allongés, dont l'extrémité est arrondie (**Fig.I-3.B**). Les digitations peuvent présenter des formes variées, incluant les « trompe d'éléphant » (**Fig.I-3.C**).



**Fig. I-3** : Les pillow lavas. **A**. Front de coulée sur un flanc raide de volcan axiale (pente  $50^\circ$ ), formé de tubes basaltiques dévalant la pente ; **B**. Tubes de lave basaltique sur la pente d'un volcan axial ; **C**. Extrémité de pillow lava en « trompe d'éléphant » ; **D**. Le verre basaltique non encore altéré, noir et brillant sous les projecteurs, est prépondérant dans la zone axiale. Extrait de Juteau & Maury (2012).

### - Lacs de lave et coulées fluides

#### *Lacs de lave*

Les **émissions** fissurales très **volumineuses produisent des lacs de lave**. Ces structures furent découvertes à l'axe des dorsales à taux d'expansion intermédiaire ou rapide. La trempe thermique a peu de prise sur un très gros volume de lave issue d'une large fissure et dévalant la pente volcanique : une telle masse incandescente de lave ira envoyer tous les creux topographiques situés sur son chemin, formant un véritable lac de lave temporaire dont la surface, plane sur plusieurs kilomètres carrés, tranche sur le moutonnement des pillow lavas encaissants. (**Fig.I-4.A**).

Un drainage précoce, intervenant bien avant le refroidissement et la consolidation complète de ce lac de lave, entraîne généralement l'effondrement de la partie centrale, laissant un champ de piliers verticaux résiduels de 5 à 15 m de hauteur. Sur les bords du lac, son ancienne surface vitreuse, souvent lobée, est restée suspendue entre les piliers, unissant leurs sommets (**Fig.I-4.B et C**) : cette surface montre parfois des structures tourbillonnaires, reflétant l'existence de courants convectifs turbulents dans le lac avant la consolidation.

#### *Coulées fluides*

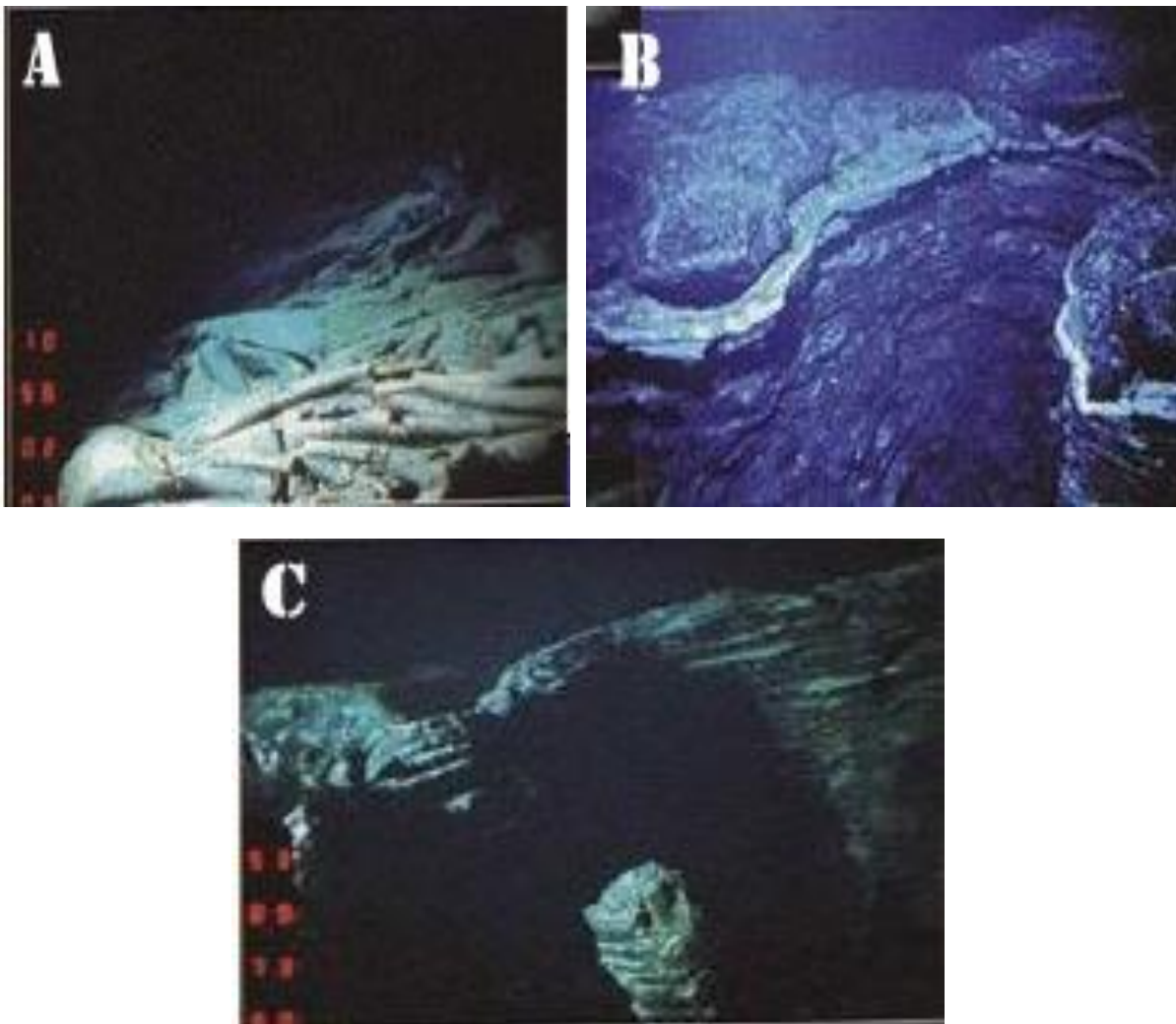
Les moins épais de ces lacs de lave (1 à 3 m d'épaisseur), n'ayant pas subi de drainage, se sont consolidés en basalte massif : leur surface est souvent cordée ou plissée, évoquant les coulées hawaïennes de type « pahoehoe ». Ces coulées fluides correspondent à des volumes d'émission intermédiaires entre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

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

### - Coulées bréchiques. Hyaloclastites profondes

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

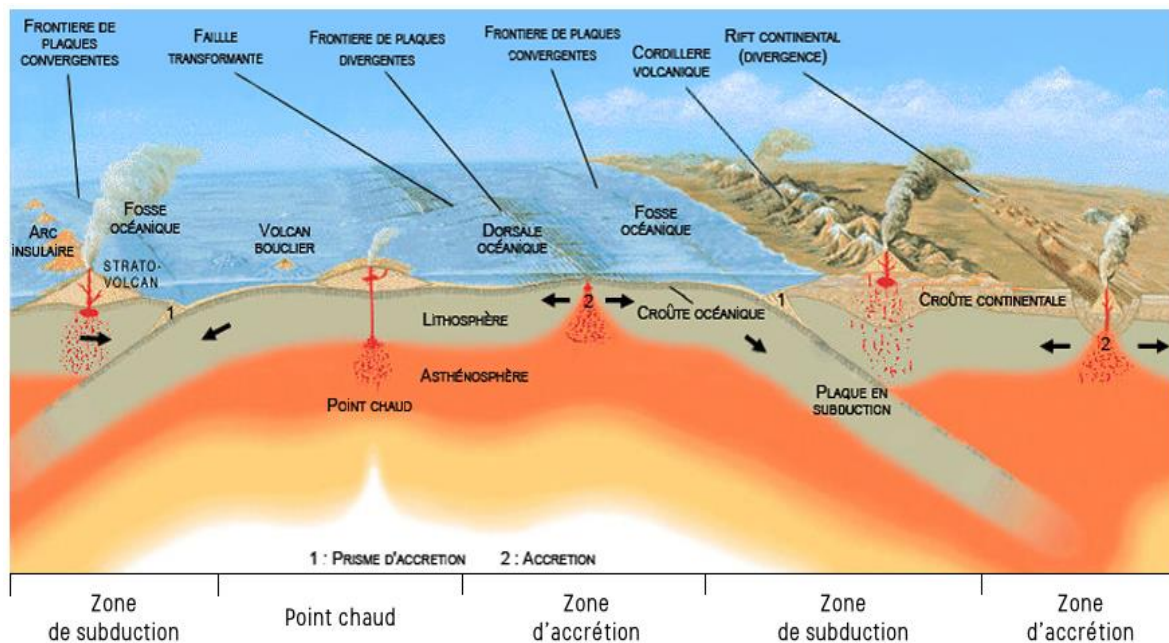
Les **mécanismes de formation** de ces hyaloclastites profondes sont très **différent** de ceux qui président à la formation **des *hyalotufs*** sous faible tranche d'eau. Le mécanisme principal semble être dû au développement de contraintes thermiques importantes lors de la consolidation rapide de coulées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



**Fig. I-4 :** Les lacs de laves. **A.** Surface vitreuse plissée d'un lac de lave fossile, comparable à la surface vitreuse des coulées de type « pahoehoe » à Hawaii ; **B.** Lac de lave fossile effondré sur lui-même, laissant des piliers résiduels en relief, et offrant un paysage ruiniforme caractéristique ; **C.** Lac de lave dont l'ancienne surface est bien visible derrière le sommet d'un pilier résiduel. Photo extraite de Juteau & Maury (2012).

## I.4. Origine des volcans et contexte géodynamique du volcanisme sous- marin

Le volcanisme représente l'une des manifestations de la tectonique des plaques. Les volcans actifs ne se répartissent pas aléatoirement sur le globe terrestre, ils sont surtout liés à trois environnements géodynamiques (**Fig.I-5**) : Les volcans de rift et de dorsale océanique (sous-marin pour la plupart), les volcans de cordillère et d'arcs insulaires au niveau des zones de subduction et un dernier type de volcanisme dit de point chaud, indépendant des mouvements de plaques.



**Fig.I-5** : Différents types de volcans selon leurs contextes géodynamiques.

Source « astrosurf », [En ligne] <http://www.astrosurf.com/luxorion/Sciences/?C=N&O=D>

### I.4.1. Le volcanisme de rift et de dorsales océaniques

La majeure partie du volcanisme terrestre est associée à l'activité des dorsales océaniques qui ceignent le globe terrestre et marquent le lieu de divergence entre deux ou trois plaques lithosphériques.

Les dorsales ou (rides) d'accrétion océaniques forment la plus grande chaîne de montagnes du monde avec une longueur cumulée de près de 80 000 km sinuant à travers les quatre océans. Partant de la base de la marge continentale du delta de la Lena (Sibérie orientale) dans l'Arctique, ce système traverse l'Atlantique dans toute sa longueur, pénètre



dans l'océan Indien (avec une branche aboutissant en mer Rouge formant ainsi un « point triple » de dorsale au SE de la Réunion), puis contourne, par le Sud, la Nouvelle-Zélande pour entrer dans le Pacifique.

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

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

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

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

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

Parfois, de l'eau de mer peut se glisser dans les petites fentes du fond de l'océan. Quand elle rencontre le magma, elle se transforme en grands jets de vapeur noirs ou blancs, appelés « fumeur ». Ils contiennent des métaux qui s'accumulent et forment des cheminées.

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

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

#### **I.4.2. Le volcanisme de subduction**

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

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

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

Ces volcans (caractérisés par des éruptions explosives, donc dangereuses) sont localisés à l'aplomb d'une zone du panneau de subduction (« slab ») commençant vers une centaine de kilomètres de profondeur, qui est celle à partir de laquelle le slab commence à se déshydrater.

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

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

Tout d'abord, le long de l'Amérique du Sud, se trouve la Cordillère des Andes, immense chaîne avec les plus hauts volcans du globe (le plus haut volcan terrestre, le Nevado Ojos del Salado, au Chili, culmine à 6 885 mètres). La Cordillère d'Amérique Centrale (Mexique) lui fait suite. Puis en Amérique de Nord, c'est la chaîne des Cascades avec le célèbre mont Saint Helens. Ensuite, on rejoint l'Alaska, les îles Aléoutiennes et, de l'autre côté du Pacifique, le Kamtchatka russe et les îles Kouriles. Viennent enfin le Japon, puis les Philippines, la Papouasie- Nouvelle Guinée, le Vanuatu et la Nouvelle- Zélande. Le tour volcanique est bouclé !

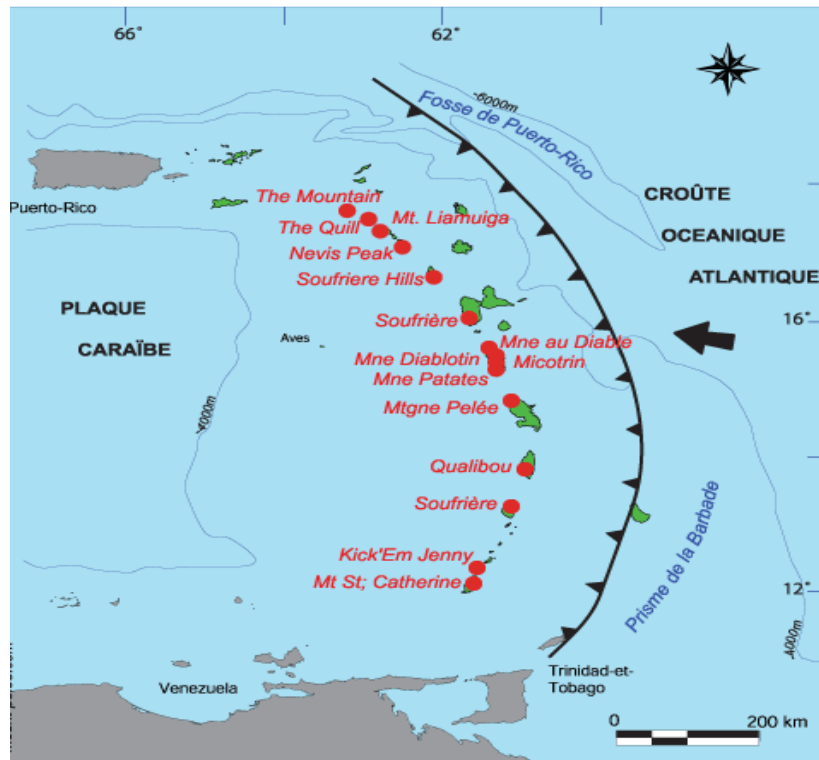
Par ailleurs, il est frappant de constater que, dans cet océan, les arcs-insulaires (actifs et rémanents) et leurs bassins marginaux sont exclusivement distribués à l'Ouest, tandis qu'à l'Est, les zones de subduction ne sont surplombées que par des cordillères volcaniques (Andes, chaînes volcaniques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

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

#### **I.4.2.1. Les stratovolcans d'arc insulaire des Petites Antilles**

Les Petites Antilles forment un chapelet d'îles volcaniques au bord de la mer des Caraïbes, résultant de la subduction intra-océanique vers l'Ouest de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe (**Fig.I-6**). L'archipel s'étend sur 850 km depuis la marge continentale Sud-Américaine jusqu'aux grandes Antilles et présente une nette convexité vers l'est.

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



**Fig. I.6 :** l'arc volcanique des Petites Antilles. (BARDINTZEFF, 2010).

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

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

- **La montagne Pelée**

La montagne Pelée est un volcan actif de l'île de la Martinique d'une superficie de 120km<sup>2</sup>, soit 1/8 de l'île de la Martinique (Antilles). Sa dernière éruption a duré de 1929 à 1932, et une activité fumerolienne a été observée à son sommet jusque dans les années 70.

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

Quatre périodes d'activité étalées sur plusieurs centaines de milliers d'années : une paléo Pelée, une période intermédiaire, un stade Saint-Vincent et un stade récent (Boudon, 1993).

Le stade ancien, la paléo-Pelée est constitué de coulées de laves massives et d'agglomérats chaotiques. L'âge des premières manifestations est estimé aux environs de 300000ans. La fin de cette période est liée à une grande déstabilisation avec un effondrement en mer du flanc occidental.

Le stade « intermédiaire » se développe entre 40000 et 25000 ans. Il constitué en grande partie par des brèches issues de coulées pyroclastiques. Ces dernières peuvent atteindre 200m de puissance lorsqu'elles sont canalisées dans les profondes vallées entaillées dans la paléo-Pelée.

Un troisième édifice se reconstruit à l'intérieur de la structure caldérique. Il se caractérise par une activité de type Saint-Vincent, dont les épisodes les plus importants se situent entre 25000 et 19000 ans.

Le stade récent correspond à l'édification d'un quatrième cône. Il est formé essentiellement de produits pyroclastiques et nuées ardentes associées à la mise en place de dômes visqueux.

- **Le Kick' Em Jenny**

Le Kick' Em Jenny (**Fig.I-7**) est le seul volcan sous-marin de l'archipel des Antilles mais c'est le plus actif. Il est situé dans la mer des Caraïbes à huit kilomètres au nord de l'île de la grenade et à huit kilomètres à l'ouest de l'île Ronde dans les grenadines.

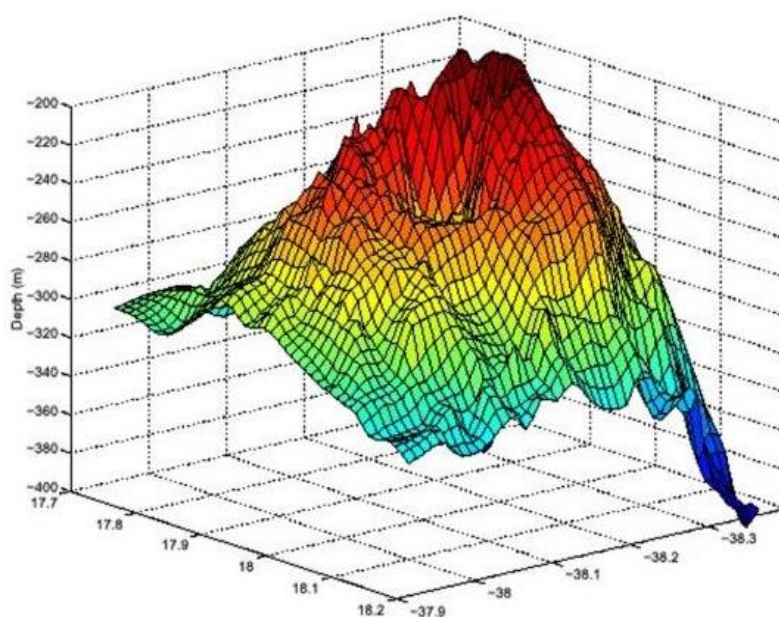
Sa base se situe à 1 300 mètres de profondeur et mesure cinq kilomètres de diamètre. Son sommet atteint actuellement 180 mètres de profondeur après s'être élevé d'environ 100 mètres entre 1962 et 1976 (Le Friant, 2001). Il est formé d'un cratère elliptique de 350 mètres de diamètre environ.

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

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

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

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



**Fig. I-7 :** Image du Kick-'em-Jenny reconstituée par sonar. Doug Martin, 1996 (NOAA),  
[En ligne] <https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=360160>

### **I.4.3. Le volcanisme intra-plaque (point chaud)**

La théorie du point-chaud a eu un énorme succès parce qu'elle a fourni une explication cohérente à la distribution d'un volcanisme spécifique, exprimé généralement hors des limites de plaques (d'où le nom de *volcanisme intra-plaque*) continentale ou océanique. Paradoxalement, il en existe davantage au milieu des océans qu'au sein des continents, probablement parce que la croûte océanique, plus mince, plus chaude et donc plus plastique que la croûte continentale, offre moins de résistance aux magmas.

Les points chauds étant fixes, alors que la plaque lithosphérique se déplace sur le manteau, des volcans se créent successivement et s'alignent alors, le plus récent étant le plus actif car à l'aplomb du point chaud. Lorsque le point chaud débouche sous un océan, il va donner naissance à un chapelet d'îles alignées comme c'est le cas pour l'archipel d'Hawaii.

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

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

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

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

#### **I.4.3.1. Les volcans boucliers en domaine intra-plaque océanique**

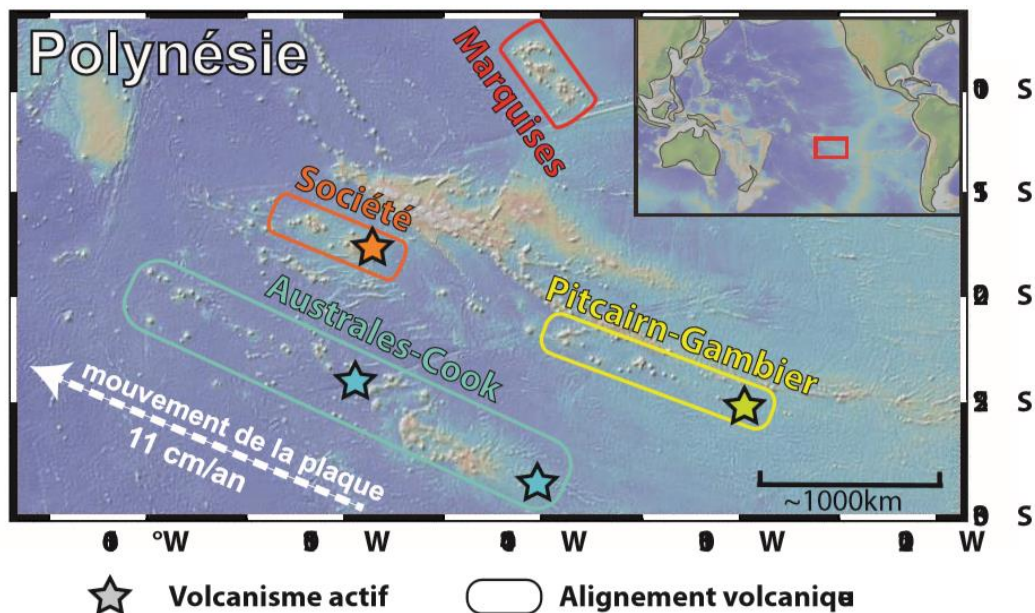
Les volcans de ce domaine restent sous-marins, ou émergent et forment des îles. Les fonds océaniques du Pacifique en constituent un bon exemple où les alignements volcaniques existent en grand nombre : Hawaii - Empereur, Polynésie française (Marquises, Tuamotu – Gambier, Société, Australes), liés à autant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

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

- **Les archipels de la Polynésie française**

La Polynésie se situe dans l'océan Pacifique Sud et s'étend sur un vaste domaine entre 130° et 160° de longitude Ouest et 5° à 30° de latitude Sud, sur environ 5 millions de km<sup>2</sup> (**Fig.I-8**). Elle est constituée de quatre principaux archipels : les Marquises au Nord, la Société à l'Ouest, l'alignement des Australes-Cook au Sud, et enfin l'archipel de Pitcairn Gambier à l'Est.

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



**Fig. I-8** : Carte de la Polynésie Française. L'encadré en haut à droite de la figure désigne la place de la Polynésie à l'échelle de la Terre. Les quatre alignements polynésiens sont surlignés : en bleu, Australes Cook ; orange, Société ; jaune, Pitcairn-Gambier ; rouge, Marquises. Les positions des volcans actifs sont indiquées par des étoiles. Le mouvement de la plaque lithosphérique pacifique est également reporté. Delavault (2014).

- **Les îles Marquises**

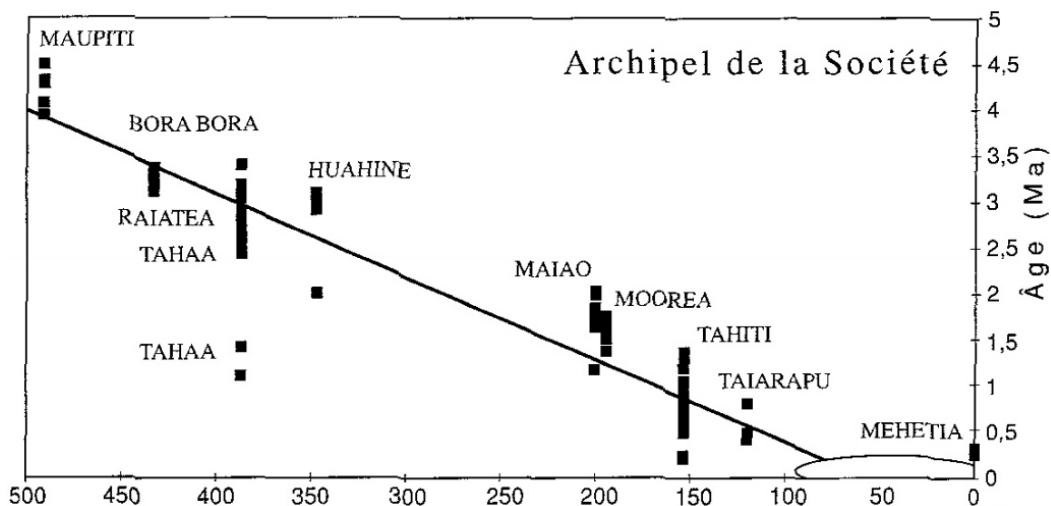
Les Marquises forment une chaîne de 355 km de long avec plus de vingt îles et monts sous-marins majeurs. Elles reposent sur une croûte océanique formée entre 45 à 65 Ma et



profonde de 4500 à 5000 m en moyenne. Les datations des îles montrent une progression de l'âge de 5,33 à 1,61 Ma. Il n'y a aucune trace de volcanisme récent ou actuel, aérien ou sous-marin aux Marquises. Cette migration du volcanisme est bien compatible avec le déplacement de la plaque au-dessus d'un point chaud (Brousse et al, 1990).

### - L'archipel de la Société

L'alignement de la Société (**Fig.I-9**) localisé 3500 km à l'ouest de la dorsale Est-Pacifique, s'étend sur 500 km environ (longitude 148°W à 152°20'W, latitude 16°10'S à 17°50'S) selon une orientation moyenne N120°E, direction du mouvement actuel de la plaque Pacifique. Il se compose d'îles hautes volcaniques (Maupiti, Bora Bora, Tahaa, Raiatea, Maiao, Moorea, Tahiti, Mehetia) et d'atolls coralliens (Tupai, Tetiaroa) édifiés sur un plancher océanique d'âge paléocène à éocène moyen (65 à 45 Ma), profond de plus de 4000 m (Duncan et McDougall, 1976).



**Fig. I-9** : Alignement de la Société (Duncan et McDougall, 1976).

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

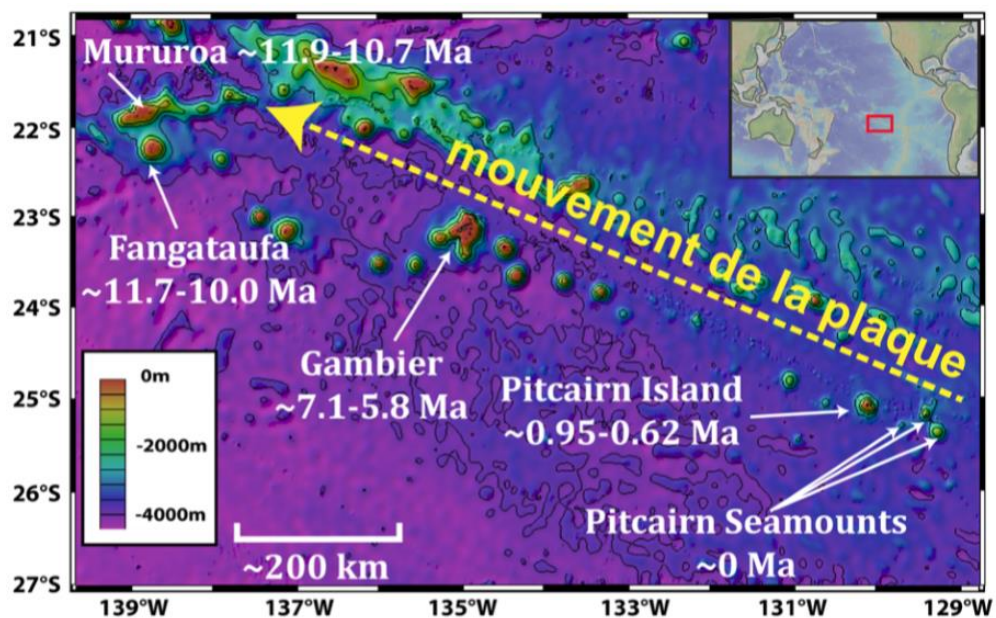
#### o *Le volcan sous-marin Teahitia*

Teahitia est localisé à 40 km au NE de Tairarapu; ce volcan sous-marin culmine à - 1450 m. Des ankaramites, des basaltes alcalins et des hawaïites y ont été prélevés. Les coulées peu

colonisées et la découverte de sources hydrothermales actives (campagne Cyarise, 1983) confirment le fonctionnement récent à actuel de ce volcan.

#### - L'archipel de Pitcairn Gambier

L'alignement de Pitcairn-Gambier constitue la partie sud-est du panache polynésien. Le point chaud en cette partie de la Polynésie serait actif depuis environ 12 Ma (Gillot et al., 1992). De l'atoll de Mururoa aux volcans sous-marins de Pitcairn, l'alignement mesure 1100 km de long (**Fig.I-10**).



**Fig. I-10** : Carte de l'alignement de Pitcairn-Gambier montrant les différents édifices volcaniques et leurs âges (Delavault, 2014).

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

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

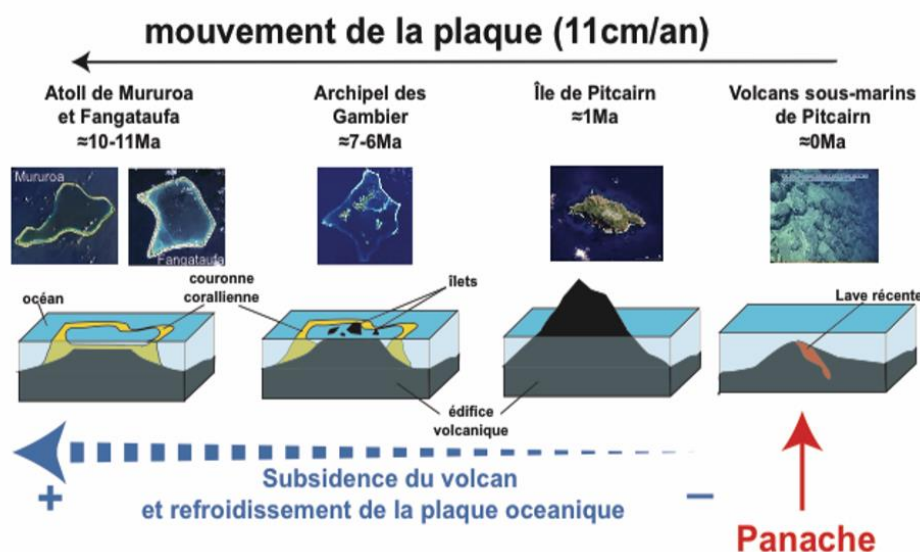
- des explosions, de type phréatique et hydro-magmatique, produisant des éjectas, bombes, xénolites et cendres volcaniques.

- des éruptions calmes formant des pillows, des tunnels de lave, et des intrusions. Ces intrusions (sills et dykes) découpent les formations pyroclastiques du sommet, à partir d'une profondeur inférieure à 500m.

Les roches de la région de Pitcairn sont constituées par des basaltes alcalins, basanites, trachyandésites et trachytes qui semblent plus proches en composition chimique des roches de la Société que celles des Australes.

L'enfoncement progressif des îles d'une chaîne volcanique en fonction de leur âge et leur recouvrement par des formations coralliennes sont bien connus depuis Darwin (1842). La subsidence est causée essentiellement par le refroidissement de la plaque qui entraîne une augmentation de la profondeur du plancher océanique au cours du temps, en s'éloignant peu à peu du point d'émission de lave du point chaud.

Sur la (Fig.I-11) 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.



**Fig. I-11 : 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, [interet-general.info](http://interet-general.info) ; Fangataufa, [fr.wikipedia.org](http://fr.wikipedia.org) ; l'île de Pitcairn, [library.puc.edu](http://library.puc.edu) et les monts sous-marins de Pitcairn, [library.puc.edu](http://library.puc.edu).

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 (sous Mururoa) à 23 Ma (sous l'île de Pitcairn) (Duncan et al., 1974).

○ *Le mont sous-marin Adams*

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

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

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

- **Les îles Australes Cook**

Situé entre 160°W – 19°S et 140°W- 29°S, l'alignement des Australes-Cook est le plus méridional des alignements polynésiens et s'étend sur plus de 2 200 km depuis l'île d'Aitutaki au NW jusqu'au volcan sous-marin Mac Donald à l'extrémité S-E (**Fig.I-12**). Son extension est ainsi beaucoup plus importante que celle des alignements de la Société et des Marquises. La morphologie générale de l'alignement semble indiquer l'existence de deux chaînes parallèles d'îles océaniques :

- La chaîne nord comprend le groupe Aitutaki-Mauke des îles Cook du sud, se poursuit aux Australes depuis l'île de Maria jusqu'au banc Président Thiers au S-E englobant les îles de Rimatara, Rurutu, Tubuai et Raevavae ;
- La chaîne sud associe aux Australes un certain nombre de récifs peu profonds représentant les sommets immergés d'édifices volcaniques, l'île de Rapa, les îlots de Marotiri et le volcan sous-marin Mac Donald.

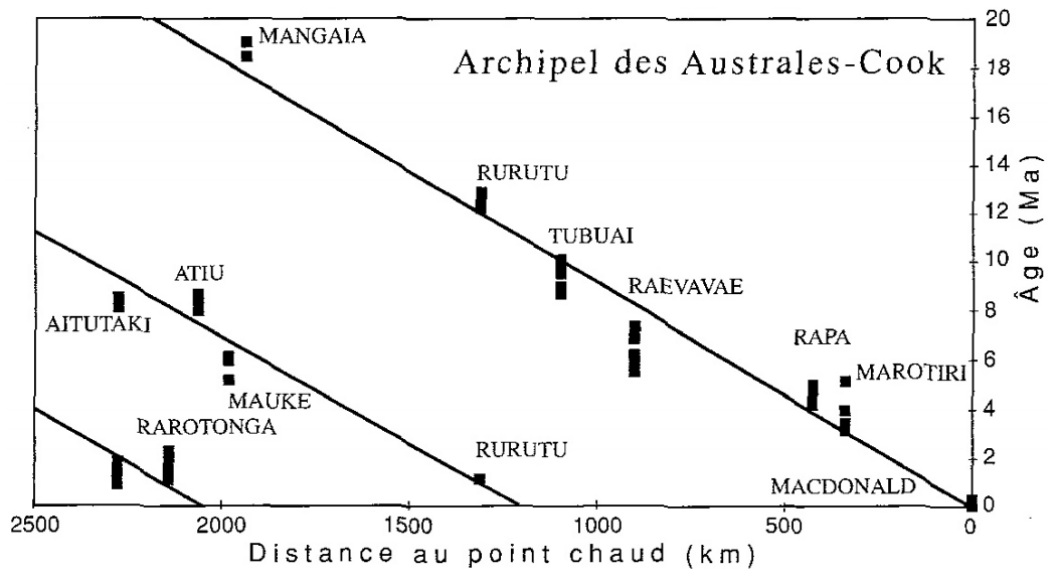


Fig. I-12 : Alignement des îles Australes Cook. (Duncan et McDougall, 1976).

○ *Le volcan sous-marin Mac Donald*

MacDonald est un volcan sous-marin baigné par l'océan Pacifique, est situé dans le Sud-est des îles Australes, en Polynésie française. Le sommet de ce mont sous-marin s'élevant de 1800 mètres au-dessus du fond océanique culmine à 27 mètres sous le niveau de la mer et forme un plateau de 100 mètres de largeur pour 150 mètres de longueur parsemé de cônes et de pinacles. Les laves alcali-basaltiques émises durant les éruptions sous-marines du mont Macdonald proviennent du point chaud ayant donné naissance aux autres îles et monts sous-marins des îles Australes et du sud des îles Cook

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

● **L'île de la Réunion**

Est une île volcanique de l'Ouest de l'océan Indien, situé à 21° de latitude sud et 55°30' de longitude Est. L'île n'est que le sommet d'un très vaste volcan-bouclier, et représente la partie émergée d'un édifice gigantesque d'environ 7 000 mètres de hauteur, essentiellement sous-marin et dont seuls 3 % du volume émergent.

Sa base, d'un diamètre de 240 kilomètres, repose sur le plancher de l'océan Indien vieux de 80Ma. Deux volcans boucliers forment l'île :

- **Le piton des Neiges**

Le piton des neiges est un volcan « en sommet », constitue les deux tiers NO de l'île de la Réunion. C'est le plus ancien et le plus haut de cette île, culminant à une altitude de 3 069 mètres. Sa base a un diamètre d'environ 50km. Son activité volcanique a commencé vers 5Ma. Ce volcan a émergé au Pliocène vers 2,08Ma.

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

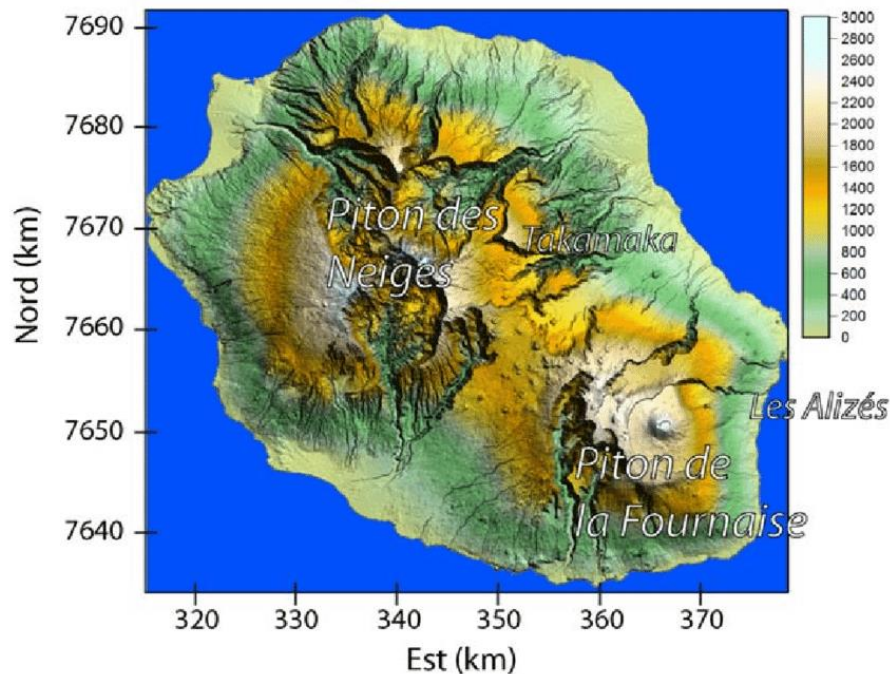
- **Le piton de la Fournaise**

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

- Le bouclier ancien : La rivière des Remparts offre la meilleure coupe possible dans les formations anciennes du piton de la Fournaise. Le bouclier ancien comprend des laves « pintades » au sein desquelles dominent des faciès porphyriques à phénocristaux de plagioclases, et des laves à olivine (où dominent des faciès riche en cristaux d'olivine).
- Le bouclier récent : La majeure partie de l'activité est restreinte à des effusions depuis le cône central et le rift zone sud-est. La caldeira du Morne Langevin témoigne d'un second événement tectonique majeur, daté à 0,15Ma. Elle marquerait la migration de la zone centrale du volcan jusqu'à sa position actuelle (Bachèlery et Lénat 1993). Les laves émises sont essentiellement des faciès à olivine (Gillot, 1994).

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

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



**Fig. I-13:** Carte de l'île de la Réunion avec deux volcans boucliers: Piton des Neiges et Piton de la Fournaise. Coordonnées UTM 40S (km) ; échelle d'altitude en mètre. (Tinard, 2007).

## I.5 Conclusion

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

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

Les différents types d'éruptions sous-marines se déroulent soit : sous faible tranche d'eau (moins de 700 m) ou en milieu profond (plus de 800 m).

La géomorphologie des volcans sous-marins révèle plusieurs types de formes volcaniques : les stratovolcans, les volcans fissuraux et les volcans boucliers.

Les volcans sous-marins rejettent durant leur manifestation :

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

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

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



## **CHAPITRE II**

### **TECTONIQUE ET SISMOLOGIE**



## Introduction

La terre est une planète vivante. 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.

## II-A. Tectonique des plaques

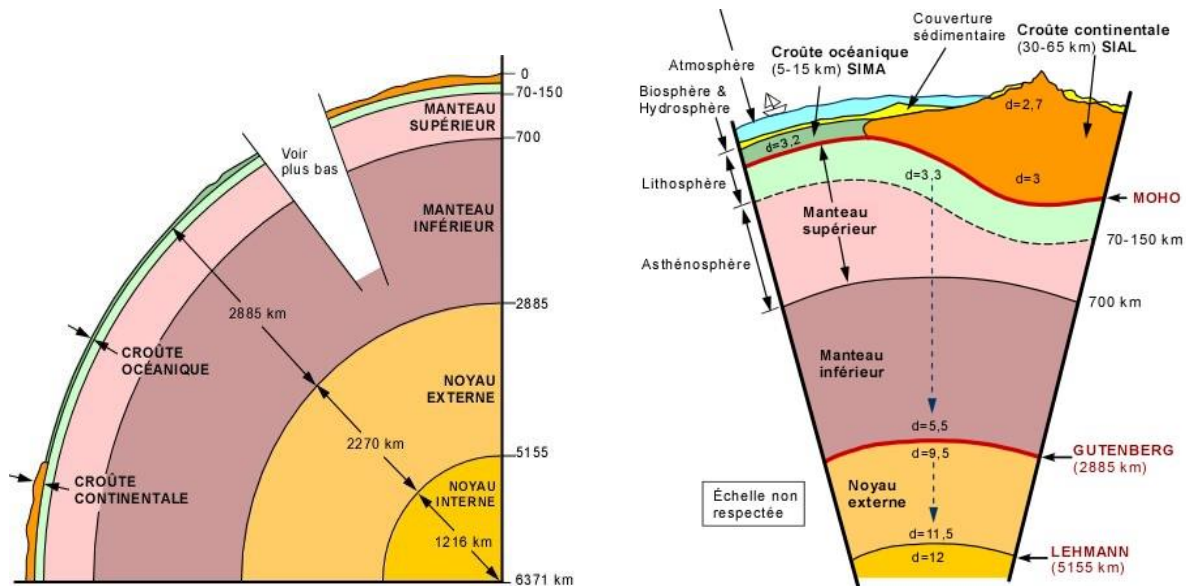
### II-A.1. Structure interne de la terre

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  $\text{SiO}_2$ ) : 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, 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).



**Fig. II-1** : Coupes schématiques sur le globe terrestre

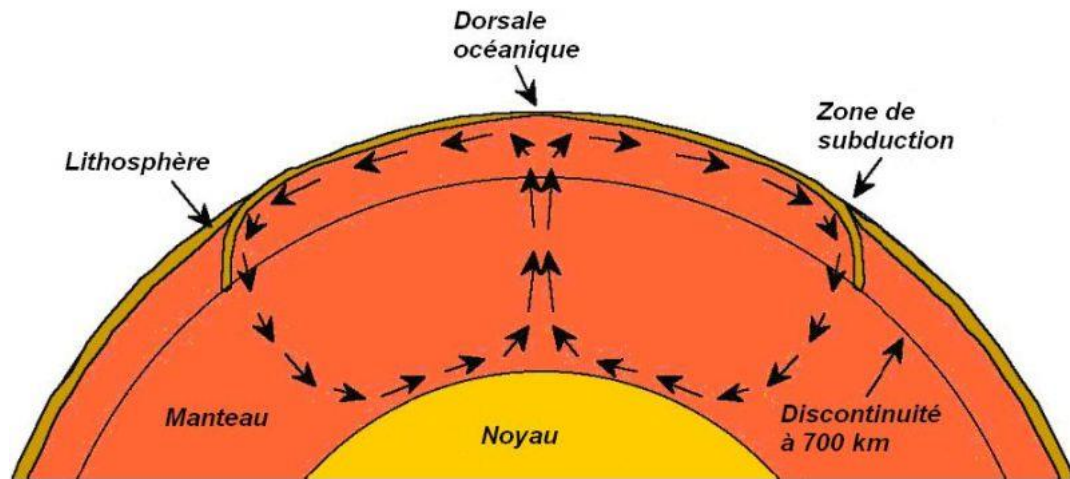
(Source : P.A. Bourque et université Laval, Canada). [En ligne]

<http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/img.communes.pt/str.interne.terre.html>

## II-A.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 (crouete). 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. Au contraire, sous la crouete, 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.



**Fig. II-2** : Mouvement de convection dans le manteau.

(Source : Larry Braile, Purdue University). [En ligne]

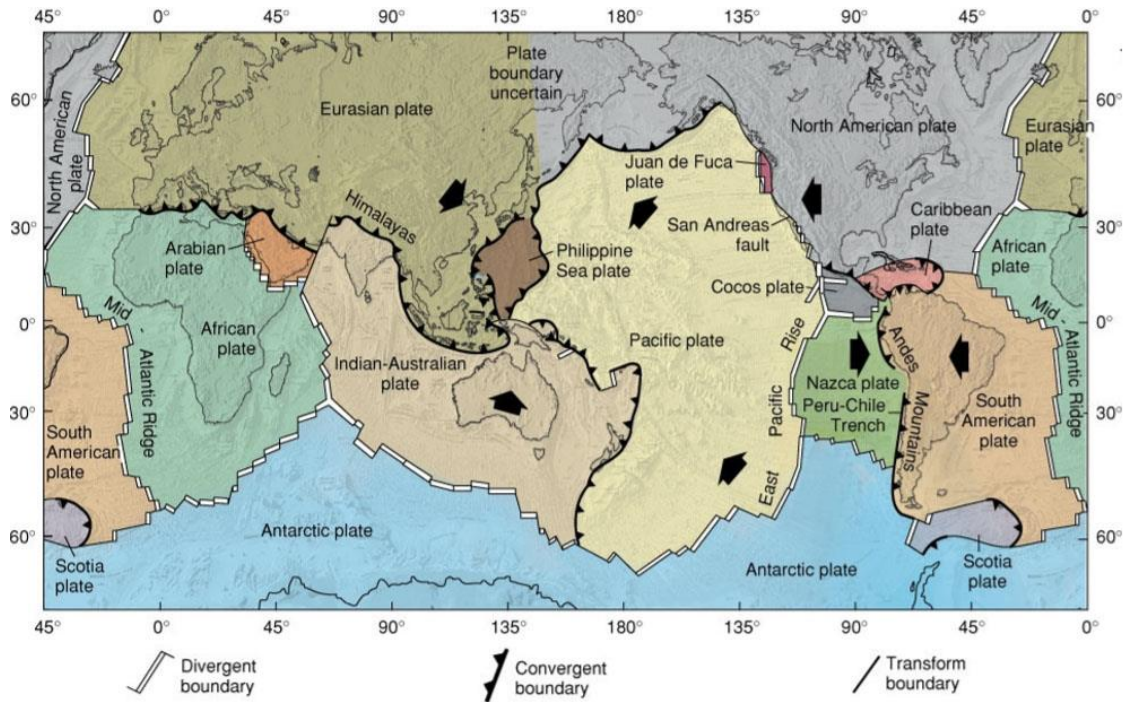
<https://web.ics.purdue.edu/~braile/educindex/educindex.htm>

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.

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).



**Fig. II-3 :** Distribution des principales plaques tectoniques, des rides océaniques et des zones de subduction. [En ligne] <http://plate.denunu.site/images-of-plate-tectonics/>

### II-A. 3. Les mouvements inter-plaques

Sur la carte précédente, d'après la légende, il existe trois mouvements de plaques bien distincts : Mouvement divergent, mouvement convergent et mouvement transformant. Ces trois types de mouvements inter-plaques sont à l'origine de trois types de frontières de plaques :

#### - Les frontières divergentes :

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, comme le

nom l'indique, elles marquent le contact entre deux plaques lithosphériques qui convergent l'une vers l'autre.

La destruction de plaque se fait par l'enfoncement dans l'asthénosphère d'une plaque sous l'autre plaque, et par la digestion de la portion de plaque enfoncée dans l'asthénosphère. Les résultats (séismes, volcans, chaînes de montagnes, déformations) diffèrent selon la nature des plaques (océaniques ou continentales) qui entrent en collision.

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 subducté 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).

La fameuse 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-B. Sismologie**

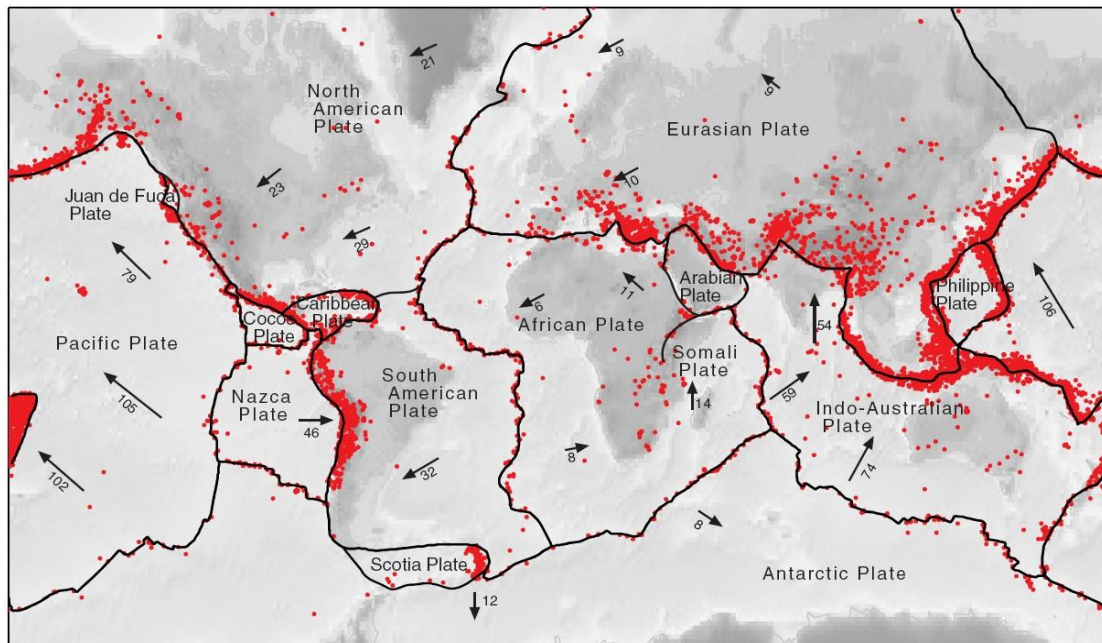
### **II-B.1. Définition**

Un séisme ou tremblement de terre est un mouvement de l'écorce terrestre qui engendre des secousses plus ou moins destructrices à la surface du sol. Il provient de la fracturation des roches en profondeur. Cette fracturation est due à une grande accumulation d'énergie qui se libère, en créant ou en faisant rejouer des failles, au moment où le seuil de rupture mécanique des roches est atteint.

## II-B.2. 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.



**Fig. II-4 :** Sismicité mondiale et déplacements relatifs entre plaques.

[En ligne] <http://www.planseisme.fr/-Esplanade-Qu-est-ce-qu-un-seisme-.html>

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. Les flèches représentent la direction de déplacement des plaques ainsi que leur vitesse moyenne (en mm par an) : 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).

Même à l'intérieur des plaques tectoniques, des failles peuvent jouer et occasionner des séismes (séismes intra-plaques). Généralement moins violent que les précédents, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre.

### **II-B.3. Caractéristique principales**

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.

#### **II-B.3.1. 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).

##### **a) 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 inter-sismiques (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.



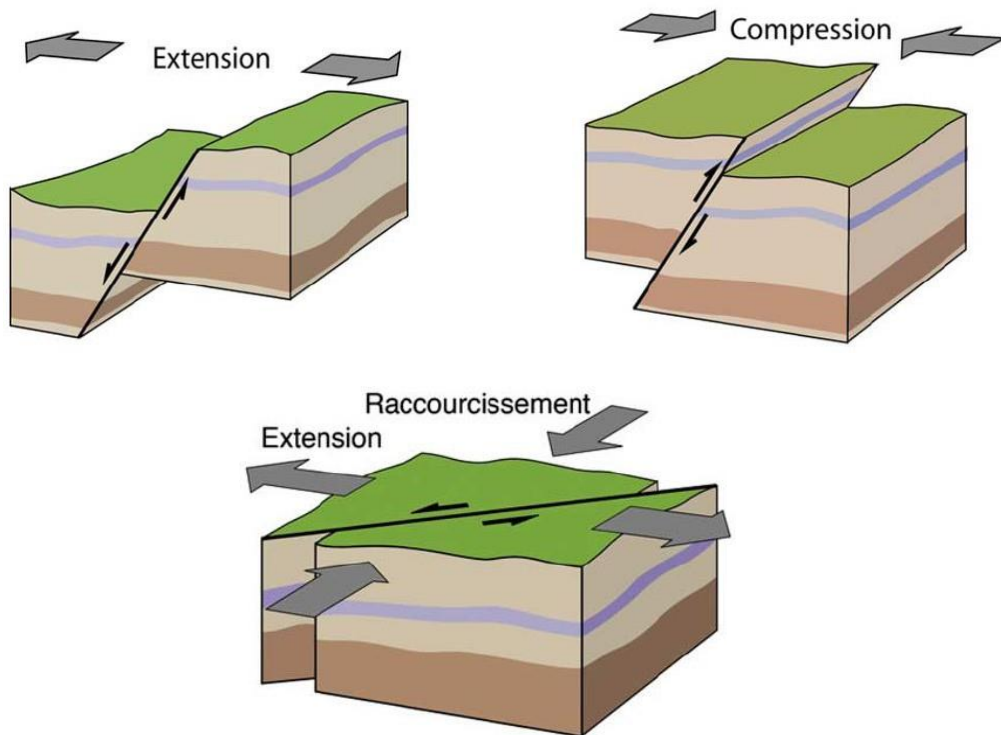
### *Les failles à l'origine des séismes*

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 :

- **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) ne s'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.



**Fig. II-5 :** Mouvement de faille normale (extension), faille inverse (compression) et faille décrochante. (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA) [En ligne] <http://www.planseisme.fr>

### 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 (Blot, 1976).

- **CLASSIFICATION DE MINAKAMI**

MINAKAMI (1960) a distingué les séismes volcaniques suivants:

**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.

**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.

**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.

- **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 (Blot, 1976).

### **II-B.3.2. Grandeurs des séismes**

#### **a) 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. Objet 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.

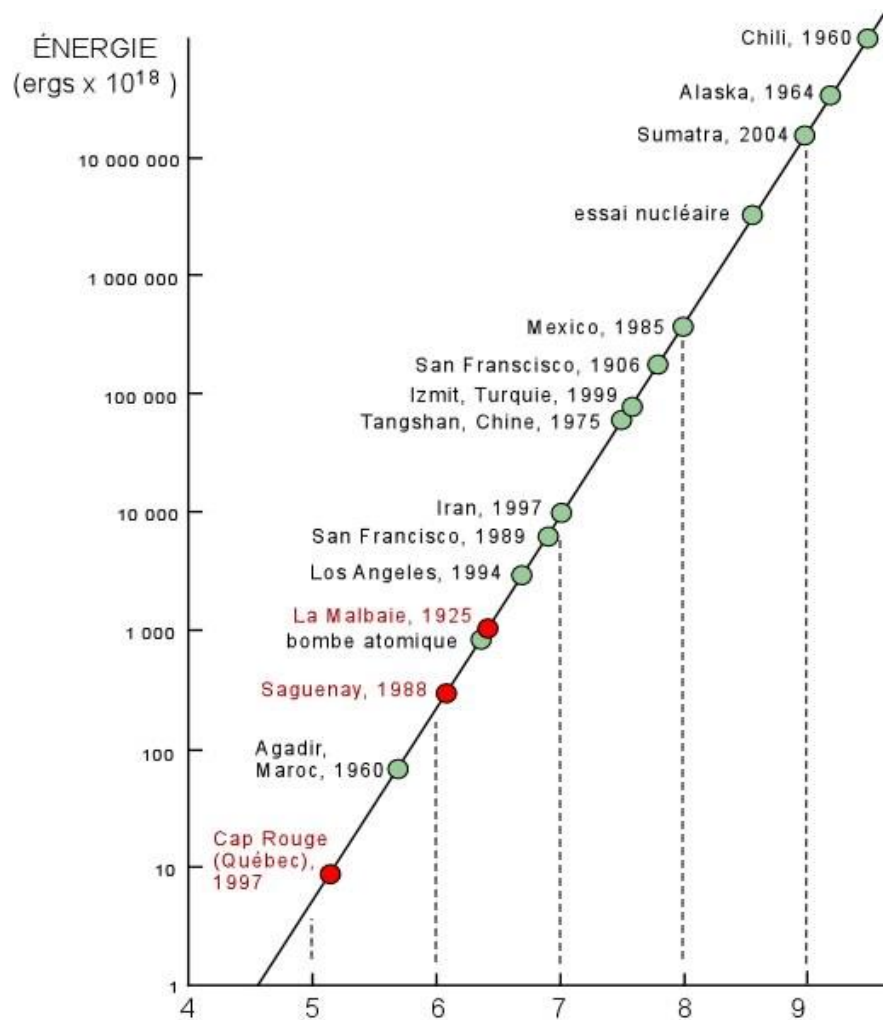
**Degrés X :** Très désastreux ; Des barrages s'écroulent, les tuyaux d'alimentation (eau, gaz) sont coupés. Les rails de chemin de fer sont tordus. Des mamelons se produisent sur les routes, ainsi que des fissures dans les terrains meubles.

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

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

**b) Magnitude**

La puissance d'un tremblement de terre peut être quantifiée par sa magnitude, notion introduite en 1935 par le sismologue Charles Francis Richter. Elle est calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer et est principalement évalué par l'échelle de Richter, qui est logarithmique : passer d'une unité à l'unité supérieure multiplie la quantité d'énergie par 10. Le graphique (**Fig.II-6**) qui suit met en relation, la magnitude des séismes, sur échelle arithmétique, et l'énergie dégagée au foyer, sur échelle logarithmique; il présente aussi une comparaison entre quelques séismes les plus connus.



**Fig. II-6 :** Magnitude à l'échelle de Richter.

(Source : P.A. Bourque et université Laval, Canada).

[En ligne] <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/1.34nov.jpg>

### II-B.3.3. Les ondes sismiques : Caractérisation et propagation

#### II-B.3.3.1. Les types d'ondes

Libérées par la rupture sur la faille, des ondes élastiques se propagent dans toutes les directions. Plusieurs types d'ondes aux effets différents sur les sols et les structures sont générés par le séisme. La connaissance des caractéristiques des différents types d'ondes (et de leurs conditions de propagation) permet de comprendre leur action sur une structure donnée en fonction du site géologique où se situe la construction et de sa distance au foyer.

**a) Les ondes de volume**

- **Les ondes P (Primaires) :** Les ondes P sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores et qui se propagent dans tous les états de la matière (gazeux, liquide et solide). Les ondes P se déplacent en créant successivement des zones de compression et des zones de dilatation. Les particules se déplacent selon un mouvement « avant-arrière » dans la direction de la propagation de l'onde.

Leur vitesse est de l'ordre de 4 à 6 km/s (beaucoup moins selon la nature des roches tendres et des sols traversés près de la surface). Plus rapides que les ondes S, ce sont les premières enregistrées par les appareils, d'où leur dénomination. Leur période est de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes) et leur longueur d'onde est de l'ordre de 4 à 6 km.

- **Les ondes S (Secondaires) :** Les ondes S sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Les particules oscillent dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde. Plus lentes que les ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes.

Leur vitesse est de 60% de celle des ondes P. Leur période est de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes) et leur longueur d'onde: de l'ordre de 4 à 6 km.

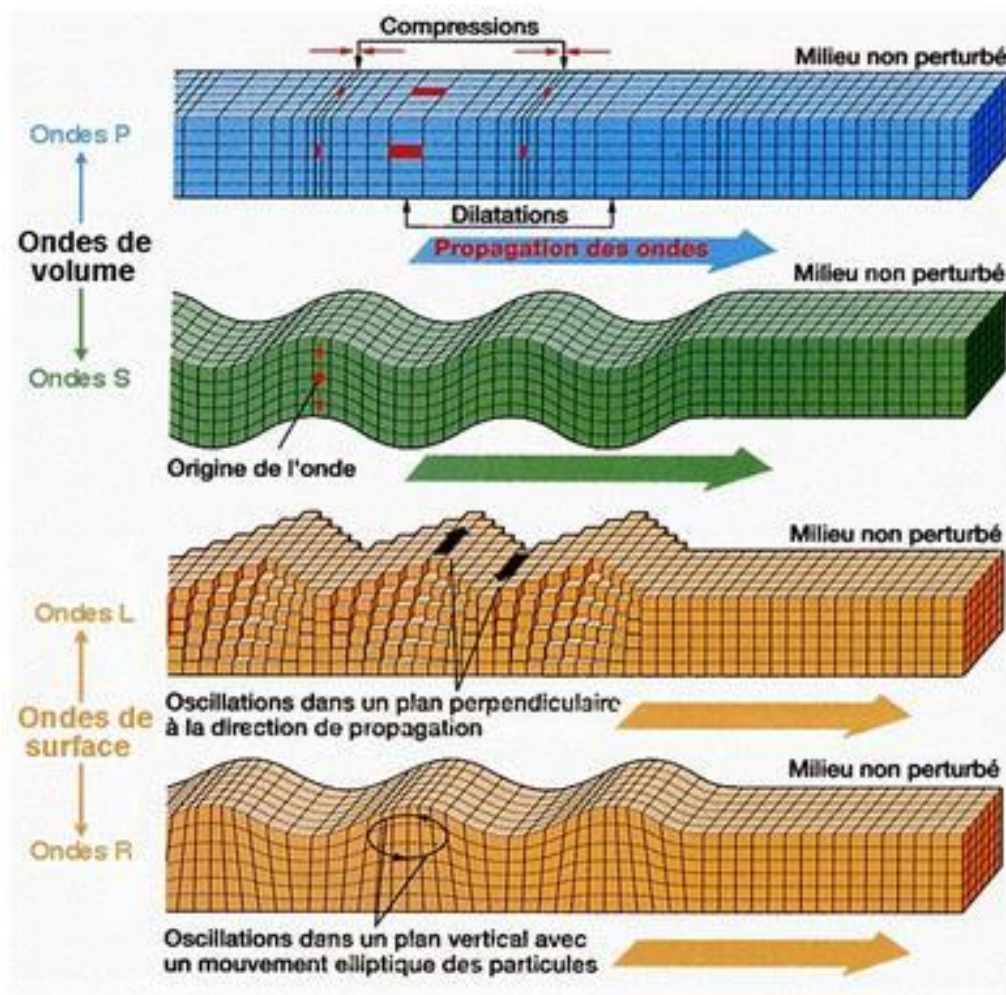
N.B : La vitesse de propagation des ondes sismiques est proportionnelle à la densité du matériel dans lequel elles se propagent.

**b) Les ondes de surface (Ondes de Love et de Rayleigh)**

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

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

- **Les ondes de Love ou ondes L** : sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral.
- **Les ondes de Rayleigh ou ondes R** : sont assimilables à une vague; les particules du sol se déplacent selon une ellipse rétrograde, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.



**Fig. II-7** : Représentation des différentes ondes sismiques. [En ligne]

[https://beos.prepas.org/sites/default/files/758/1371109494/schema\\_4\\_types\\_d\\_ondes.jpg](https://beos.prepas.org/sites/default/files/758/1371109494/schema_4_types_d_ondes.jpg)

## II-B.4. Les effets locaux

### II-B.4.1. L'effet de site

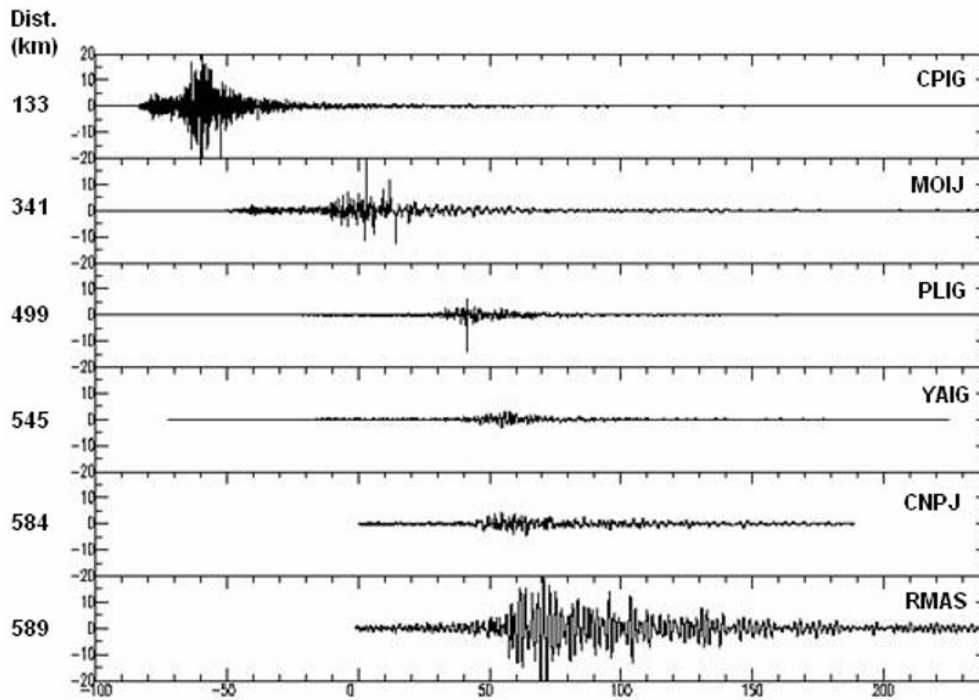
Les effets de site peuvent être définis comme une amplification locale des ondes sismiques due à la nature des sols ou à la présence de reliefs. Ce phénomène est particulièrement dangereux et peut causer des dégâts importants dans des zones relativement éloignées de l'épicentre. Les effets de site peuvent avoir plusieurs causes :

- **Effets topographiques** : au sommet de collines ou de montagnes, les ondes sismiques se retrouvent piégées dans la structure et se réfléchissent d'un flanc à l'autre. C'est ce qui s'est passé dans la partie haute du village de Rognes, lors du séisme de Lambesc (Bouches-du-Rhône) en 1909.
- **Effets de site liés à la structure ou à la nature du sol** : les caractéristiques mécaniques ou la géométrie (empilement, remplissage de fond de vallée) des formations peuvent modifier les mouvements sismiques.

Par exemple, deux couches de sol de natures différentes peuvent piéger les ondes. Si la couche la plus meuble se situe au-dessus de la couche dure (rocher), ce phénomène peut provoquer une amplification importante des ondes qui se réfléchissent au sommet et à la base de couche meuble sans pouvoir en sortir. Les ondes ainsi piégées se superposent et par conséquent, s'amplifient. C'est le cas par exemple des villes construites dans une vallée remplie de sédiments (séisme de Mexico en 1985) : les ondes sont piégées dans la vallée et se réfléchissent contre les bords et le fond de la vallée.

Pour illustrer les effets de site sur cette ville, on peut s'appuyer sur le cas d'un autre séisme pour lequel on dispose de beaucoup d'enregistrements comme celui de Colima, de magnitude 7.6 le 22 Janvier 2003. Ce séisme a été fortement ressenti à Mexico, pourtant situé à près de 600 km de l'épicentre. Les sismogrammes enregistrés par plusieurs stations au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'épicentre sont illustrés dans la figure ci-dessous :





**Fig.II-8** : La station RMAS correspond à l'arrivée des ondes dans le bassin de Mexico (Roullé, 2004).

Le mouvement sismique est fortement amplifié lors de son arrivée dans le bassin de Mexico : à peine 5 km avant, le signal est fortement atténué, puis il s'amplifie de manière spectaculaire. Ce phénomène est dû à la nature du sous-sol de la ville (épaisse couche de sédiment) qui contribue à piéger les ondes.

#### **II-B.4.2. La liquéfaction**

La liquéfaction est le résultat de la perte de rigidité des sols saturés en eau. Les sols se comportent alors comme des « sables mouvants ».

##### Explication du mécanisme de liquéfaction

Dans des sédiments peu consolidés et saturés en eau, chaque particule est en contact avec un certain nombre de voisines, ce qui génère des forces de contact suffisantes pour assurer la cohésion de l'ensemble, surtout si la pression de l'eau est assez basse.

Lors d'un séisme, les secousses forcent les particules à se rapprocher pour former une structure plus dense : mais l'eau n'a pas le temps de quitter les pores et se retrouve piégée entre les particules. L'augmentation de la pression d'eau diminue alors les forces de contact entre particules et les sédiments se comportent comme un liquide.

Le phénomène de liquéfaction s'accompagne souvent de la formation de tas de sable en surface: il s'agit de sable éjecté du sous-sol en raison de la forte pression d'eau et des faibles forces de contact entre les grains. Ces tas de sable peuvent se former à des travers des surfaces pavées, comme ce fut le cas en Turquie lors du séisme de 1999.

Une autre conséquence de la liquéfaction est le changement de fréquence du mouvement en surface : une fois le sol liquéfié, seules les ondes de basses fréquences se propagent jusqu'en surface.

- Exemple historique

Séisme de Niigata (Japon) en 1964 ( $M=7.4$ ) : La liquéfaction du sol et les fondations de mauvaises qualités ont provoqué la chute de bâtiments pourtant épargnés par les secousses.

### **II-B.4.3. Les mouvements de terrain**

La vibration sismique peut engendrer des mouvements de terrain tels que éboulements de cavités souterraines, effondrement de falaises, chutes de blocs ou glissements de terrain.

Les secousses sismiques peuvent initier les glissements de terrain, mais la force qui guide l'éboulement est toujours la gravité. Les paramètres suivants favorisent le déclenchement d'un glissement de terrain :

- Plus l'intensité des secousses est forte, plus le glissement de terrain sera important.
- Le glissement de terrain est favorisé par un sol humide.
- Le glissement de terrain est plus important si la pente est plus élevée : c'est l'effet de la gravité.

Les secousses sismiques ne peuvent donc être qu'un mouvement déclencheur et que les glissements de terrain ne peuvent survenir que dans des zones déjà considérées à risque : un séisme ne peut pas déclencher d'éboulements dans une zone plate ou sur un sol bien consolidé.

- Exemples historiques de glissements de terrain induits par des séismes :

Séisme d'El Salvador en 2001 ( $M=7.7$ ) : sur les 850 victimes, 585 personnes ont trouvés la mort à la suite des glissements de terrain géants survenu au-dessus de plusieurs villages.

Séisme des Saintes (Guadeloupe) en 2004 ( $M=6.3$ ) : ce séisme a provoqué des glissements de terrain importants dans l'île, coupant ainsi de nombreux axes routiers.

#### **II-B.4.4. Les changements de paysage (rejets)**

Dans le cas de ruptures de faille visibles en surface, cela peut avoir un impact sur le paysage près de la faille (formation d'escarpements, modification du tracé des cours d'eau et des voies de communications).

- Exemple de séisme illustrant ce phénomène :

Séisme de San Francisco en 1906 ( $M= 7.8$ ) : ce séisme a donné lieu à un décrochement de plusieurs mètres (3 à 6m) en surface, et a provoqué des litiges au sujet des limites de terrains et de propriétés.

### **II-B.5. Mesure et prédiction**

#### **II-B.5.1. Instrument de mesure**

##### **a) Sismographe**

Un sismographe est un instrument de mesure équipé d'un capteur des mouvements du sol, le **sismomètre**, capable de les enregistrer sur un support visuel, le **sismogramme**. Pour obtenir le mouvement tridimensionnel de l'onde sismique, il est nécessaire d'enregistrer trois directions différentes formant un trièdre (en général, une direction verticale, et deux directions horizontales perpendiculaires). Les sismographes sont conçus pour enregistrer une seule composante verticale ou horizontale car la mécanique est différente. Les observatoires sismologiques sont donc équipés de différents sismographes.

##### **b) Autres instruments de mesure**

La géodésie permet la mesure de la déformation du sol au travers de plusieurs outils :

- **positionnement par GPS** : le développement du GPS a supplanté les mesures optiques réalisées au moyen de lasers. Désormais, les antennes GPS permettent une mesure en continu de la position sans même nécessiter le déplacement d'un opérateur sur le site (tout est transmis par satellite).

Cette innovation a permis de mesurer les vitesses des plaques les unes par rapport aux autres, confirmant et précisant les estimations obtenues par d'autres techniques moins directes. Des

réseaux denses sont mis en place dans des régions sismiques pour détecter la déformation interne des plaques. Si le réseau est suffisamment dense lors d'un séisme, il est même possible de déduire le glissement de la faille à partir des positions initiale et finale du sol.

- **interférométrie radar (SAR)** : ce satellite radar met en évidence les différences de phases entre deux passages successifs avant et après un séisme. En effet, le sol est légèrement déformé à la suite d'un séisme et l'interférométrie radar permet alors de déterminer la zone d'influence d'une rupture sismique.

Cette technique présente néanmoins quelques inconvénients, dont le principal réside dans le fait que le radar doit repasser quasiment par le même endroit pour faire une prise de vue comparable : cela peut prendre du temps et est même parfois impossible. De plus, les zones couvertes par la végétation ou l'eau ne sont pas mesurables.

Ces techniques sont donc complémentaires et leur utilisation conjointe permet de confirmer ou d'infirmer les conclusions des sismologues sur le glissement d'une faille par exemple.

## **II-B.5.2. Méthode de prédiction**

### **II-B.5.2.1. A long terme**

Les prévisions à long terme reposent sur une analyse statistique des failles répertoriées et sur des modèles déterministes ou probabilistes des cycles sismiques. Elles permettent de définir des normes pour la construction de bâtiments, en général sous la forme d'une valeur d'accélération maximale du sol (*pga*, *peak ground acceleration*). Certaines failles telles celles de San Andreas en Californie ont fait l'objet d'études statistiques importantes ayant permis de prédire le séisme de Santa Cruz en 1989. Des séismes importants sont ainsi attendus en Californie, ou au Japon (Tokai, magnitude 8.3). Cette capacité prévisionnelle reste cependant du domaine de la statistique, les incertitudes sont souvent très importantes, on est donc encore loin de pouvoir prévoir le moment précis d'un séisme afin d'évacuer à l'avance la population ou la mettre à l'abri.

### **II-B.5.2.3. A moyen terme**

Les prévisions à moyen terme sont plus intéressantes pour la population. Les recherches sont en cours pour valider certains outils, comme la reconnaissance de formes (dilatance).

### II-B.5.2.3. A Court terme

Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut pas prédire les séismes à court terme, c'est-à-dire déterminer la date et l'heure exacte d'un événement sismique, même si on peut souvent déterminer le lieu d'un futur séisme (une faille active principalement), et quelques autres caractéristiques. Cependant, la recherche fondamentale en sismologie s'emploie à tenter de découvrir des moyens de prédiction scientifiques.

## Conclusion

La structure de la terre montre un découpage lithosphérique en plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère par des mouvements divergent, convergent et transformant. Ces mouvements considérés comme inter-plaques sont à l'origine de trois types de frontières :

- Des frontières divergentes
- Des frontières convergentes
- Des frontières transformantes

Du point de vue sismologique, la répartition des séismes n'est pas uniforme à l'échelle du globe. La plupart se produisent au niveau des frontières tectoniques, ainsi la sismicité est témoin du mouvement des plaques.

Un séisme peut avoir plusieurs origines dont les deux principaux sont :

- **Tectoniques :**

Une grande partie des séismes tectoniques a lieu aux limites des plaques. Les séismes tectoniques sont le résultat de mouvements sur une faille préexistante. Ainsi, 3 types de mouvements tectoniques (divergent, convergent et transformant) correspondent à trois types de failles : normale, inverse, et transformante.

- **Volcaniques :**

Les séismes qui sont associés à l'activité volcanique sont classés en plusieurs types suivant leur origine :

- Le type A est rattaché à des séismes volcano-tectoniques (profondeur du foyer est de 1 à 20 km).

- Le type B correspond à des séismes précurseurs aux éruptions volcaniques. Leurs foyers sont de faible profondeur (0,1 à 1 km).
- Le type C correspond à des séismes d'explosion, de foyers situés juste sous le cratère.

En définitive, un séisme est décrit à partir de :

- Son **intensité** : qui caractérise la sévérité de la secousse au sol et qui dépend du lieu d'observation des effets causés par le séisme.
- Sa **magnitude** : qui correspond à la puissance et la quantité d'énergie dégagée par le foyer du séisme.

Plusieurs types d'ondes aux effets différents sur les sols et les structures sont générés par le séisme :

- **Les ondes de volume** : regroupe l'arrivée des ondes P (de compression) et S (de cisaillement).
- **Les ondes de surface** (Love et Rayleigh) : ce sont celles qui arrivent en dernier.



# **CHAPITRE III**

## **LES TSUNAMIS ET LEUR MECANISME DE DEVELOPPEMENT**

### III.1. Introduction

Il est dit qu'une **catastrophe naturelle** peut en entraîner une autre ; c'est le cas par exemple du phénomène que nous appelons « **Tsunami** » qui est, une série de vagues de période extrêmement longue se propageant à travers l'océan, engendré de différentes façons, mais essentiellement par une catastrophe naturelle. **Mais comment naissent ces vagues ? Où frappent-elles ? Et qu'est-ce qui les rend si redoutables ?**

Afin de répondre à ces questions, ce chapitre présente les mécanismes géologiques à l'origine du tsunami, les risques qu'il génère et les mesures préventifs qui y sont associées.

### III.2. Définition et terminologie

Le terme Japonais de « **tsunami** » a été proposé au **début du XX<sup>e</sup> siècle** pour décrire des événements naturels d'origine diverse (Imamura, 1937) : Il signifie littéralement « vague de port », ce qui peut aussi se définir comme étant de **gigantesques vagues qui se propagent dans l'océan puis déferlent sur les côtes** avec un pouvoir destructeur énorme.

Comparativement à la houle et aux vagues générées par le vent, les vagues du tsunami, engendrées par un déplacement ou une modification brutale du plancher sous-marin, ont des caractéristiques différentes : une grande énergie qui est transférée entièrement à la colonne d'eau ; une grande vitesse puisque les vitesses orbitales ne diminuent pas de manière significative avec la profondeur et toute la colonne d'eau, du fond à la surface, se déplace relativement à la même vitesse; parcours de grandes distances avec peu de perte d'énergie.

En comparaison, les vagues océaniques d'origine éolienne sont créées par perturbation de la surface de l'océan; ils se caractérisent par de courtes longueurs d'ondes, c'est-à-dire de quelques mètres à dizaines de mètres ; leur énergie est concentrée près de la surface et le mouvement orbital des particules de la vague diminue avec la profondeur. Lorsque la vague de tempête s'abat sur le littoral, elle s'écrase et se disperse. Lorsque le tsunami arrive sur le littoral, il avance et détruit tout sur son passage.



### III.3. Répartition géographique des tsunamis

La répartition géographique des tsunamis n'est pas uniforme à l'échelle du globe (Fig.III-1).

Les plus anciens événements répertoriés se situent en Méditerranée, où des sources de type volcanique (Santorin) ou sismique (Crète) ont généré des événements majeurs, quoique avec des distances de propagation modérées.

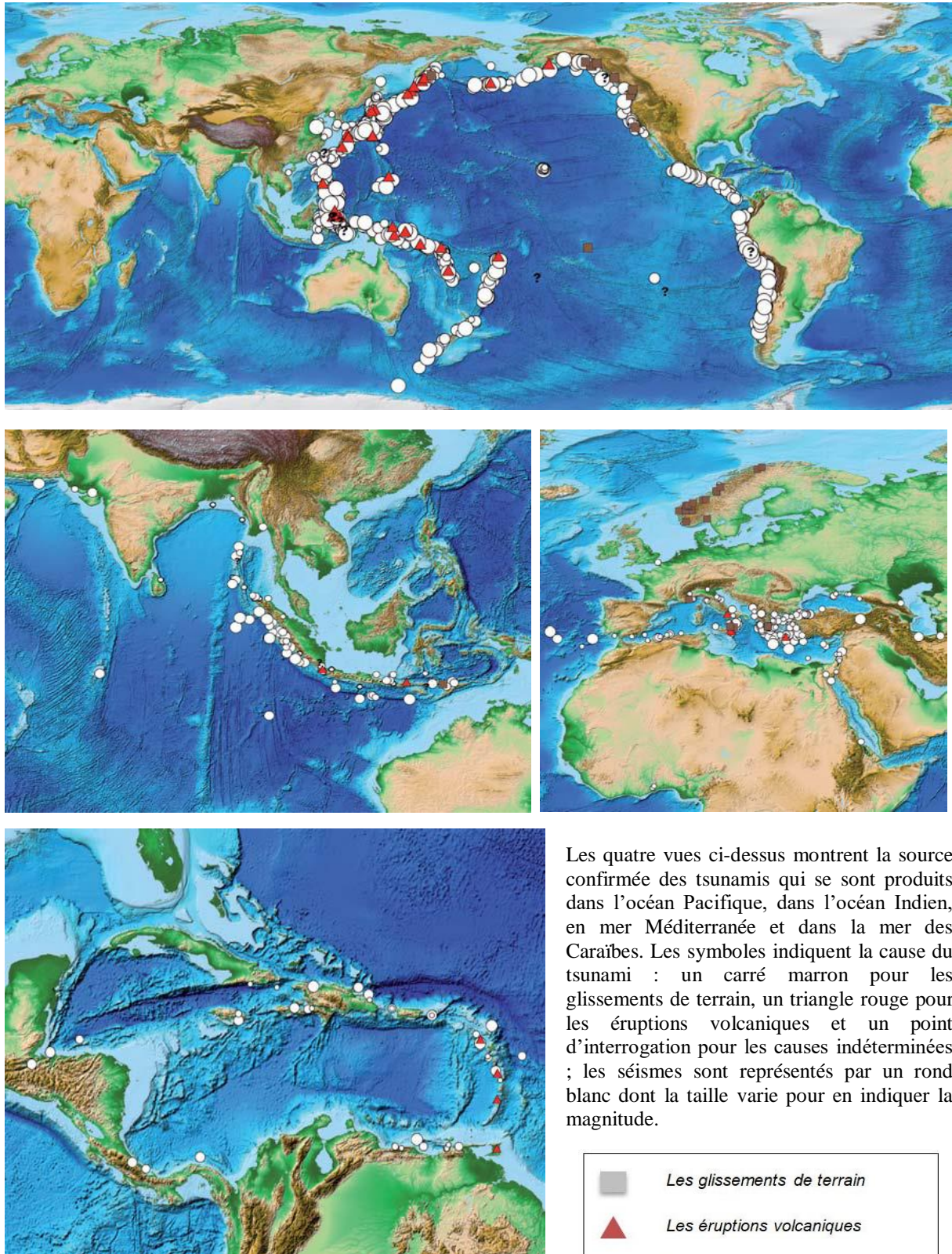
La plupart des événements observés dans les derniers siècles sont situés dans le Pacifique, d'où la probabilité de tsunami important et destructeur est beaucoup plus forte en raison de nombreux forts séismes qui se produisent le long des côtes de l'océan et où les tsunamis se propagent sur des distances considérables.

L'Océan Indien, qui comporte une zone de subduction majeure sous l'Indonésie, est également une zone exposée aux tsunamis, avec des cas historiques connus, tout au moins pour le XIX<sup>e</sup> siècle.

Les Caraïbes, y compris la côte sud des États-Unis, sont particulièrement sujettes aux tsunamis, car la plaque des Caraïbes glisse vers l'est par rapport à la plaque nord-américaine à un rythme de 2 cm par an-1, ce qui produit une forte activité sismique dans la fosse de Porto Rico. La région adjacente au Venezuela possède un dossier géologique réputé de multiples tsunamis (Scheffer, 2004).

Lieu	Pourcentage
Cote Est Atlantique	1,6
Méditerranée	10,1
Baie du Bengale	0,8
Indes orientales	20,3
Océan Pacifique	25,4
Japon-Russie	18,6
Côte Est Pacifique	8,9
Caraïbes	13,8
Côte Ouest Atlantique	0,4

**Tab.2** : Répartition en pourcentage des tsunamis dans les mers et océans du monde.  
Source : Bryant (2005).



**Fig.III-1** : Carte de localisation des tsunamis dans le monde. Source : NGDC / WDS-Geophysics.

### III.4. Historique des tsunamis les plus marquants

- **Le tsunami de Lisbonne, 1er novembre 1755**

Le tsunami de Lisbonne fait suite à un séisme de magnitude 8,5, et a atteint un run-up de 18 mètres sur les côtes portugaises. Le tsunami, transocéanique, a été ressenti de l'autre côté de l'Atlantique, au niveau des Antilles. Cette catastrophe naturelle a causé près de 60 000 victimes parmi 275 000 habitants, soit 1/4 de la population de la ville. L'épicentre exacte du séisme de Lisbonne reste discuté, mais se situait dans l'océan Atlantique, probablement à environ 200 km au sud-ouest du cap Saint-Vincent.

- **Tsunami lié à l'effondrement du volcan Unzen, Japon 1792**

L'effondrement du dôme volcanique du volcan Unzen (île de Kyushu, Japon) en 1792, déclenché par un séisme (Francis, 1993) provoqua une avalanche de débris d'ampleur catastrophique d'un volume de 300 million de m<sup>3</sup>. Le tsunami engendré par l'arrivée de cette masse de matériaux en mer a d'abord balayé 80 km de côtes le long de la péninsule de Strimabara, noyant 10 000 personnes, avant de se propager le long des côtes de la mer Ariatec où il fit 5 000 victimes supplémentaires.

- **Tsunami lié à l'effondrement du volcan Krakatoa, Indonésie 1883**

Le 27 août 1883, le Krakatoa, situé sur une île inhabitée du détroit de la Sonde en Indonésie, entre brusquement en éruption, provoquant l'effondrement en mer de la moitié du cône volcanique (sur une surface de 20 km<sup>2</sup>).

Le tsunami engendré par l'arrivée de cette masse de matériaux en mer dévasta plusieurs centaines de km de côtes de part et d'autres du détroit de la Sonde entre Java et Sumatra et fit plus de 30 000 victimes par impact direct et (80 000 au total). La hauteur de la vague à proximité du volcan a été estimée à une quarantaine de mètre ; des vagues d'encre 10 à 15 m de hauteur ont balayé les côtes des îles. Des dommages importants ont été provoqués jusque sur la côte ouest de l'Inde, à 4 800 km de distance (Stieltjes, 1999).

- **Tsunami lié à l'effondrement du volcan Augustine, Alaska 1883**

En 1883, l'effondrement d'une partie du Mont St Augustine (Alaska) dans la baie de Cook généra un tsunami dont les hauteurs de vagues ont été estimées à 5 ou 6 mètres dans la Baie. La modélisation de vague montre une surélévation de 25 mètres de la surface de la mer sur une surface de 25 km<sup>2</sup> (Kiend J et al., 1987).

- **Tsunami déclenché par un lahar à la Montagne Pelée, 1902**

En mai 1902, 3 jour avant la grande éruption de la Montagne Pelée à la Martinique, un lahar (coulée de boue) reprenant les retombés des éruptions phréatiques en entraînant de gros blocs rocheux dans la vallée de la Rivière Blanche. A son arrivé dans la mer, le lahar généra un tsunami de faible ampleur. La hauteur des vagues à l'embouchure a été estimée à 3-4 mètres. Elles ont inondé les cotes basses de Saint-Pierre et ont coulé un bateau au mouillage (Stieltjes, 1999).

- **Le tsunami du Chili, 22 mai 1960 : le séisme à plus forte magnitude jamais enregistrée**

La zone de subduction du Chili (plaque Pacifique sous Amérique du Sud) a généré plusieurs grands séismes depuis le XVIII<sup>e</sup> siècle. Le record est détenu par l'évènement de Valdivia en 1960, avec une magnitude de 9,5. Son épicentre était situé dans le sud du Chili, près de Lumaco, à environ 570 km au sud de Santiago du Chili.

Le tsunami du Chili a été transocéanique, il a parcouru l'océan Pacifique et a atteint 15 heures après, Hilo à Hawaii à plus de 10 000 kilomètres de l'épicentre, où il a fait des dégâts considérables avec des vagues de 10 à 12 mètres de hauteur et causé la mort de 61 personnes. Il poursuivit son trajet destructeur à travers tout l'océan Pacifique jusqu'aux côtes du Japon y causant 138 décès, de la Nouvelle Zélande, des Samoa, des Philippines et des îles Marquises.

- **Le tsunami de la Papouasie –Nouvelle-Guinée, 1998**

La Papouasie nouvelle guinée est frappée par deux secousses telluriques, d'une magnitude de 7 chacune, doublé d'un effondrement sous-marin. Les deux séismes entraînent un tsunami qui dévaste trente kilomètres de côtes au nord du pays, produisant des run-up jusqu'à 10 m dans la baie de Sissano, balayant sept villages. Le bilan officiel fait état de plus de 2 200 morts.

- **Le tsunami du Sumatra, 26 décembre 2004**

Le tsunami de Sumatra fait suite à un tremblement de terre qui s'est produit au large de l'île indonésienne de Sumatra avec une magnitude de 9,1 à 9,3 atteignant des hauteurs de run-up de 50,9 m. L'épicentre se situe à la frontière des plaques tectoniques eurasiennne et indo-australienne autour de 30 km de profondeur. Il a soulevé jusqu'à 6 mètres de hauteur une bande de plancher océanique longue de 1600 kilomètre.

Le tsunami s'est propagé concentriquement, depuis l'épicentre vers les côtes des pays de l'océan Indien et jusqu'en Afrique. Il dépassa à certains endroits 30 mètres de hauteur, frappe l'Indonésie, les côtes du Sri Lanka et du sud de l'Inde, ainsi que l'ouest de la Thaïlande. Le bilan en vies humaines est estimé à, au moins, 250 000 personnes disparues, dont près de 170000 en Indonésie, 31 000 au Sri Lanka, 16 400 en Inde et 5 400 en Thaïlande.

- **Le tsunami du Japon 2011 (côte pacifique du tohoku)**

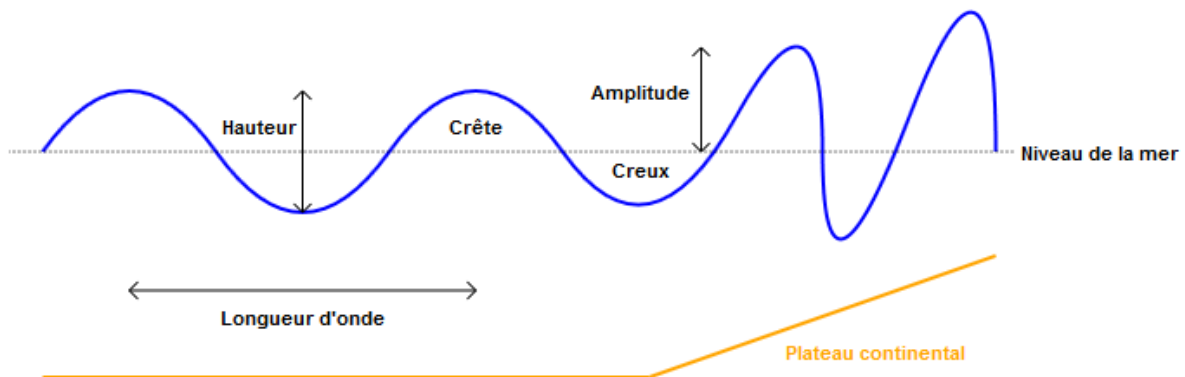
En 2011, un tsunami extrêmement puissant, avançant à 800 kilomètres par heure avec des vagues de 10 mètres de haut a détruit une partie de la côte ouest du Japon et a tuer 18 000 personnes. La puissante vague a été provoquée par un tremblement de terre d'une magnitude de 9 à 24,4 kilomètres de profondeur. 452 000 personnes ont été déplacées dans des abris. La violence du choc a aussi eu pour conséquence une catastrophe écologique avec la fuite d'un réacteur de la centrale nucléaire de Fukushima. Les dégâts sont estimés à 5 milliard de dollars.

## III.5. Caractéristiques physiques des tsunamis

### III.5.1. Développement des tsunamis en pleine mer

Dans le cas des vagues océaniques, les termes utilisés sont pour l'essentiel les mêmes que ceux qui s'appliquent aux autres types d'ondes :

- **Longueur d'onde** : Distance entre deux crêtes successives ;
- **Fréquence ou période** : Intervalle de temps entre deux crêtes successives ;
- **Hauteur** : Dénivellation entre crête et creux ;
- **Amplitude** : Dénivellation entre crête et niveau moyen de la mer ;
- **Run-up** : L'amplitude du tsunami à son contact avec la côte (déferlement) est appelée run-up par les Anglo-saxons, il s'agit de l'altitude maximale de la zone inondée par le tsunami ;
- **Vitesse** : Distance parcourus par l'onde en fonction d'un temps donné.



**Fig.III-2** : Schéma des caractéristiques d'onde hydraulique d'un tsunami.

© notre-planete.info [En ligne] [https://www.notre-planete.info/terre/risques\\_naturels/tsunamis.php](https://www.notre-planete.info/terre/risques_naturels/tsunamis.php)

La longueur d'onde des vagues océaniques est en moyenne de 100 m, alors que celles des tsunamis peut excéder 200 km. Leur vitesse de propagation en pleine mer est de plusieurs centaines de km/h, et peut être 10 fois plus rapide que celles des vagues normales (90 km/h) car la vitesse augmente avec la profondeur (pas d'influence de la rugosité du fond).

- Dans le cas d'une série de tsunamis, la fréquence entre 2 crêtes est élevée, jusqu'à une heure, malgré leur vitesse rapide, car la fréquence dépend surtout de leur longueur d'onde qui est très grande.

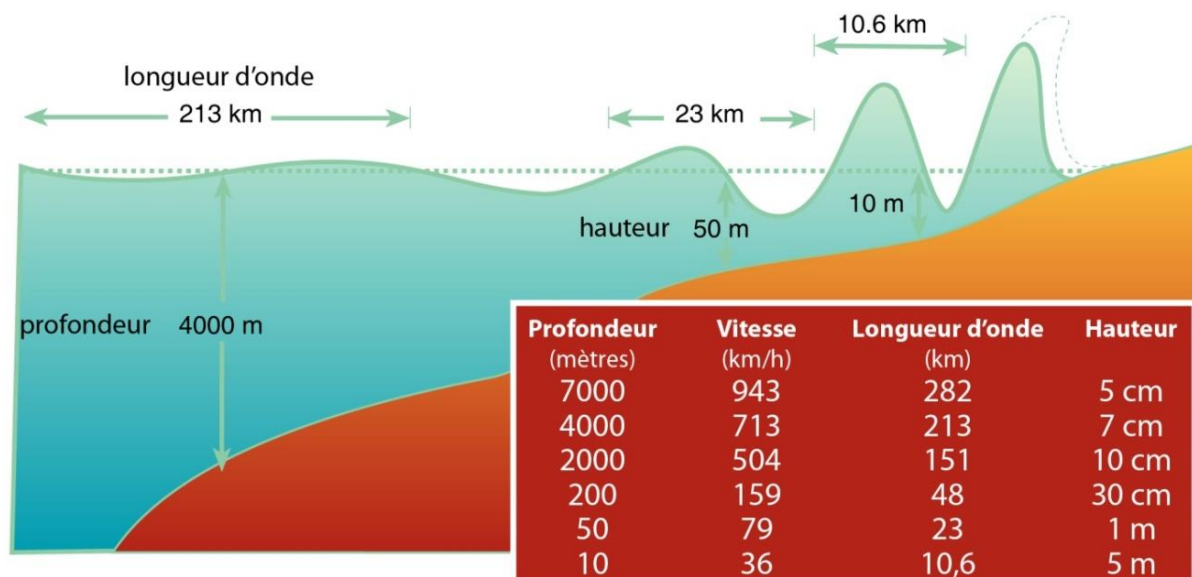
- En pleine mer, l'amplitude des vagues reste généralement faible, inférieure à 1 mètre, formant ainsi une pente très faible avec la largeur, à peine perceptible par un bateau.

### III.5.2. Développement des tsunamis à l'approche et au contact de la côte

L'onde du tsunami, du haut en bas de la masse océanique, est épaisse de plusieurs centaines de mètres et gagne en énergie chaque fois qu'elle heurte le plancher sous-marin. Des masses d'eau importantes glissent en profondeur le long des déformations du sol marin, à la différence des vagues ordinaires qui n'affectent que la surface de l'eau.

À cause de la relation entre la vitesse de propagation et de la profondeur du fond océanique (**Fig.III-3**), les tsunamis sont freinés très brutalement dès qu'ils atteignent la plate-forme continentale. Ceci entraîne une augmentation très forte de l'amplitude de la vague, qui atteint fréquemment 5 ou 10 m. Dans les cas les plus dramatiques, le run-up a pu atteindre 20, 30, voire 40 m pour le tsunami déclenché par l'éruption du volcan Krakatoa (Indonésie, 1883). Le record semble appartenir au tsunami du 17 octobre 1737 dans le nord des Kouriles avec 60 m.

Le comportement d'un tsunami à l'approche de la côte diffère de celui des autres vagues océaniques. Parfois, le niveau de la mer baisse notablement juste avant l'arrivée du tsunami car l'eau littorale est en quelque sorte aspirée par l'immense rouleau que forme le tsunami. Dans d'autres cas, le premier mouvement de l'eau littorale est au contraire une élévation.



**Fig.III-3** : Variation des vitesses de propagation des tsunamis avec la profondeur d'eau.  
D'après (P. Heinrich et al., 1999).

### III.5.3. Echelles et classification des tsunamis

#### - *Echelle de magnitude*

On classe les tsunamis en fonction de leur **magnitude**, qui correspond à **l'énergie totale** libérée par le tsunami. Plusieurs échelles de magnitude sont utilisées, l'une des plus pratiques étant celle d'Imamura Iida (**Fig.III-4**). Elle a été inventée par Imamura en 1942 et développée par Iida en 1956.

Echelle de magnitude d'Imamura et Iida			
Magnitude	Dimension des vagues au large	Dimension des vagues à la cote	Effets
-1			Pas d'effets (tsunami mineur).
0	Jusqu'à 0,10 m	1 m	Pas de préjudices.
1	Jusqu'à 0,25 m	2 m	Maisons côtières et navires touchés.
2	Jusqu'à 0,50 m	4-6 m	Destructions de bateaux, victimes possibles.
3	Jusqu'à 1 m	10-20 m	Destructions sur 200 km de côtes.
4	Jusqu'à 2 m	30 m	Destructions sur 500 km de côtes.

**Fig.III-4:** Echelle Imamura – Iida (Bardintzeff, 2010). La magnitude  $m$  du tsunami est donnée par  $H_m = 2 \exp(m)$ , avec  $H_m$  la hauteur maximale du tsunami à la côte.

#### - *Echelle d'intensité*

Un autre **paramètre** important de **classification des tsunamis** est rattaché à son **intensité**. Celle-ci représente la force de la vague en un lieu donné. La première échelle d'intensité établie pour les tsunamis est celle de Sieberg (1927), modifiée par Ambraseys (1962). Basée sur les effets macroscopiques des inondations, elle **comporte 6 niveaux** (**Fig.III-5**).



I	<b>Très faible.</b> Vagues décelés uniquement par les appareils de mesures (marégraphes)
II	<b>Faible.</b> Vagues s'observant seulement sur les plages
III	<b>Plutôt fort.</b> Vagues généralement remarquées. Occasionne des dégâts légers parmi les petites embarcations dans les ports de plaisance et de pêche artisanale. Inversion des courants le long des rivières sur quelque distance
IV	<b>Fort.</b> Destruction de petites embarcations, mais aussi d'installations légères riveraines et d'infrastructures de plage, de la végétation et des jardins. Le rivage est inondé, des débris flottent partout.
V	<b>Très fort.</b> Déferlement de vagues puissantes et hautes de plusieurs mètres provoquant inondation, destruction de bâtiments et pertes de vies humaines. A l'exception des grands vaisseaux, les autres sont transportés à l'intérieur des terres.
VI	<b>Catastrophique.</b> Vagues géantes, se déplaçant à grande vitesse et déferlant avec violence sur des kilomètres de rivages, pertes de vie par centaines voire milliers si la population n'est pas avertie. Sur une côte basse, destruction des infrastructures, dommages aux grands navires, paysage cataclysmique.

**Fig.III-5** : Echelle d'intensité des tsunamis de Sieberg – Ambraseys.  
(Source : Medina F et al, 2016).

### III.6. Origine des tsunamis

Les tsunamis ont généralement pour **origine** un phénomène **tellurique** : **séisme**, **éruption volcanique** ou encore **glissement** de terrain **sous-marin**. Ces 3 types de sources ne sont pas exclusifs, ils peuvent être combinés. Les tsunamis d'origine volcanique sont peu fréquents mais souvent beaucoup plus meurtriers que les tsunamis d'origine tectonique.

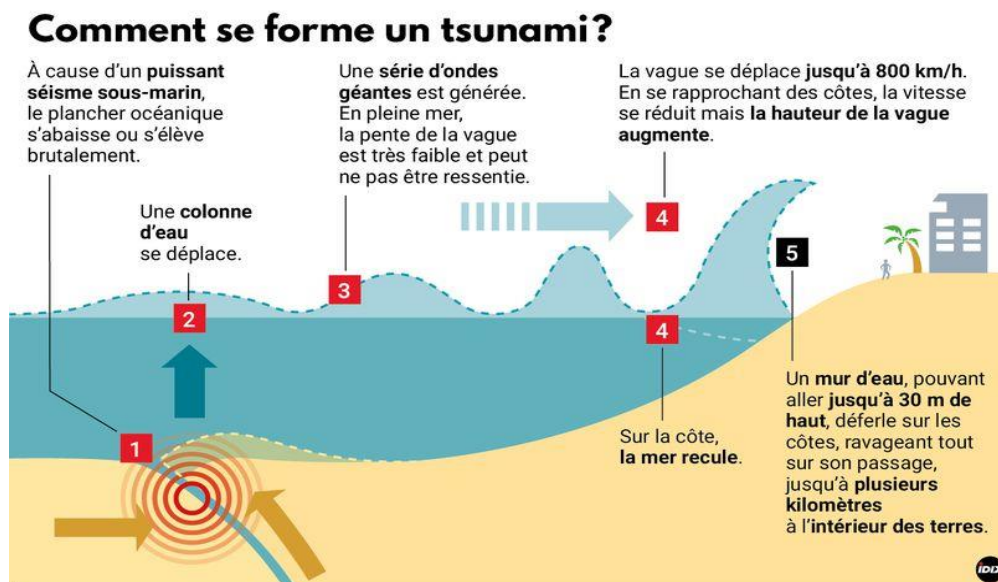
#### III.6.1. Tsunami d'origine tectonique (sismique)

Selon les estimations de Geoscience Australia, **75% environ des tsunamis** inventoriés ont une **origine sismique** et sont par conséquent liés aux mouvements le **long des failles actives**, en particulier celles délimitant les plaques (Medina F et al, 2016). Ils sont en quelque sorte sournois parce qu'ils peuvent survenir plusieurs heures après le séisme et très loin de l'épicentre.

Les séismes superficiels sont ceux déclenchant le plus de tsunamis. Sur la période 1840-2011, les séismes tsunamigènes ont une profondeur moyenne de 34,9km, et une magnitude moyenne

$M_w = 7,19$ . Ces statistiques sont issues des 532 événements pour lesquelles la NOAA/NGDC fournit ces paramètres, et pour lesquels des tsunamis sont avérés.

Les vagues du tsunami se propagent de façon circulaire à partir du site de l'événement, et ce, sur de grandes distances. Les tsunamis déclenchés par des séismes sous-marins ont des longueurs d'onde de plusieurs centaines de km. Leur vitesse de propagation en dépend ; elle ralentit dès que l'épaisseur d'eau diminue (en particulier à l'approche des côtes). Le schéma ci-dessous illustre les étapes de formation de tsunami engendré par un séisme.



**Fig.III-6** : Formation d'un tsunami d'origine sismique. INFOGRAPHIE IDIX –

[En ligne] <https://images.midilibre.fr/api/v1/images/view/5baf19133e45466dfc62e0f6/full/image.jpg>

Les mouvements verticaux au niveau des failles sont responsables de la mise en oscillation de la colonne d'eau à l'origine des tsunamis. La plupart des tsunamis prennent naissance au niveau des zones de subduction, essentiellement les subductions de la ceinture péri-Pacifique (Chili, Japon, Aléoutiennes), ou les subductions de l'Océan Indien (Makran et Sumatra).

La plupart des tsunamis sont générés par des séismes sur faille inverse. Les failles normales localisées sur les bombements flexuraux au front des zones de subductions peuvent aussi se révéler tsunamigènes (ex : tsunami de Showa Sanriku, Japon, 1933). Les séismes sur failles décrochantes ne constituent pas des sources favorables, les mouvements verticaux lors d'un séisme à mécanisme purement décrochant étant généralement modestes à négligeables. En revanche, les décrochements peuvent déclencher des glissements de terrains tsunamigènes (Rodriguez M, 2016).

La magnitude des tsunamis est en général liée à celle des séismes qui les ont initiés. Ainsi, un gros séisme risque de générer un tsunami important. Par exemple le tsunami du 28 mars 1964 qui détruisit en partie Hilo (Hawaï) fut déclenché en Alaska par le séisme Good Friday de magnitude 9 (le plus fort connu avec celui du Chili en 1960).

Cependant, cette corrélation est loin d'être aussi simple car les tsunamis résultent essentiellement de déformations verticales de la croûte, même de faible ampleur comme en témoigne le fameux séisme qui détruisit San Francisco en 1906 sans produire de tsunami malgré sa magnitude de 8,3 sur l'échelle de Richter. La cause réside dans le rejet inférieur à un mètre, malgré plus de 6 m de coulissage le long de la faille de San Andréas en partie immergée.

A l'inverse, des séismes modestes peuvent déclencher des tsunamis d'une magnitude exceptionnelle. Cette dernière catégorie spécifique de séisme tsunamigénique est appelée par les experts japonais « séisme tsunami » ou (*Tsunami Earthquake*).

#### **III.6.1.1. Les « tsunami earthquakes » (ou « séisme tsunami » en français)**

Plusieurs tsunamis marquants, tels que l'évènement de Sanriku au Japon en 1896, celui des Aléoutiennes en 1946, ou du Nicaragua en 1992, sont caractérisées par le fait que le séisme à l'origine du tsunami n'a pas été ressenti (ou très peu) à proximité de la source. Ainsi, lorsque le tsunami frappe le littoral quelques dizaines de minutes après que le séisme ait eu lieu, les populations se laissent surprendre et subissent de lourdes pertes.

Ces tsunamis, dont l'amplitude est supérieure à celle attendue d'après l'enregistrement des ondes du séisme sur les stations en champ lointain, sont appelés les « tsunamis earthquak » (Kanamori, 1972).

Les séismes tsunami naissent dans la plupart des cas le long d'une marge active de plaque caractérisée par une profonde fosse océanique (zones de subduction). Il existe deux raisons principales pour que des séismes modérés produisent des tsunamis de forte magnitude :

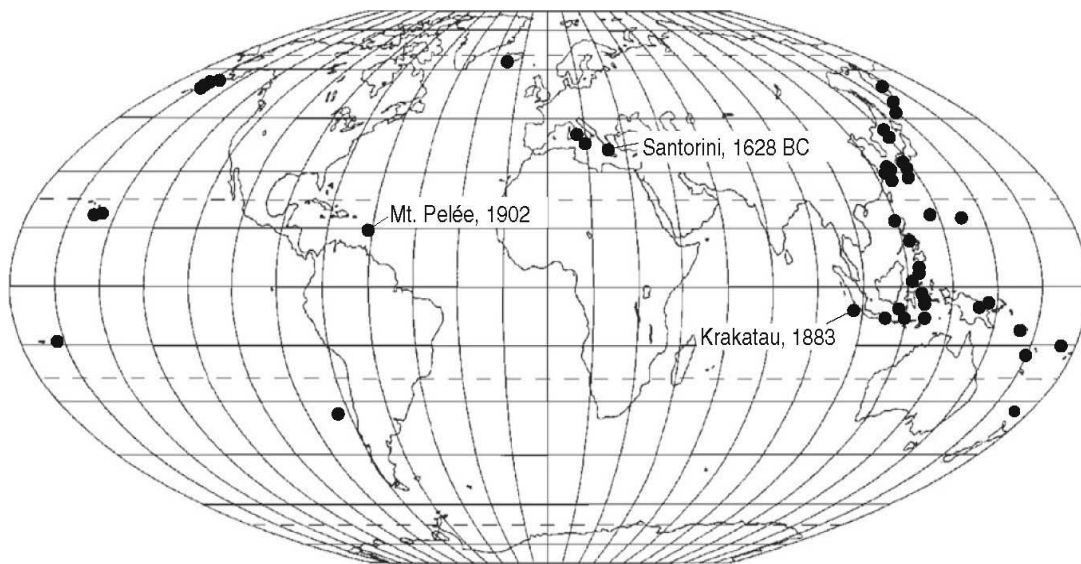
1. Le glissement de sédiments dans une marge d'accrétion. Les sédiments très volumineux qui composent le prisme d'accrétion, en équilibre instable, peuvent glisser le long du plan de Bénéioff et entraîner un tsunami exceptionnel (cas sans doute des tsunamis de Sanriku 1896 et Unimak en 1946).

2. Dans les zones de subduction dépourvues de prisme d'accrétion, le principal facteur de déclenchement est la création d'un nouveau plan de rupture, d'une nouvelle faille verticale.

Ex. : séisme du 2 septembre 1992 au Nicaragua, de magnitude 7 (modéré), à 60 km de la côte (contact plaques Cocos et Caraïbe) qui déclencha un tsunami de 8 à 15 m de haut qui toucha l'ensemble de la côte ouest du pays.

### III.6.2. Tsunami d'origine volcanique

Bien que la fréquence des tsunamis causés par une éruption volcanique est beaucoup plus faible que celle des séismes, mais leur magnitude peut être beaucoup plus forte avec des conséquences dramatiques.



● Location of volcanoes generating tsunami historically

**Fig. III-7** : Emplacement des volcans qui ont généré un tsunami dans l'histoire (IOC). (Bryant, 2014).

#### III.6.2.1. Phénomènes déclencheurs

Les tsunamis peuvent être générés de multiples manières lors d'une éruption volcanique et peuvent être déclenchés par des phénomènes variés généralement liés à :

- **Un séisme accompagnant une éruption volcanique**

Les **séismes** d'origine **volcanique** appelés « **témors** » résultent de l'accumulation de magma dans la chambre magmatique d'un volcan. Les vibrations sont dues à des ruptures dans les roches comprimées ou au dégazage du magma. La remontée progressive des hypocentres (liée à la remontée du magma) est un indice prouvant que le volcan est en phase de réveil et qu'une éruption est imminente. Si ces séismes sont suffisamment importants et que le volcan se trouve près de l'océan ou dans l'océan, les secousses peuvent déclencher un tsunami.

- **Une explosion sous-marine à faible profondeur**

Dans le cas d'une éruption sous-marine à faible profondeur, 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. Cette variation brutale de phase va permettre au magma de se libérer de manière explosive, provoquant ainsi une onde de choc dans la mer qui génère un tsunami.

- **L'arrivée de coulées pyroclastiques en mer**

Le terme **d'écoulement pyroclastique** recouvre une variété de phénomènes comprenant les **nuées ardentes**, **coulées de ponces** et **ignimbrites**, pour les plus denses, les déferlantes et les souffles, pour les moins denses. Il s'agit d'écoulement de matériaux laviques chauds (jusqu'à 1000°) fragmentés, portés par un **mélange de gaz magmatiques et d'air**.

Ces **phénomènes** sont **très rapides** et peuvent atteindre des vitesses comprises entre **200** et **600 km/h**. Rien ne résiste à de semblables coulées, ils sont parmi les phénomènes volcaniques les plus dangereux en raison de leur fort pouvoir destructeur et de la soudaineté de leur apparition.

Lorsqu'elles **atteignent la mer** ou **des lacs**, leurs composés les plus légers peuvent se propager à la surface de l'eau, comme ce fut le cas lors de l'éruption de la montagne Pelée en 1902, tandis que les **éléments les plus lourds plongent dans l'eau**, parfois sur des kilomètres, et peuvent **créer** une **onde de choc** qui se transforme en **tsunami**.

- **L'arrivée d'un lahar en mer (coulée de boue et de débris)**

Au cours de certaines éruptions, une énorme quantité de cendres s'accumule sur les flancs du volcan. Toute arrivée brutale et importante d'eau dans un terrain riche en matériaux fins (cendres volcaniques) est susceptible de créer des coulées de boue très fluide, qui dévalent les pentes. En Indonésie, où elles sont particulièrement redoutables, on appelle ces coulées de boue « **des lahars** ». On parle de coulées de débris lorsqu'une coulée de boue intègre des blocs rocheux en quantité significatives.

L'eau peut être libérée par une fonte rapide de neige et de glace (éruption volcanique) ; de fortes pluies, c'est généralement le cas pour tous les volcans explosifs situés dans des zones pluvieuses ; ou par expulsion des eaux d'un lac de cratère dont un bord s'effondre : ceci s'est produit au Kelut en Indonésie en 1919.

Les coulées de boue et de débris peuvent **se déplacer** sur de très grandes distances (jusqu'à 200 à 300 km) et parfois à **grandes vitesses (100 km/h et plus)** jusqu'à leur arrivée en mer. Le mouvement brusque provoque la déformation de la colonne d'eau déclenchant ainsi un tsunami.

- **Effondrement d'une partie d'un édifice volcanique et glissement de grande ampleur**

Les volcans sont des édifices complexes dont la construction progressive est entrecoupée ou accompagnée de phases de destruction (effondrements et glissements de taille et de rhéologie extrêmement variables). **Les effondrements** les plus massifs peuvent impliquer quelques km<sup>3</sup> à plusieurs centaines de km<sup>3</sup> de roche en l'espace de quelques minutes. Ces effondrements peuvent être **verticaux** (subsidence de caldera, impliquant la partie sommitale du volcan) ou **latéraux** (impliquant les flancs de l'édifice) (Cornu, 2017).

Une caldera est une vaste dépression circulaire ou elliptique d'ordre kilométrique, située au cœur de certains grands édifices volcaniques. La taille des calderas peut varier de quelques kilomètres de diamètre, comme celle du volcan Pinatubo dans les Philippines (2,5 km de diamètre) à une centaine de kilomètres de diamètre, comme celle du lac Toba sur l'île de Sumatra (80 x 30) (Lipman, 2000).

Le modèle classique de **formation** d'une **caldeira** est intimement lié à une **éruption volcanique de grande ampleur** qui laisse un déficit sous-terrain et provoque l'effondrement du toit de la chambre magmatique suite à sa vidange.

Les **caldeiras** sont le plus souvent **liées** aux **stratovolcans** qui sont généralement très pentus du fait de l'accumulation rapide de matériaux volcaniques à leur surface dont Leur croissance rapide s'accompagne de nombreuses formes d'instabilité gravitaire (Cornu, 2017).

Malgré une dynamique rarement explosive et des pentes relativement faibles, les volcans boucliers connaissent également des épisodes de destruction (Cornu, 2017). Les très grandes **caldeiras** plurikilométriques des **volcans boucliers** sont **difficiles à expliquer** par le modèle classique de vidange d'une chambre magmatique sous-jacente

En effet, les prospections géophysiques ne montrent pas de chambre de cette taille sous ce type de volcans, qui sont en éruption quasi permanente et n'ont que des chambres de dimensions relativement modestes, comme le piton de la Fournaise à l'île de la Réunion. Ces caldeiras sont donc formées par fluage d'un système hydrothermal volcanique : des études récentes ont montré que le cœur des édifices volcaniques était profondément altéré par les circulations de fluides hydrothermaux et qu'au cours du temps, il se transformait lentement en argile et en sulfate (type gypse), (Barde-Cabusson, 2007).

Cette transformation amène un changement du comportement mécanique de l'édifice volcanique et la constitution de zone de faiblesse. Cette altération conduit à une fragilisation de l'édifice volcanique et est responsable d'**effondrement** et de **glissement de flancs** assez spectaculaires, **entraînant** ainsi **la formation de tsunamis** dans le cas de volcans boucliers insulaires ou proche des côtes.

### **III.6.3. Tsunami d'origine gravitaire : glissement de terrain**

Les glissements de terrain tsunamigéniques sont souvent associés aux séismes ou aux éruptions volcaniques, mais pas toujours. Le plus souvent, les tsunamis sont déclenchés le long des parois de canyons sous-marins, dont les flancs s'écroulent de temps à autres.

Les caractéristiques des tsunamis provoqués par les glissements de terrain sont différentes de celles qui résultent simplement du déplacement des fonds marins par les

tremblements de terre. L'une des différences les plus importantes est le fait que la direction de propagation du tsunami généré par les glissements de terrain est plus précise (Watts, 1998).

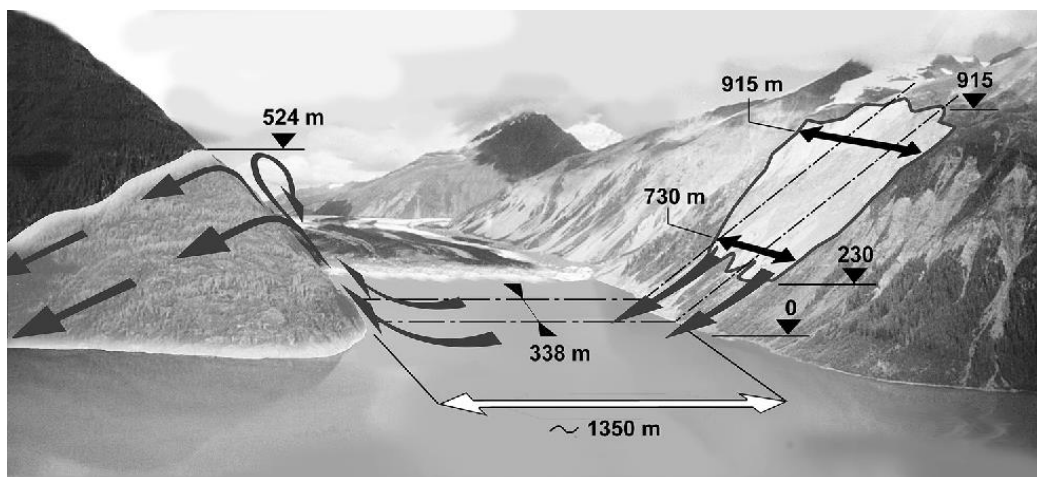
De plus, Les glissements de terrain peuvent impliquer une tranche de sédiments de plusieurs dizaines voire centaines de mètres d'épaisseur. Par conséquent, la déformation du fond sous-marin lors d'un glissement de terrain est donc plus importante que dans le cas d'une faille (de l'ordre du mètre). Ainsi, la vague à la source peut être plus haute que dans le cas d'un séisme (donc plus facilement détectable).

Dans le cas des sources gravitaires, la dispersion de l'énergie cinétique du tsunami est plus rapide : la longueur d'onde est plus courte, et l'atténuation de l'amplitude des vagues plus rapide.

Les glissements ayant lieu la plupart du temps sur les marges, la distance à la côte reste bien souvent trop faible pour que le tsunami soit significativement atténué avant d'atteindre le littoral. Ces tsunamis d'origine gravitaire atteignent les côtes en quelques dizaines de minutes seulement, rendant difficile la mise en place de système d'alerte.

Un tsunami peut être déclenché par :

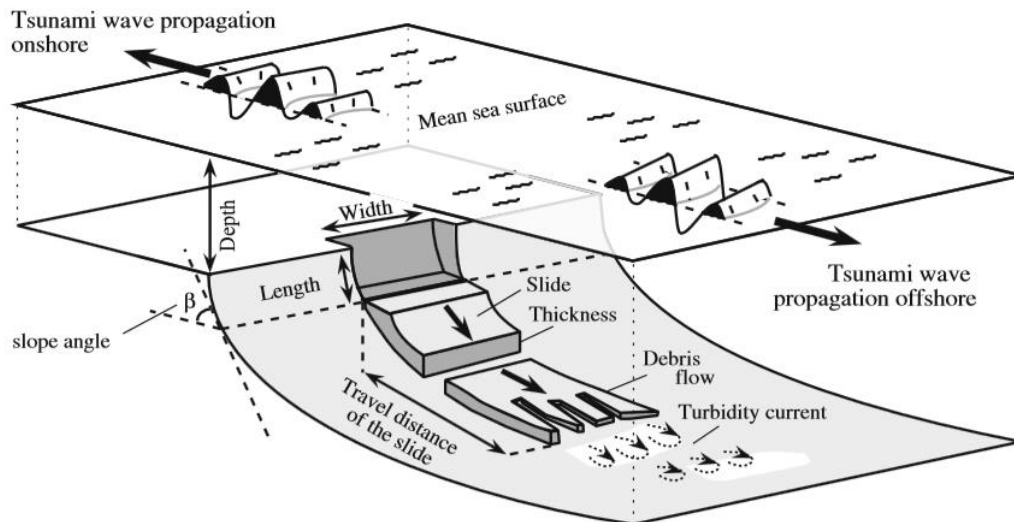
- **des glissements subaériens**, c'est particulièrement le cas le plus spectaculaire celui de la baie de Lituya (Alaska) du 10 juillet 1958 où un séisme de magnitude 8,3 a déclenché un glissement de terrain qui a engendré un tsunami atteignant une altitude de 525 m (Fritz et al., 2009) (Fig.III-7) On comptabilise seulement 5 victimes, grâce à la faible densité de population dans cette région.



**Fig.III-8** : Glissement de Lituya, consécutif à un séisme de magnitude 8,3 en Alaska.  
Source : adapté de Fritz *et al.* [2009].



- **Des glissements de terrain sous-marin** : ils sont déclenchés lorsque la contrainte qui pousse vers le bas (gravité et autres facteurs) dépasse la contrainte de résistance du matériau de la pente du fond océanique.



**Fig.III-9** : Représentation schématique de glissement de terrain sous-marin. (Bryant, 2014).

A titre d'exemple on peut citer le cas du tsunami de la Papouasie Nouvelle Guinée du 17 juillet 1998 qui a ravagé environ 20 km de cote, produisant des run-up jusqu'à 10 m dans la baie de Sissano causant plus de 2 200 morts. Les données de bathymétrie multifaisceaux collectées peu après le tsunami sur la marge de la nouvelle Guinée ont révélé la présence d'une cicatrice d'arrachement, initiée à 500 m de fond, correspondant à un glissement d'environ 4 km<sup>3</sup> (Rodriguez, 2016).

Les effondrements sous-marins à l'origine de tsunamis se distinguent des effondrements aériens par leur extraordinaire volume, qui peut atteindre plusieurs milliers de kilomètres cubes ainsi que par le fait qu'ils puissent avoir lieu sur des pentes très faibles ( $< 2^\circ$ ).

La hauteur des tsunamis de source gravitaire est contrôlée par la vitesse de l'écoulement, la profondeur à laquelle le glissement de terrain se déclenche, et surtout le volume de sédiments déstabilisé.

Les éboulements et les glissements de terrain peuvent générer, dans le pire de cas, des mégatsunamis caractérisés par de puissantes vagues pouvant atteindre jusqu'à 300 mètres de haut avec une vitesse de propagation de plus de 900 km/h.

### **III.7. Conséquences et dégâts**

Les tsunamis provoquent généralement des dégâts de grande ampleur lorsqu'ils atteignent les côtes. Les dégâts causés par ces derniers, sont le résultat direct de plusieurs facteurs : l'inondation, l'impact des vagues sur les constructions et autres structures (impact qui dépend au premier ordre de la hauteur des vagues), le reflux rapide de la mer et l'érosion.

#### **III.7.1. Conséquences humanitaires**

Les tsunamis causent de nombreuses pertes humanitaires puisqu'ils se chiffrent pour les plus importants en million et dizaines de million de victimes (Santorin 1600 av. JC, Lisbonne, 1755, Krakatoa 1883, Honshu 1896, Sumatra 2004). Mais il faut aussi prendre en compte le nombre de blessés et de disparus. Dans les jours et semaines suivant l'événement, le bilan peut s'alourdir, en particulier dans les pays pauvres (Indonésie). L'après tsunami peut être plus mortel que la vague elle-même.

Les maladies liées à la putréfaction de cadavres, à la contamination de l'eau potable et à la péremption des aliments sont susceptibles de faire leur apparition. La faim peut survenir en cas de destruction des récoltes et des stocks alimentaires.

#### **III.7.2. Conséquences économiques**

Les tsunamis sont susceptibles de détruire des structures qui coûteront chères à la ville après le passage de cette catastrophe : habitations, infrastructures publiques, chemin de fer, route, installations maritimes et portuaires, bateaux et autres dégâts et pertes matériels dans les ports ou le long de la cote.

Les conséquences économiques ont de fortes répercussions puisqu'elles nécessitent de nombreux moyens financiers pour réhabiliter le territoire, relogés et soigner la population.

Ces moyens financiers sont rarement à la portée des pays touchés (ce sont essentiellement des pays en développement) il nécessite donc une aide internationale.

#### **III.7.3. Conséquences morphologiques et écologiques**

En plus des conséquences humanitaires et économiques, les tsunamis ont aussi des effets morphologiques représentés par l'érosion des plages (recul de la plage après le passage d'un tsunami de 8 m sur la plage de Marsella, Nicaragua en 1992) ainsi que des effets

écologiques : destruction de la végétation et transport de débris de corail à plusieurs mètres de la côte par l'action mécanique des vagues.

### III.8. Prévention et sécurité

Bien que l'homme ne soit pas encore capable d'empêcher une vague de plusieurs mètres de s'abattre et de s'enfoncer dans les terres, il est capable de savoir quand et où ce genre de catastrophe aura lieu, et comment nous protéger de ses effets.

#### III.8.1. Prévention à court terme : mise en place de systèmes d'alerte

Un **système d'alerte** de tsunami permet de détecter un tsunami quand la vague est encore loin des rivages et d'avertir les populations concernées assez tôt pour sauver des vies. Un tel système est composé de **capteurs sismiques**, tsunamimètre et marégraphes et d'un **système de communication** permettant au plus vite la réceptions des informations, leurs analyses, la prise de décision et l'envoi de messages d'alertes au régions concernées.

On dénombre des systèmes d'alertes internationaux, régionaux et même locaux.

##### ▪ **Systèmes Internationaux**

Système d'alerte international dans le Pacifique. Très axé sur la surveillance des séismes, en particulier des séismes tsunamis. Basé à Honolulu et géré par NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Equipé d'une trentaine de stations sismiques et de 78 marégraphes. Il permet de donner l'alerte 1 heure avant l'arrivée d'un tsunami. Ce dispositif reste effectif uniquement pour les populations vivant à plus de 750 km de la source.

##### ▪ **Systèmes Régionaux**

De nombreux systèmes d'alertes régionaux sont mis en place comme à Tahiti, pour des distances de 100 à 750 km de l'épicentre d'un séisme. Dans ce cas, l'alerte est donnée environ 10-12 minutes après le séisme.

Au Japon, le **système OBS** (Ocean Bottom Seismograph) permet de **détecter les séismes en pleine mer** à l'aide de **sismographes** et **d'instruments qui mesurent la pression exercée par l'eau** (deux systèmes : un à 2200 m et un à 4000 m de profondeur).

Les données sont transférées toutes les 20 secondes par câble à des stations de surface, puis par téléphone au Tsunami Warning Center de la JMA (Japan Meteorological Agency) à Tokyo.

Des **filtres de différentes fréquences** sont utilisés afin d'**effacer** en partie les **signaux** générés par les marées ou d'autres **signaux parasites** qui modifient la pression de l'eau, surtout ceux induits par les changements de température mais aussi ceux issus de la transmission des données dans le cas où l'appareil recevrait lui-même les secousses du séisme.

- **Systèmes Locaux**

La population est alertée moins de 10 minutes avant l'arrivée d'un tsunami, soit à moins de 100 km des habitations ; ce qui est le cas à Valparaiso au Chili avec THRUST (Tsunami Hazards Reduction Utilizing Systems Technology).

### **III.8.2. Prévention à long terme**

- **Mise en place de bases de données exhaustives**

Exemple : Base de données russe pour la région Kouriles-Kamtchatka a recensé près de 8000 séismes et 124 tsunamis de 1737 à 1990, dont 109 régionaux et 15 transpacifiques.

- **Système de Simulation**

Depuis plusieurs années, les sismologues utilisent la technique de l'inversion sismique, qui consiste à analyser en détail les ondes sismiques pour déterminer l'origine des séismes.

Cette technique est aussi appliquée aux tsunamis : elle consiste à analyser pour chaque tsunami connu les heures d'arrivée à la côte et leur amplitude dans plusieurs sites. Puis on reconstitue la forme de la vague et sa vitesse de propagation, afin de remonter jusqu'au mécanisme déclencheur.

La propagation des tsunamis est relativement facile à modéliser car les facteurs qui interviennent dans la vitesse des vagues sont mieux connus que ceux qui régissent la vitesse des ondes sismiques. Plusieurs modèles ont été mis au point, mais au final ils demeurent encore imparfaits.

- **Cartographie des zones menacées**

Il s'agit, par exemple, de la cartographie des zones inondables à Hawaï qui est visible sur les botins téléphoniques.

### **III.9. Conclusion**

En définitive, un tsunami peut être considéré comme étant de gigantesques vagues qui se propagent dans l'océan, puis déferlent sur les côtes avec un pouvoir destructeur énorme.

La répartition géographique des tsunamis n'est pas uniforme à l'échelle du globe.

Les caractéristiques d'ondes qui accompagnent un tsunami sont décrites à partir de : La longueur d'onde, la fréquence ou période, la hauteur, l'amplitude, le Run-up et enfin la vitesse.

La vitesse d'un tsunami dépend de la profondeur de l'eau et, par conséquent les vagues qu'il génère subissent des accélérations ou des décélérations selon que la profondeur du fond marin au-dessus duquel elles passent croît ou décroît.

La classification des tsunamis est déduite à partir de deux paramètres : (1) leur magnitude, qui correspond à l'énergie totale libérée par le tsunami (2) ainsi que par leur intensité qui représente la force de la vague en un lieu donné.

Les tsunamis ont généralement pour origine un phénomène tellurique : séisme, éruption volcanique ou encore glissement de terrain sous-marin. Ces 3 types de sources ne sont pas exclusifs, ils peuvent être combinés.

Les tsunamis d'origine volcanique sont peu fréquents mais souvent beaucoup plus meurtriers que les tsunamis d'origine tectonique, et peuvent être déclenchés par plusieurs phénomènes à savoir :

- Un séisme accompagnant une éruption volcanique.
- Une explosion sous-marine à faible profondeur.
- L'arrivée de coulées pyroclastiques en mer.
- L'arrivée d'un lahar en mer (coulée de boue et de débris).
- Effondrement d'une partie d'un édifice volcanique et glissement de grande ampleur.

Les dégâts causés par les tsunamis sont le résultat direct de trois facteurs : l'inondation, l'impact des vagues sur les constructions et les autres structures, et l'érosion.



**CONCLUSION**

**GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE

Nous avons essayé de répondre à l'ensemble des questions posées dans les objectifs définis. Les différents volets de ce travail apportent des informations qui permettent d'avoir une meilleure idée sur la genèse du volcanisme sous-marin et les tremblements de terre ainsi que la manière dont ils peuvent générer un tsunami.

L'étude des volcans sous-marins est essentielle pour (1) une meilleure compréhension de la structure, la composition et la dynamique de la lithosphère océanique et (2) pour l'établissement d'un diagnostic sur les risques et les dangers qu'ils génèrent lorsqu'ils se produisent à proximité des côtes.

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

La plupart des volcans sous-marins trouvent leur positions soit: dans les zones d'écartement de plaques, dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique) ou encore dans le domaine intra-plaque.

Parmi les facteurs physiques ou chimiques susceptibles de contrôler le dynamisme du volcanisme basaltique sous-marin, figurent en premier lieu la température et la viscosité du magma au moment de l'éruption ainsi que le taux instantané d'émission (qui dépend en partie de la viscosité). Il convient de distinguer deux styles différents d'éruptions sous-marines :

Des éruptions sous faible tranche d'eau (moins de 700 m) où les hydro-explosions sont possibles et sont représentés par des gerbes cypressoides ;

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

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

différente. Distinguons en particulier : Les stratovolcans, les volcans fissuraux, et les volcans boucliers.

La lithosphère est découpée en un certain nombre de plaques (six grandes plaques et de nombreuses microplaques) rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère. Ce mouvement définit trois types de frontière entre les plaques : les frontières divergentes, les frontières convergentes et les frontières transformantes.

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

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

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

Ces phénomènes naturels qui peuvent eux-mêmes avoir des conséquences dévastatrices, lorsqu'ils se produisent à proximité de l'océan, provoquent le déplacement d'énormes masses d'eau engendrant des ondes dites gravitationnelles. Ces derniers se propagent sur des distances considérables provoquant d'imposants mouvements de vagues qui, lorsqu'elles atteignent les côtes, peuvent tout faucher sur leur passage.

Malgré le fait que les moyens de préventions trouvés ne permettent pas d'arrêter totalement la catastrophe, ils permettent quand même de réduire le nombre de morts. Les scientifiques sont d'ailleurs en train d'étudier des façons de stopper les Tsunamis, mais jusqu'à aujourd'hui, rien n'est encore fiable.



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**Bachelery P. (1981)** – Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique structurale et pétrologique, 216p, Université de Clermont-Ferrand.

**Bachelery P. (1999)** – Le fonctionnement des volcans boucliers- exemple des volcans de la Réunion et de la Grande Comore, Mémoire d'HDR, 250p, Université de la Réunion.

**Bachelery P. & Lenat J.F. (1993)** – Le Piton de la Fournaise. – Mém. Soc. Géol. France, n° 163, pp 221-229.

**Bardintzeff J.M. (2010)** - Le grand livre des volcans du monde séismes et tsunami. Orphie édit., France, 155p.

**Barde-Cabusson S. (2007)** – Formation de caldera par fluage d'un système hydrothermal volcanique. Volcanologie. Université Blaise Pascal-Clermont-FerrandII, 2007.

**Blot C. (1976)** – Volcanisme et sismicité dans les arcs insulaires prévision de ces phénomènes. ORSTOM - PARIS - 1976

**Bonatti E. & Harrison C.G.A (1988)** – Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts : effects of magma temperature and viscosity. J. Geophys. Res., 93 (B4), 2967-2980.

**Boudon G. (1993)** – La montagne Pelée, Martinique : évolution volcanologique. Mémoire de la Société Géologique de France, nouvelle série 163, p.231-238.

**Bouysse P. (2014)** - Notes explicatives : carte géologique du monde version révisée de la 3e édition à l'échelle de 1:35 000 000. Commission de la carte géologique du monde ; IUGS ; UNESCO édit., Paris, 978-2-917310-24-3.

**Bryant E. (2005)** - Natural Hazards, 2nd edn. (Cambridge University Press, Cambridge).

**Bryant E. (2014)** – Tsunami : the Underrated Hazard, 3rd ed. (Springer Kindle), 222 p.

**Brousse R., Barszczus H.G., Bellon H., Cantagrel J.M., Diraison C., Guillou H., Leotot C. (1990)** - Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. Bull. Soc. géol. Fr., 6, 933-949.

**Cayol V., Dieterich J.H., Okamura A.T., & Miklius A. (2000)** – High magma storage rates before the 1983 eruption of Kilauea, Hawaii, *Science*, 288, 2343- 2345.

**Cornu M.N. (2017)** – Evolution magmatique d'un volcan bouclier océanique avant et après une déstabilisation massive de ses flancs: Fogo, Cap Vert et Tenerife, Canaries. *Sciences de la Terre*. Université Clermont Auvergne, 2017.

**Courtillot V.E., Davaille A., Besse J. & Stock J. (2003)** – three distinct types of hotspots in the Earth's mantle, *Earth planet. SC. Let*, 205, 3-4, 295-308.

**Darwin C.R. (1842)** – The structure and distribution of coral reefs. Smith Elder and Co., Londres.

**Decker R.W. and Hadikusumo D. (1961)** – Results of the 1960 expedition to the Krakatu. *J. Geophys. Res.*, 66, 3497-3511.

**Delavault H. (2014)** – L'alignement volcanique de Pitcairn-Gambier: étude pétrologique et géochimique de la partie sud-est du panache polynésien. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.

**Duncan R.A., McDougall I., Carter M. & Coombs D.S. (1974)** – Pitcairn Island-another Pacific hotspot? *Nature*, 251: 679-682.

**Duncan R.A & McDougall I. (1976)** –Linear volcanism in French Polynesia. *J.volcanol. Geotherm. Res.*, 1, 197-227.

**Francis P. (1993)** – Volcanoes, A.Planetary Perspective, Oxford University Press inc., NY, 1993.

**Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O., West H., Kwon S.T. & Kennedy A. (1990)** – evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii : Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 95 (B2), 1271- 1300.

**Fritz H.M., Mohammed F. & Yoo J.** – Lituya Bay Landslide Impact Generated Mega-Tsunami 50th Anniversary. In CUMMINS P.R., SATAKE K. & KONG L.S.L “Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami” Birkhäuser Basel, 2009, pp. 153-175.

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

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

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

**Heinrich P., Mangeney A., Boudon G. & Roche R. (1999)** – Modéliser un raz de marée créée par un volcan. La recherche, Mars 1999, pp 66-71.

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

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

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

**Kienle J., Kowalik Z. & Murty T.S. (1987)** – Tsunami generated by eruptions from Mount St. Augustine Volcano, Alaska, Science, 36, 1442-1447.

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

**Le Friant A. (2001)** – Les déstabilisations de flanc des volcans de l’arc des petites Antilles : Origines et conséquences. Thèse de doctorat, Université Paris, France.

**Lenat J.F & Bachelery P. (1987)** – Dynamic of magma transfer at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean), in Modeling of volcanic processes, edited by C.Y.e. Scarpa, pp 57-72.

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

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

**McBirney A.R. (1963)** – Factors governing the nature of submarine volcanism. Bull.Volcanol., 26,455-469.

**Medina F., Omira R. & Mhammdi N (2016)** – Les tsunamis : états des connaissances et risques pour le Maroc, Conference Paper · February 2016.

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

**Moore J., White W.M., Paul D., Duncan R.A., Abouchami W. & Galer S.J.G (2011)** – Evolution of shield-building and rejuvenescent volcanism of Mauritius, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 207 (1-2), 47-66.

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

**Pomerol C., Lagabrielle Y., Renard M. & Guillot S. (2011)** – *Eléments de géologie*, Dunod édit., p.334.

**Rodriguez M. (2016)** – Les tsunamis : diversité des sources, Conference paper, apbg *Biologie Géologie* n°1-2016.

**Roullé A. (2004)** - Etude du mouvement sismique de la vallée de Mexico à partir d'un réseau accélérométrique 3D de faible ouverture dans la colonia ROMA, Université Louis Pasteur Strasbourg.

**Satake K. & Imamura F. (1995)** - (eds.), *Tsunamis 1992–1994: Their Generation, Dynamics and Hazard* (Birkhäuser, Basel, 1995). 890p.

**Scheffers A. (2004)** - Tsunami imprints on the Leeward Netherlands Antilles (Aruba, Curaçao, Bonaire) and their relation to other coastal problems. *Quatern. Int.* 120, 163–172.

**Stieltjes L. (1999)** – Tsunami d'origine volcanique – BRGM/RP-53623-FR, 23p., 8 ill.

**Stoffers P., Hekinian R., Ackerman D., Binard N., Botz R., Devecy C.W., Hansen D., Hodkinson R., Jeschke G., Lange J.E., Scholten J., Schmitt M., Sedwick P. & Woodhead J.D. (1990)** – Actif Point chaud de Pitcairn trouvé. *Marine Geol.* 95 : 51-55.

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

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

**Tinard P. (2007)** – Caractérisation et modélisation des déplacements du sol associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise, île de La Réunion, à partir de données interférométriques. Août 2003 – Avril 2007. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.

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

**Watts P. (1998)** - Wavemaker curves for tsunamis generated by underwater landslides. *J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng.* 124, 127–137.

## **Liste des Annexe**

**ANNEXE I : GLOSSAIRE**

**ANNEXE II : TABLEAUX**

**ANNEXE III : PHOTOS ET ILLUSTRATIONS**

## A

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

« **Aa** » : Terme hawaïen désignant une coulée récente de lave scoriacée, à surface encore rugueuse, de composition acide.

## C

**Caldeira** : mot d'origine portugaise, qui signifie « chaudron ». Cratère de grande taille, circulaire, de plusieurs kilomètres de diamètres, parfois ovale. On distingue les caldeiras d'explosion résultant d'une phase éruptive explosive majeure et les caldeiras d'effondrement dues à l'effondrement du sommet du volcan.

## F

**Foyer (ou hypocentre)** : Point de départ d'un séisme par rupture profonde de l'écorce terrestre.

**Fumerolle** : Gaz qui s'échappe d'un orifice ou d'une fissure sur le flanc d'un volcan.

**Fumeur** : Emission sous-marine de vapeur. On distingue les fumeurs blancs à une température de 160 à 200 degrés et les fumeurs noirs à 350 - 400 degrés.

## G

**Guyot** : Mont sous-marin inactif de forme circulaire, ancienne île ou atoll érodés et tronqués s'enfonçant en fonction d'un mouvement général de subduction.

**Gerbe 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. Ces panaches blancs et noirs dits gerbes cypressoïdes du fait de leur forme vaguement proche de celles d'un Cyprès.

## H

**Hyaloclastite** : 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.

## L

**Lahar** : Mot indonésien désignant une coulée de boue d'origine volcanique. Un lahar se produit quand une grande quantité d'eau, issue de fortes pluies, de fontes de glaces ou du déversement d'un lac de cratère se mélange aux cendres abondantes déposées sur le volcan. L'ensemble boueux dégouline sur les flancs de l'édifice.

## M

**Marégraphe** : Instrument de mesure du niveau de la mer. Appareil mesurant le changement du niveau de la mer par rapport à un niveau de référence.

**Marégramme** : Enregistrement d'un marégraphe. Graphique représentant les variations du niveau de la mer, en un lieu, en fonction du temps. Généralement utilisé pour mesurer les marées, mais susceptible aussi d'enregistrer des tsunamis.

## N

**Nuée ardente** : Mélange intime de solide, de liquide et de gaz, émis par un volcan. L'ensemble constitue une mousse qui dévale les pentes du volcan à très grande vitesse (jusqu'à 500 km/h), à haute température (jusqu'à 500 degrés).

## P

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

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

## R

**Résonance du tsunami** : La réflexion des ondes du tsunami sur les limites d'un port ou les rivages d'une baie étroite et leurs interférences continues peuvent amplifier la hauteur des vagues et prolonger leur activité

## S

**Simulation d'un tsunami** : Modèle numérique de formation, propagation et inondation d'un tsunami.

**Sismogramme** : Graphique produit par un sismomètre ou un sismographe : il correspond aux vibrations enregistrées lors d'un séisme.

**Sismographe** : Appareil de mesure très sensible capable d'enregistrer les secousses telluriques. On distingue les séismographes

verticaux, qui enregistrent les mouvements du sol horizontaux et les séismographes horizontaux, qui enregistrent les mouvements verticaux.

## T

**Tsunamigène** : Capable de déclencher un tsunami. Exemple : un séisme tsunamigène, un glissement de terrain tsunamigène.

**Tsunami transocéanique** : Tsunami capable de provoquer d'importants dégâts, non seulement aux abords immédiats de sa source, mais dans un océan tout entier. Tous les tsunamis à l'échelle d'un océan ont été provoqués par des séismes majeurs. Synonyme télétsunami ou tsunami généré à distance ou tsunami en champ lointain.

**Tsunamimètre** : Un instrument qui permet de détecter très tôt, de mesurer et de signaler en temps réel un tsunami en haute mer. Le système DART® et les capteurs câblés de pression en eau profonde sont des tsunamimètres.

**Tremor** : Séisme d'origine volcanique de faible magnitude.





**Tableau 1 : Tsunamis majeurs d'origine sismique des années 1990**

Location	Date	Earthquake magnitude	Maximum height (m)	Death toll
Nicaragua	2 September 1992	$M_s = 7.2$	10.7	170
Flores, Indonesia	12 December 1992	$M_s = 7.5$	26.2	1713
Okushiri Island, Sea of Japan	12 July 1993	$M_s = 7.6$	31.7	239
East Java	2 June 1994	$M_s = 7.2$	14.0	238
Shikotan, Kuril Islands	4 October 1994	$M_s = 8.1$	10.0	10
Mindoro, Philippines	14 November 1994	$M_s = 7.1$	7.0	71
Jalisco, Mexico	October 9, 1995	$M_s = 7.9$	10.9	1
Sulawesi Island, Indonesia	1 January 1996	$M_s = 7.7$	3.4	24
Irian Java	17 February 1996	$M_s = 8.0$	7.7	108
Chimbote, Peru	21 February 1996	$M_s = 7.5$	5.0	2
Kronotskiy Cape, Kamchatka	14 December 1997	$M_s = 7.7$	8.0	–
Aitape, Papua New Guinea	17 July 1998	$M_s = 7.1$	15.0	2202
Sea of Marmara, Turkey	17 August 1999	$M_s = 7.8$	2.5	?
Pentecost Island, Vanuatu	26 November 1999	$M_s = 7.3$	5.0	5

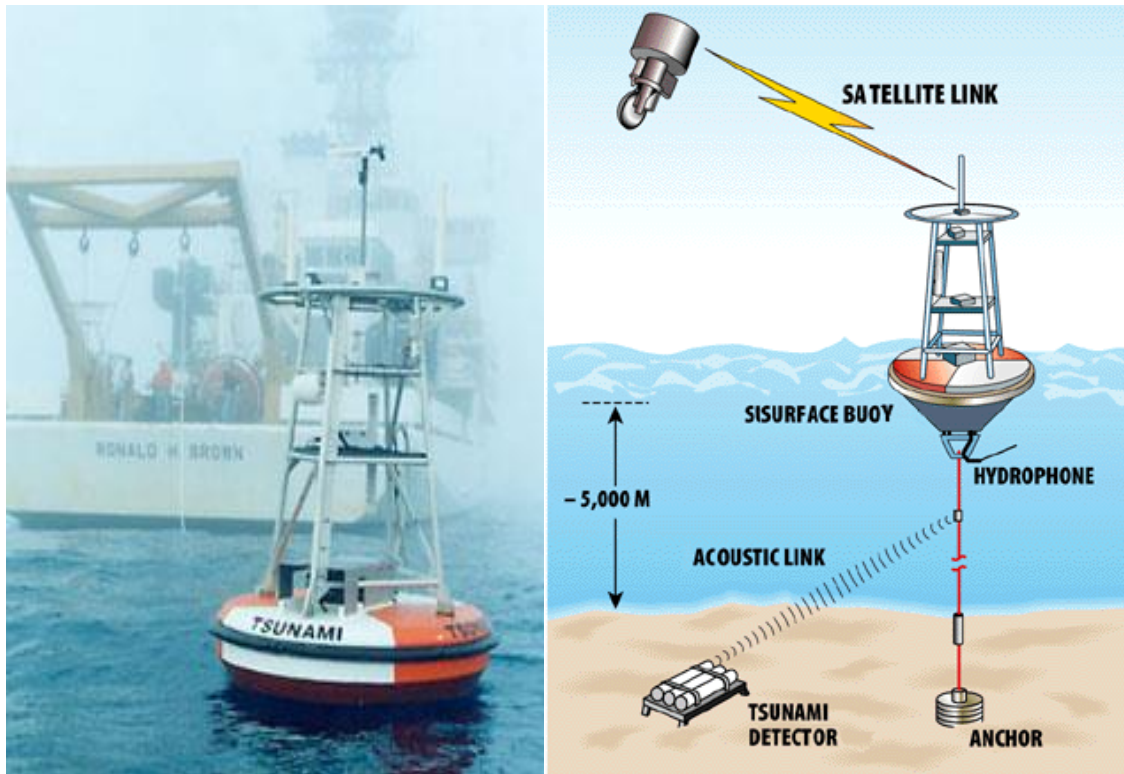
Source Based on Satake and Imamura (1995) and Internet sources

**Tableau 2 : 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)



*Planche 1 : Tsunamimètre type DART*

Source : <http://tpe-tsunamis.e-monsite.com/medias/album/dart.png>

**Fonctionnement :**

Le capteur est placé au fond de la mer, il transmet par un lien acoustique les données enregistrées à une bouée en surface qui répercute ces informations par satellite. Ce dispositif a été développé par les Américains à partir de 1987 sous le nom de bouée « DART » (Deep-ocean- Ressement and Reportion of tsunami) dans le cadre du programme national de limitation des effets de l'aléa tsunami. Ces capteurs sont d'une précision impressionnante puisqu'ils sont capables de détecter des vagues d'un centimètre par 6 000 mètres de profondeur. En outre ils peuvent être installés au milieu de l'océan et permettent donc une réelle anticipation du phénomène.

**Planche 2** : illustrations photographiques des dégâts liés au tsunami du Japon en 2011

© REUTERS (Source : <https://www.caminteresse.fr/content/uploads/2012/03/tsunami-vague-noire-604.jpg>)



(Source : [https://www.le-cartographe.net/images/stories/Images/Jpn\\_tsunami\\_01\\_large.jpg](https://www.le-cartographe.net/images/stories/Images/Jpn_tsunami_01_large.jpg))



(Source : <https://i.flg.fr/media/figarofr/1500x/2011/03/12/20110312PHOWWW00094.jpg>)



(Source : <http://a52.idata.over-blog.com/500x257/2/37/80/21/geo3/2881.jpg>)

**Planche 3** : Images spectaculaires du volcan Anak Krakatoa à l'origine du récent tsunami en Indonésie ainsi que les dégâts associés.



(Source : [https://leconomiste.com/sites/default/files/eco7/public/tsunami\\_indonesie\\_tt.jpg](https://leconomiste.com/sites/default/files/eco7/public/tsunami_indonesie_tt.jpg))



Images avant et après l'éruption de l'Anak Krakatoa, en Indonésie — (Source : [https://img.20mn.fr/922SOUr6Q-yMzegTHb4Q8Q/310x190\\_images-avant-17-decembre-2018-apres-30-decembre-eruption-anak-krakatoa-indonesie.jpg](https://img.20mn.fr/922SOUr6Q-yMzegTHb4Q8Q/310x190_images-avant-17-decembre-2018-apres-30-decembre-eruption-anak-krakatoa-indonesie.jpg))



(Source : <https://www.newsit.gr/wp-content/uploads/2018/10/indonesia-katastrofi-1-768x512.jpg>)