

Ce qui est simple est toujours faux. Ce qui ne l'est pas est inutilisable».
Paul Valéry (Mauvaises pensées et autres, 1942)

COMMISSION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU MONDE

Le Globe géologique du Monde

- 2015 -

NOTES EXPLICATIVES

Par

Philippe BOUYSSE, auteur
(CCGM)

©CCGM/CGMW juillet 2014

ISBN 978-2-917310-24-3- Carte géologique du Monde à l'échelle de 1/35 000 000, 3^e édition révisée

Tout ou partie de ce texte peut être reproduit sous réserve d'en mentionner l'auteur et l'organisme responsable de la publication.

CCGM-CGMW

77, rue Claude-Bernard

75005 Paris, France

ccgm@club-internet.fr

www.ccgw.org

SOMMAIRE

LE GLOBE GÉOLOGIQUE DU MONDE

Prologue, p. 4

GÉNÉRALITÉS, p. 5

1 - ZONES ÉMERGÉES, p. 5

1.1 - Unités chronostratigraphiques, p.

1.2 - Ophiolites, p. 6

1.3 - Grandes provinces magmatiques : les trapps, p. 6

1.4 - Glaciers, inlandsis, p. 7

1.5 - Éléments structuraux, p. 7

1.6 - Le cas de l'Islande, p. 8

2 - ZONES SOUS-MARINES, p. 8

2.1 - Marges continentales, p. 8

2.1.1 - Limite continent/océan (COB), p. 8

2.1.2- Microcontinent, p. 8

2.1.3- Arcs insulaires, p. 9

2.1.4- Plateau continental, p. 9

2.1.5- Talus continental, p. 9

2.1.6- La marge Antarctique, p. 9

2.1.7- Plateforme de glace, p. 10

2.2 - Bassins océaniques, p. 10

2.2.1- Âge de la croûte océanique, p. 10

2.2.2- Plaines abyssales, p. 11

2.2.3- Dorsales d'accrétion océanique, p. 11

2.2.4- Axe de dorsale d'accrétion océanique, p. 11

2.2.5- Faille transformante, zone de fracture, p. 12

2.2.6- Zone de subduction, fosse de subduction, autres fosses, p. 13

2.2.7- Reliefs sous-marins « anormaux » (monts sous-marins, «plateaux océaniques», traces de point-chaud), p. 14

2.2.8- Limite diffuse de plaque, p. 15

2.2.9- Volcanisme sous-marin lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord (SDRs), p. 16

2.2.10- SDRs liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud, p. 16

3- POINTS-CHAUDS, p. 17

En guise de conclusion..., p. 18

Le Globe géologique du Monde

2015

Notes explicatives

par

Philippe BOUYASSE
(CCGM)

Prologue

On ne s'étonnera pas de trouver au texte de ces notes un caractère quelque peu hétérogène, mêlant une information classique destinée aux professionnels des géosciences, utilisateurs de référence des cartes géologiques, à des explications d'un niveau plus accessible. La raison en est que, outre un public non spécialisé, une partie significative du lectorat francophone des éditions antérieures de la Carte du Monde de la CCGM est constituée de lycéens, voire de collégiens. Par ailleurs, il était impossible de commenter, dans ces Notes, tous les aspects géologiques, structuraux, ou géodynamique que peut soulever un examen attentif de la Carte. Le déroulement du texte étant calqué sur le commentaire des légendes, nous nous sommes contenté de donner quelques coups de projecteur sur une sélection d'exemples qui, pensons-nous, illustrent de manière adéquate chacun des éléments de la légende. On remarquera aussi qu'une certaine importance a été accordée aux fonds océaniques, aux grands événements magmatiques, et à la géodynamique.

GENERALITÉS

Ce globe a été réalisé à partir de la 3^e édition révisée de la *Carte géologique du Monde*, publiée en 2014, dont la version originale a été établie à l'échelle de 1:25 000 000. Cette compilation très synthétique poursuit avant tout un but pédagogique. C'est une tentative de représentation simplifiée de la géologie de notre planète dans sa globalité : continents et fonds océaniques, côte à côte. Elle prend en compte l'état des connaissances géologiques au début du XXI^e siècle.

Ce globe donne à voir les grands traits des différentes unités lithostratigraphiques et des principaux éléments structuraux qui dessinent la marqueterie actuelle de la surface de notre Terre, aboutissement de 4,56 milliards¹ d'années de mues incessantes..

Nota : Dans le corps du texte, les éléments mis en **caractères gras** correspondent aux différents items qui font l'objet de la légende.

¹ L'abréviation de milliard d'années (10⁹ ans) est Ga (de giga-annum, appellation officielle des instances géologiques internationales). L'auteur avoue ne pas très bien comprendre pourquoi c'est la forme de l'accusatif singulier «annum» qui a été retenue. L'explication proposée est que l'accusatif se justifierait par l'expression «per annum», qui signifie «par an», ce qui suscite encore plus de perplexité.

1 - ZONES ÉMERGÉES

1.1- Unités chronostratigraphiques

Les zones émergées (29,2 % de la surface de notre planète) correspondant dans leur immense majorité à des formations d'origine continentale (ou continentalisées, dans le cas des arcs insulaires), ont été représentées en utilisant 8 très grandes **unités chronostratigraphiques**² : 1 = *Cénozoïque*; 2 = *Mésozoïque*; 3 = *Paléozoïque supérieur*; 4 = *Paléozoïque inférieur*; 5 = *Néoprotérozoïque*; 6 = *Mésoprotérozoïque*; 7 = *Paléoprotérozoïque*; 8 = *Archéen*. Un certain nombre de regroupements entre ces unités a été opéré quand le contexte géologique ou cartographique le nécessitait. Au sein de ces unités temporelles, on a distingué 3 grands ensembles de **faciès lithologiques** : • formations sédimentaires ou de nature indifférenciée (ou difficile à définir) ; • formations volcaniques extrusives (V), correspondant à un magmatisme exprimé à l'air libre ; • formations endogènes (P), représentées par des roches formées en profondeur (ayant subi un métamorphisme important ou correspondant des roches magmatiques plutoniques). Les 2 dernières catégories de roches sont caractérisées par un semis de points en surimposition dont la couleur a été permutée par rapport aux éditions précédentes (**rouges** pour les extrusives, **bleus** pour les endogènes). Une seule exception a été faite pour le **volcanisme cénozoïque (V1)** qui se distingue par une teinte uniforme d'un rouge soutenu). En effet, le volcanisme de cette ère (qui inclut celui du Quaternaire et du temps présent) est la conséquence, dans bien des cas (notamment dans le volcanisme de subduction), d'un contexte géodynamique qui perdure jusqu'à nos jours. Il était donc important qu'il soit très nettement perceptible à l'œil. On pourra le mettre aisément en relation avec les volcans «actifs» de la *Carte Physiographie* mentionnée dans l'avertissement. Une autre exception a été faite pour les formations les plus anciennes, **archéennes**, («8», antérieures à 2,5 milliards d'années/Ga), indifférenciées pour des raisons de simplification. On notera que c'est au Canada que les affleurements archéens sont les plus étendus.

1.2- Ophiolites

Les ophiolites sont des reliques de lithosphère océanique (de haut en bas : basaltes sous-marins, gabbros, péridotites) qui, en phase terminale de *subduction* — lors de la collision de deux blocs continentaux (ou continentalisés dans le cas des arcs insulaires) — ont échappé à leur destin habituel de recyclage à l'intérieur du manteau terrestre, pour être piégées au sein de chaînes de montagnes. Elles sont les indices d'un «océan perdu» (Jean Aubouin) et jalonnent de grandes zones de suture. Elles peuvent aussi résulter d'une *obduction*, comme en Oman, où une lame de lithosphère océanique chevauche la bordure d'un socle continental. À l'échelle de la Carte originale, les formations ophiolitiques (couleur vert vif) ne couvrent généralement que de toutes petites superficies, difficilement perceptibles. Par souci de simplification, nous n'avons retenu, ici, que les ophiolites d'âge méso-cénozoïque (inférieur à 250 millions d'années³). On remarquera particulièrement les ophiolites de l'arc des Alpes, des Dinarides/Hellénides, du Zagros (Iran) et de l'Himalaya. Comme petites îles de nature ophiolitique, on signalera la minuscule île de Gorgona située sur la marge continentale pacifique de la Colombie, et l'île de Macquarie (à un millier de kilomètres au SSW de la Nouvelle-Zélande) qui résulte d'un mouvement de *transpression* qui l'a fait surgir le long de la grande faille transformante dextre (voir note 16) qui sépare l'océan Indien (plaque Indo-Australienne) de l'océan Pacifique (plaque Pacifique), en faisant remonter une lame de croûte océanique cénozoïque. Dans un même registre, on peut aussi citer l'îlot de **Zabargad** (autrefois appelé St Jean/John) en mer Rouge (Égypte), connu depuis l'Antiquité (Égyptiens, Grecs et Romains) pour son intrusion de péridotite renfermant de magnifiques olivines (marqué par un **astérisque vert**).

1.3- Grandes provinces magmatiques : les trapps

À certaines périodes de l'histoire de notre planète, des pulsations éruptives de grande ampleur, mais d'une durée qui peut être inférieure 1 million d'années, se sont produites dans les profondeurs du manteau terrestre. Ces «crises» magmatiques ont conduit à de très vastes et volumineux épanchements de basaltes aussi bien à la surface des continents, les **trapps**, que sur le plancher océanique, les «**plateaux océaniques**» (terme forgé par les Anglo-Saxons : *oceanic plateaus*). Ces immenses effusions volcaniques résulteraient de la remontée jusqu'à la base de la lithosphère d'un large panache constituant la tête d'un puissant «*point-chaud*», dans les premières phases de son fonctionnement (cf. 2.2.7 et 3). L'ensemble de ces manifestations en surface

2 Ou découpage du temps géologique. Dans le tableau de la légende correspondant, ainsi que dans celui des âges de la croûte océanique (cf. 2.2.1), les datations indiquées sont celles qui ont été validées par la Commission Internationale de Stratigraphie dans son *Échelle des Temps Géologiques* publiée en 2008. Pour simplifier, nous n'avons pas mentionné la marge d'incertitude (2σ).

3 L'abréviation de *million d'années* (10⁶ ans) est Ma (de «mega-annum», voir note 1)

sont dénommées, en anglais, «Large Igneous Provinces⁴» (abrégé en LIP), i.e. «Grandes Provinces Magmatiques». Les laves de trapps, très fluides, sont aussi appelées en français «basaltes de plateaux» ; en anglais, le terme utilisé est plus imagé, «flood basalts» (basaltes d'inondation). Dans les 1^{er} (1990) et 2^e (2000) éditions de la Carte géologique du Monde, les trapps étaient «noyées» dans les trop grandes tranches temporelles des unités chronostratigraphiques retenues pour ces Cartes (p. ex. Paléozoïque supérieur pour les trapps de Sibérie, ou Mésozoïque pour ceux du Deccan, en Inde). Par ailleurs, un certain nombre de trapps se trouvent précisément à cheval sur les grandes coupures qui bornent ces unités : p. ex. limite Paléozoïque/Mésozoïque (250 Ma) en Sibérie ; limite Mésozoïque/Cénozoïque (65,5 Ma, aussi appelée limite K/T, c. à d. Crétacé / "Tertiaire"⁵) pour le Deccan. Cette coïncidence n'est peut-être pas fortuite puisque pour un certain nombre de géologues (cf. p. ex. Courtillot et collaborateurs), les grandes *extinctions en masse* ayant affecté les organismes vivants⁶ seraient imputables à l'émission massive de gaz et d'aérosols nocifs délivrés par ces gigantesques éruptions. Cette hypothèse est toutefois concurrencée par (mais a été aussi plus tardivement associée à) celle faisant intervenir l'impact de grandes météorites, comme celle de Chicxulub dans le Nord du Yucatan, au Mexique, pour la limite K/T (voir *Carte Physiographie*).

Pour pallier ces deux inconvénients, nous avons choisi, pour cette nouvelle édition, d'attribuer à tous les trapps la même couleur (**lie de vin**), avec l'indication, en blanc, de leur âge moyen en Ma (p. ex. «16 Ma» pour les trapps de *Columbia River/Snake River*, dans le NW de États-Unis). On remarquera ainsi que les trapps du *Parana*, au Sud du Brésil, ont le même âge (133 Ma, partie basale du Crétacé) que ceux, de surface plus réduite, d'*Etendeka*, en Namibie. Ces deux ensembles qui ne formaient qu'une seule entité sont maintenant séparés par plusieurs milliers de kilomètres. Initialement produits par le «point-chaud» de Tristan da Cunha (HG, voir la liste dans la marge inférieure de la légende), ils se sont éloignés l'un de l'autre lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud qui a débuté peu après, au cours du Crétacé inférieur. En Afrique australe, non loin des trapps d'*Etendeka*, affleure un autre ensemble de trapps, ceux du Karoo, un peu plus anciens (183 Ma, Jurassique inf.), que l'érosion a ultérieurement démembrés. La troisième grande «LIP» d'Afrique, est celle des trapps d'*Éthiopie* (30 Ma, Oligocène) qui incluent ceux du *Yémen* qui n'en sont séparés que par l'entrée de la mer Rouge (détroit de Bab el Mandeb). Presque contemporains du *Karoo*, des résidus des trapps de *Ferrar* (175 Ma) associés à des sills du même âge (marqués par des **astérisques de couleur lie de vin** sur la projection polaire antarctique), sont disséminés le long de la grande chaîne des monts Transantarctiques. La proximité temporelle et géographique (lorsque ces deux ensembles étaient inclus dans le mégacontinent Gondwana) laisse à penser qu'ils pourraient avoir été engendrés par un même point chaud. Deux petits affleurements de trapps situés au NE de ceux du Deccan ne font pas partie de cet ensemble. Il s'agit de ceux de *Rajmahal* (118 Ma, Crétacé inférieur) à la pointe NE du bouclier indien, et de *Sylhet* (116 Ma), un peu plus à l'Est, près de la frontière Assam/Bangladesh. Le point chaud originel pourrait être celui des Kerguelen (HI). Ce dernier aurait ensuite édifié la ride Nonantest (en anglais : Ninetyeast Ridge, ou 90° E Ridge, cf. 2.2.7). Un autre ensemble est celui des trapps d'*Emeishan* qui s'est formé en Chine vers 260 Ma (au Paléozoïque, à la limite Permien moyen/Permien supérieur). En ce qui concerne les immenses trapps de Sibérie mentionnés plus haut, ses affleurements actuels couvrent essentiellement une partie de l'Ouest du craton sibérien et on en retrouve des témoins plus au Nord, dans la partie sud de la péninsule de Taymir. À l'origine, ces trapps couvraient une superficie beaucoup plus grande (que certains estiment à quelque 4 millions de km³, voire plus). Le **tiré-point rouge**, dessiné sur la grande plaine de Sibérie occidentale, correspond à une estimation minimale de leur extension vers l'Ouest, sous les dépôts sédimentaires méso-cénozoïques (Reichow et al., 2002). En fin, nous avons fait figurer (**tiré simple rouge**) les limites (que l'on peut suivre dans l'Est de l'Amérique du Nord, le NE de l'Amérique du Sud, et l'Ouest de l'Afrique et de l'Europe ; tracé d'après J.G. McHone, 2003) d'une grande province magmatique d'un seul tenant. Il s'agit des trapps de la *CAMP* (de l'anglais, *Central Atlantic Magmatic Province*) qui ont été formés à partir d'un point-chaud, il y a 200 Ma (limite Trias/Jurassique) peu avant que l'ouverture de l'Atlantique Central ne désarticule cet ensemble. L'érosion en a fait disparaître l'empilement des coulées de lave, mais la *CAMP* a pu être reconstituée grâce aux sills et dykes (corps volcaniques intrusifs), à l'origine sous-jacents aux émissions de surface. Un dernier point concernant ce domaine des LIP continentaux reste à expliciter. Les îles des *Seychelles* proprement dites sont constituées de granites du Néoprotérozoïque (P5) indiqués par une flèche, car ces îles sont à peine discernables sur le globe. Les granites sont recoupés par des dykes datés à 65 Ma (pointés aussi par une flèche, avec un **astérisque rouge**). Cela confirme bien que le microcontinent des Seychelles était soudé à l'Inde, ou tout proche, au moment de l'émission des trapps du Deccan.

4 Ce terme et surtout son abréviation LIP sont d'un usage très courant dans la communauté internationale des géosciences ; ils ont été proposés en 1994 par Millard Coffin et Olay Eldholm. *Rev. Geophysics*, 32 :1-36.

5 L'utilisation du terme de «Tertiaire» qui correspondait au Cénozoïque amputé du Quaternaire, est désormais déconseillée.

6 Les grandes coupures chronostratigraphiques (ères, périodes, époques) ont précisément été créées (depuis le XIX^e siècle) à la suite de l'observation de changements brusques, très importants et généralisés, dans l'association des fossiles et microfossiles contenus dans les dépôts sédimentaires, essentiellement marins.

1.4- Glaciers, inlandsis

Les glaciers d'une certaine ampleur ont été cartographiés dans l'extrême Sud des Andes, ainsi que ceux des îles de l'extrême Nord canadien et eurasiatique. On leur a attribué la même teinte que celle des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique (grisé très clair). Sous ces deux derniers inlandsis, le contour de la cote zéro (niveau de la mer) a été dessiné. Ces zones du substratum rocheux sous-glaciaire abaissé par la surcharge de la calotte sont représentées par une teinte plus foncée (violet clair) que celle de la calotte.

1.5- Éléments structuraux

Sur les terres émergées, ne figurent que deux éléments structuraux à l'exception de l'Islande (cf. 1.6), de l'Afar (2.2.4), et du Makran (2.2.6); les grandes failles normales ou de nature non précisée (**trait fin noir simple**) ; les grands *fronts de chevauchement* (**trait fin noir avec petits triangles noirs**) ceinturant notamment les grandes chaînes orogéniques : «alpines» (p. ex. Alpes-Carpates, Caucase, Himalayas, Maghrébides, Rocheuses, Andes) ou plus anciennes, hercyniennes (= varisques : Oural, etc.), calédoniennes (Appalaches, Nord des îles Britanniques, Ouest de la Scandinavie, ...) ou même, racines des chaînes précambriennes (bouclier canadien, etc.). Parmi les nombreux grands linéaments structuraux, on n'en relèvera que quelques-uns, pris un peu au hasard:

- Une ligne qui part du Sud de la Norvège et qui se termine en mer Noire (ligne de Tornquist-Teisseyre) qui sépare l'«Éo-Europe précambrienne» englobant le bouclier Baltique (plus correctement appelé Fenno-scandien) et les affleurements archéens et protérozoïques d'Ukraine, d'une marquerie européenne (Paléo-, Més-, Néo-Europe) plus récente.
- Le système de rifts continentaux, formé à partir de l'Oligocène, qui traverse tout l'Ouest de l'Europe, depuis le Nord de la mer du Nord jusqu'au golfe du Lion, en passant par la vallée du Rhin et le couloir rhodanien. Il est ponctué localement par des épanchements volcaniques (notamment Vogelsberg et Eifel en Rhénanie-Hesse, et Cantal et chaîne des Puys en Auvergne).
- Le grand graben de l'Amazone, isolant les deux socles guyanais des boucliers brésiliens proprement dits (Central-Amazone et São-Francisco)
- Un grand accident ancien transversal SW-NE, coupant l'Afrique en deux, depuis le golfe de Guinée jusqu'à la partie médiane de la mer Rouge.
- Le système des grands rifts de l'Est-Africain qui s'est mis en place au Cénozoïque, en relation avec le point-chaud de l'Afar (H1) et l'ouverture du golfe d'Aden et de la mer Rouge. Les rifts sont souvent occupés par des grands lacs : du Nord au Sud, lacs Turkana, Albert, Edward, Kivu, Tanganyika, Malawi, et jalonnés par un volcanisme important. Si cette extension continentale se poursuit, le rift se transformera progressivement en une zone d'expansion océanique du type «mer Rouge», puis «golfe d'Aden», isolant complètement une plaque «Somalie» du reste de l'Afrique, nommé plaque «Nubie» par certains géologues.
- Les grandes failles qui, depuis le Pamir, lacèrent en éventail la Chine et l'Asie du SE. Elles ont joué en coulissement en réponse à la poussée continue de l'Inde sous l'Est du bloc eurasiatique depuis quelque 50 millions d'années, et en découpant de grands bassins comme celui du Tarim (au Xin Jiang ou Turkestan chinois) : p. ex. failles de l'Altyn Tagh (SW-NE) et du Kunlun (W-E).
- Retournant en Afrique, on notera l'existence du «grand dyke du Zimbabwe», bande étroite de Paléoprotérozoïque intrusif d'orientation N-S, longue d'environ 550 km, avec une largeur maximale ne dépassant pas une dizaine de kilomètres.

1.6- Le cas de l'Islande

L'Islande, qui couvre une superficie importante (103 000 km²), est une île entièrement volcanique, d'origine uniquement océanique. Elle s'est édifiée sur un substratum de croûte océanique modifiée par un puissant point chaud (marqué HD) lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord (au Nord de 60°N). L'île est traversée par l'axe de la dorsale (d'expansion) medio-Atlantique qui la partage en deux domaines distincts : la plaque Europe, à l'Est, et la plaque Amérique du Nord, à l'Ouest. Au lieu de cartographier l'île comme le reste des terres émergées (en l'occurrence en «V1»), à l'instar des 1^{er} et 2^{es} éditions, nous avons choisi de la représenter comme une surface de croûte océanique où l'on distingue des basaltes plio-quadernaires, puis miocènes, de part et d'autre de l'axe d'accrétion océanique.

2 - ZONES SOUS-MARINES

L'océan mondial constitue plus des 2/3 de la surface de notre planète (70,8 %). Il recouvre d'une part, les bords des masses continentales, appelés *marges continentales*, et d'autre part, les fonds marins dont le substratum est formé de *croûte océanique* «fabriquée» à l'axe des *dorsales d'accrétion océanique*, appelées aussi «*rides médio-océaniques*». La profondeur moyenne de

l'océan est de 3680 m, une valeur bien supérieure à l'altitude moyenne des continents qui est de 840 m. Le dessin de la maquette de la partie sous-marine de la carte originale, a été réalisé ou contrôlé, pour certains éléments (axes des dorsales d'accrétion, failles transformantes/zones de fracture, axes des fosses de subduction, plateaux océaniques, traces de points-chauds et autre reliefs «anormaux»), en superposant cette carte à maquette originale de la feuille «Physiographie».

2.1- MARGE CONTINENTALE

2.1.1- Limite continent/océan (COB)

La limite entre croûte continentale et croûte océanique (en anglais COB, i.e. Continent/Ocean Boundary) est marquée par un **trait bleu**, visible le long des marges continentales passives, nées du rifting lors de la séparation de deux blocs continentaux qui, en s'éloignant l'un de l'autre, ont laissé la place à un océan. Dans la réalité, cette limite n'est pas toujours très nette et l'on doit plutôt parler d'une zone de transition entre une croûte continentale bien identifiable et une croûte océanique «normale» caractérisée par des anomalies magnétiques bien répertoriées. La zone de transition montre souvent de la croûte continentale étirée, très amincie, injectée de péridotites (exhumation) du manteau sous-jacent. Le long des *marges continentales actives*, caractérisées par une *zone de subduction*, la limite COB est nette (axe de la fosse de subduction) et le trait bleu est complètement masqué, cartographiquement, par le tracé symbolisant la subduction (cf. 2.2.6).

Étant donné les implications juridiques (et donc politiques et économiques) que suscite la délimitation de la COB dans le cadre de la formulation de la *Convention des Nations Unies sur le Droit de la Mer (UNCLOS)*, nous tenons à souligner que la limite dessinée sur ce globe n'est qu'une approximation, parfois assez conjecturale, et qu'elle ne saurait en aucun cas revêtir un caractère juridique.

2.1.2- Microcontinents

On observera quelques « îlots » ou « radeaux » de croûte continentale (donc entourés de la ligne bleue caractéristique) isolés au sein d'un bassin océanique. Ce sont des microcontinents qui résultent des vicissitudes de l'ouverture d'un océan. C'est le cas, notamment, de la plateforme des Seychelles (granites de 750 Ma), dans l'océan Indien; du microcontinent de Jan Mayen, dans l'extrême Nord de l'Atlantique ; du haut-fond de Bollons (60° S, 177° W) au large de la marge continentale de la Nouvelle-Zélande, dans le Pacifique ; ou du microcontinent, détaché de la pointe de la péninsule Antarctique, qui abrite l'archipel des South Orkneys (Orcades du Sud). En revanche, nous n'avons plus retenu, pour cette synthèse, la nature continentale de l'Agulhas Bank (ou banc des Aiguilles, 25°E, 40°S), au Sud de l'Afrique du Sud, sur la base de travaux plus récents qui tendent à prouver qu'il s'agit en fait d'une grande morphostructure d'origine volcanique établie sur croûte océanique, comme les autres grands reliefs sous-marins du SW de l'océan Indien.

2.1.3- Arcs insulaires

Les arcs insulaires sont traités cartographiquement comme les continents et délimités par le même trait bleu. En effet, ils sont le résultat des processus magmatiques propres à la *subduction* qui ont conduit à la «*continentalisation*» de leur croûte (devenant notamment plus épaisse et plus légère que la croûte océanique). Il est probable qu'un certain nombre d'entre eux, comme l'archipel du Japon, aient vu leur substratum se détacher du continent qui leur fait face, suite à une particularité bien connue du processus de subduction («roll-back» du «slab») qui fait s'ouvrir un bassin arrière-arc (cf. 2.2.4 et 2.2.6).

2.1.4- Plateau continental

Les *plateaux continentaux* («plateformes continentales» ou encore «terrasses continentales») constituent la partie la plus interne des marges continentales. Ils s'étendent entre le rivage et la rupture de pente au-delà de laquelle descend le *talus continental* (ou «pente continentale»). La limite externe de cette terrasse se situe en moyenne vers -132 m. Pour des raisons de commodité et d'échelle de la Carte originale, c'est l'*isobathe -200 m* qui a servi ici (et sert communément) à délimiter le plateau continental, car cette profondeur n'est jamais très éloignée de la rupture de pente. Du point de vue de l'expression cartographique, le plateau continental n'est traité que du seul point de vue morphologique (terrasse), et masque toutes les autres unités cartographiques qu'il pourrait recouvrir. C'est ainsi que le plateau «continental» du delta du Niger oblitère la nature océanique de la croûte sous-jacente sur laquelle l'alluvionnement du grand fleuve africain progrède (i.e. s'édifie en s'avancant vers le large). On peut faire le même genre de remarque pour le plateau «continental» de l'Islande, île issue d'un volcanisme entièrement océanique (cf. 1.6). L'ensemble des plateaux continentaux (et d'arcs insulaires) représente environ 7,5 % de la surface des océans. Sur cette cartographie, le plateau continental est représenté en **blanc cassé**. On signalera que l'on a inclus dans cette unité cartographique, les terrasses des atolls ou des îles volcaniques qui ne sont pas «génétiquement»

continentaux, mais d'origine purement océanique (p. ex. l'archipel des Tuamotu). C'est d'ailleurs une commodité sémantique très répandue qui s'est généralisée par la formulation du droit de la mer. Très réduite le long d'un bon nombre de côtes africaines (quelques kilomètres devant Mogadishu, Somalie) ou des rivages brésiliens au Sud de l'équateur, la plateforme n'est pas non plus très développée sur les arcs insulaires. En revanche, elle est très étendue au large des côtes de l'Asie du SE (mer de Chine Orientale, plateforme de la Sonde), de la Patagonie argentine (jusqu'à 600 km de largeur) et l'on observe une extension maximale sur la façade arctique de l'Eurasie du Nord (jusqu'à quelque 900 km sur le plateau continental de Sibérie orientale). La cartographie du plateau continental est une innovation de la 3^{ème} édition. C'est un élément important pour la paléogéographie récente. Il permet d'apprécier le recul du niveau marin qui a eu lieu lors de la *grande régression du Würm* (il y a environ 20 000 ans), dernier maximum glaciaire au cours duquel le niveau de la mer a baissé de près de 130 m. Au cours de cet événement, la masse d'eau soutirée aux océans a servi à édifier d'énormes calottes glaciaires sur le Nord de l'Amérique du Nord (jusqu'à 4 km de glace au-dessus de la baie d'Hudson) et le NW de l'Eurasie. À cette époque, la Manche et ses approches occidentales étaient complètement émergées, et l'on pouvait aller à pied sec du fond du golfe du Siam jusqu'à Bali, ou faire de même entre la Nouvelle-Guinée et l'Australie.

2.1.5- Talus continental

La partie de la marge continentale située en bas de la plateforme jusqu'au contact avec la croûte océanique (i.e. jusqu'à la COB) est appelée talus continental (ou «pente continentale»). Cela concerne aussi l'armature des arcs insulaires, comme expliqué plus haut. Cet élément de morphologie sous-marine est représenté par une couleur d'un gris vert pâle, plus sombre que celle du plateau continental. Le talus continental peut parfois se déployer largement, en particulier au Sud de l'Amérique du Sud où l'éperon qui porte les Malouines/Falkland se projette vers l'Est, en direction de l'arc des Sandwich du Sud (autrefois dénommé Petites Antilles du Sud), sur plus de 1500 km.

2.1.6- La marge Antarctique

La marge continentale de l'Antarctide présente des caractéristiques morphologiques particulières à cause de la surcharge isostatique exercée sur la lithosphère du continent par son énorme calotte glaciaire qui, existe depuis environ 30 Ma : présence fréquente d'une dépression à proximité de la côte (pouvant atteindre 1000 m de profondeur), et plateforme continentale inhabituellement abaissée (de -400 à -700 m) avant d'arriver à la rupture de pente. Plateau continental et talus continental n'ont donc pas été différenciés ici et ont été regroupés sous une même tonalité gris vert très pâle, différente de celle qui a été attribuée au talus continental.

2.1.7- Plateforme de glace

Une *plateforme de glace* (ou « plateau glaciaire » ; en anglais, «ice-shelf») est, pour les glaciologues, un volume de glace de l'inlandsis qui a flué («coulé») lentement) au-delà du trait de côte et s'étend, sous la forme d'un glacier plat, flottant au-dessus de la terrasse continentale. Son épaisseur peut varier de 100 à 1000 m. Ces plateformes sont caractérisées par une couleur gris-bleu. N'ont pas été prises en compte sur ce travail, les plateformes de glace du Groenland, ni celles des îles arctiques du Canada, trop petites pour l'échelle du document original. Celles de l'Antarctique ont une superficie cumulée d'environ 1,5 millions de km², mais elles sont menacées par le réchauffement climatique. Les plus grandes plateformes sont celles de Ronne, au «Nord», et de Ross, au «Sud» qui emprisonne partiellement l'île éponyme qui abrite le volcan actif Erebus (cf. *Carte Physiographie*). Il ne faut pas confondre plateforme glaciaire avec *banquise* ; celle-ci n'est qu'une mince couche de glace (quelques mètres) appelée «glace de mer», car résultant de la congélation de l'eau de mer. La superficie de la banquise fluctue considérablement au gré des saisons.

2.2- BASSINS OCÉANIQUES

Les bassins océaniques, c'est-à-dire la partie du fond des océans dont le substratum basaltique (recouvert de sédiments, sauf dans les zones axiales des dorsales d'accrétion océanique) est formé de croûte océanique. Leur histoire et leur structure diffèrent complètement de celles des continents. Ils occupent environ 59 % de la surface de la planète. On y distingue cinq grands types de morphostructures : • les plaines abyssales ; • les dorsales (ou rides) d'accrétion océanique ; • les grandes zones de fracture ; • les fosses de subduction ; • les reliefs océaniques «anormaux», i.e. des structures d'origine volcanique dont la genèse est postérieure à la croûte océanique sur laquelle ils ont été édi fiés.

2.2.1- Âge de la croûte océanique

En regard de l'ancienneté des continents dont les noyaux affleurants les plus vieux ont été datés de quelque 4 Ga (milliards d'années), les bassins océaniques ont un substratum dont l'âge est toujours inférieur à 200 Ma (millions d'années). Dans l'état actuel des connaissances, les âges les plus anciens ont été rapportés au Jurassique moyen (qui débute à 175,6 Ma) : devant la marge orientale des États-Unis d'Amérique, devant sa marge conjuguée d'Afrique occidentale (les 2 marges s'emboîtaient l'une dans l'autre avant l'ouverture de l'Atlantique Central) et dans l'Ouest du Pacifique Central. En effet, la *Terre ayant un volume constant*⁷, tout élément de croûte océanique formé à l'axe des dorsales antérieurement à cette époque a nécessairement été «avalé» par la subduction, ou piégé à l'état de lambeau au gré des collisions continentales ou bien lors de la mise en place d'une obduction (cf. 1.2) La cartographie de l'âge de la croûte océanique a été obtenue en interpolant la position des anomalies magnétiques qui résultent de l'inversion périodique du champ magnétique terrestre (cf. Müller et al., 1997), de manière à ne faire apparaître que les limites des unités chronostratigraphiques retenues : *Plio-Quaternaire – Miocène – Oligocène – Éocène – Paléocène – Crétacé supérieur – Crétacé inférieur – Jurassique supérieur – Jurassique moyen* (cf. le tableau de la légende correspondant). L'échelle des teintes utilisée pour ces unités océaniques est celle qui est communément utilisée par la CCGM. Pour les bassins enclavés comme en Arctique, issus de l'ancien océan Téthysien (Méditerranée orientale), ou d'arrière-arc, où l'âge de la croûte n'est parfois pas connu avec précision, on a fixé une fourchette d'âge plus large (p. ex. Jurassique-Crétacé indifférencié pour la Méditerranée Orientale, ou Néogène pour le bassin marginal du Sud de la mer de Banda, Indonésie). Par ailleurs, en l'absence d'un nombre suffisant d'unités chronostratigraphiques successives et de teinte bien identifiable, la couleur de l'âge du substratum océanique, de ces régions de superficie relativement réduite, peut induire quelque doute. L'âge est alors précisé par le symbole indiqué en légende (p. ex. «j3» pour le bassin sud-Caspienne, ou «g» pour le bassin des Célèbes). En fin, il existe un certain nombre de secteurs océaniques où les anomalies magnétiques n'ont pu être identifiées par les géophysiciens, et donc où l'âge de la croûte est indéterminé. Ils ont été cartographiés en gris. On les trouve essentiellement autour de l'Antarctique, et à l'Est et au SE de l'Australie.

2.2.2- Plaines abyssales

Avec un fond très plat, et tapissé de sédiments souvent épais, les plaines abyssales s'étalent de part et d'autre des dorsales d'accrétion océanique. Leur profondeur (tonalités bleues sur la *Carte Physiographie*) croît insensiblement de quelque 4000 m à un peu plus de 6000 m. Schématiquement, plus on s'éloigne de l'axe des dorsales qui ont généré leur substratum basaltique, plus l'âge, la densité et la profondeur de ce dernier augmentent. Parallèlement, l'épaisseur du recouvrement sédimentaire croît avec l'éloignement de la dorsale⁸. Un bel exemple de plaine abyssale bien individualisée et non perturbée par des reliefs parasites, est illustré par le bassin Argentin, bien cadré par la dorsale d'expansion de l'Atlantique Sud, l'éperon des Falkland/Malouines et la marge continentale d'Argentine, et dont le centre s'abaisse à plus de 6000 m de profondeur.

2.2.3- Dorsales d'accrétion océanique

Les dorsales (ou rides) d'accrétion océanique forment la plus grande chaîne de montagnes du monde avec une longueur cumulée de près de 80 000 km sinuant à travers les quatre océans⁹. 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 Rouge¹⁰, formant ainsi un «point-triple» de dorsales 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 Galapagos*. 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. Cette petite dorsale est reliée à celle du golfe de Californie par la faille transformante (cf. 2.2.5) de San Andreas. Ces deux dernières dorsales ne formaient qu'un seul ensemble avant que le tronçon maintenant manquant n'ait été absorbé par la subduction sous l'actuelle Californie. Les dorsales océaniques, larges de 1000 à 3000 km, s'élèvent de 2500 à 3000 m 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. La dorsale medio-Atlantique, avec son allure sinueuse

7 À partir de la fin des années 1950, le géologue australien Samuel Warren Carey, avait soutenu l'hypothèse d'une Terre dont le volume serait en expansion continue depuis les derniers 200 Ma, pour expliquer l'éclatement du supercontinent Pangée et la « dérive » subséquente des continents actuels. De ce fait, il niait l'existence des zones de subduction. Cette théorie a été (presque) définitivement abandonnée.

8 Elle peut atteindre plusieurs milliers de mètres à l'approche du pied de certaines marges continentales, notamment de celles qui sont alimentées par l'apport de grands fleuves charriant une très forte charge sédimentaires (Amazone, le système Gange/Brahmapoutre, Indus,...) .

9 La longueur se réduit à environ 60 000 km quand on ne prend en compte que la longueur des segments d'axe d'accrétion océanique.

10 Cette branche se dirige d'abord vers le Nord avec la dorsale Centrale Indienne, oblique ensuite vers le NW avec la ride de Carlsberg, puis s'engage franchement en direction de l'Ouest avec la dorsale du golfe d'Aden, avant de se raccorder de manière complexe, via la zone de l'Afar, avec la mer Rouge.

semblable à celle des deux marges continentales conjuguées dont elle a provoqué la « dérive », est un exemple très pédagogique illustrant l'expansion océanique.

2.2.4- Axe de dorsale d'accrétion océanique

L'axe des dorsales d'accrétion océanique actives constitue la *frontière entre deux plaques lithosphériques divergentes*. Cette dernière est marquée par une activité sismique. Les axes sont représentés par un **trait rouge** continu, couleur qui rappelle le fait qu'ils sont un élément essentiel du volcanisme terrestre puisqu'ils *produisent du magma* en continu, géologiquement parlant. Selon que le *taux de divergence*¹¹ est faible ou fort, la morphologie de la ride diffère. Avec des vitesses d'ouverture faibles (2 à 3 cm/an), comme en Atlantique, le relief est accidenté avec une vallée profonde (rift). Avec des vitesses rapides (autour de 15 cm/an), comme dans la dorsale Est-Pacifique, la topographie est beaucoup plus adoucie, avec absence de vallée axiale profonde. Ce contraste est très perceptible sur la *Carte Physiographie*.

Le cas particulier de l'*Islande*, avec ses rifts d'accrétion océanique à l'air libre, a été évoqué plus haut (1.6). Quant au «triangle» de l'Àfar (également situé au-dessus d'un point-chaud, marqué HA), c'est un «point triple» où convergent le golfe d'Aden (prolongement de la dorsale active de Carlsberg, dans la moitié nord de l'océan Indien), le rift océanique de la mer Rouge, et le grand Rift Est-Africain. Dans l'Àfar, le substratum est encore continental, mais on y a tracé, un peu schématiquement, 3 petits segments d'axe d'accrétion actifs¹², prémices (possibles) d'une future océanisation (si le contexte géodynamique actuel ne subit pas de modifications majeures, cf. 1.5). En ce qui concerne les *bassins arrière-arc* (ou «bassins marginaux») qui s'ouvrent «derrière» un arc insulaire (i. e. du côté opposé à la fosse de subduction), un mini-océan se forme et l'axe d'accrétion océanique est représenté par le **même trait rouge** que pour les océans : voir p. ex. le *bassin marginal* de l'arc des *Mariannes* (Pacifique Ouest), ou le *bassin de Lau* qui s'ouvre derrière l'arc des Tonga (Pacifique SW), ou encore le *bassin arrière-arc des Sandwich du Sud* (anciennement dénommées «Petites Antilles Australes»), un des jalons de la boucle qui relie les Andes méridionales à la péninsule Antarctique. On observera un stade tout à fait préliminaire de formation d'un bassin arrière-arc, le bassin d'Okinawa, au NW de l'arc insulaire des Ryukyu (extrême Sud du Japon), avec une succession de petits segments actifs, en échelon, qui commencent à découper la marge continentale de la mer de Chine Orientale. On trouve un stade un peu plus évolué dans le *bassin marginal* (très étroit) de Bransfield, localisé en arrière de la zone de subduction des Shetland du Sud, au sein de la péninsule Antarctique.

Les **axes d'accrétion océanique fossile** sont représentés comme les axes actifs, (mais en **tiré rouge**), comme p. ex. dans la mer de la Scotia (entre Amérique du Sud et Antarctide), ou en mer de Tasman (à l'Est de l'Australie). Ce sont des lieux où la divergence a cessé de fonctionner à l'intérieur d'un océan ou d'un bassin arrière-arc. Un des exemples les plus intéressants est celui de l'Atlantique Nord qui a commencé à s'ouvrir entre le Canada et le Groenland, au Paléocène, puis a hésité entre l'Ouest et l'Est du Groenland à l'Éocène. Mais cette divergence s'est arrêtée de fonctionner dans la mer du Labrador et le bassin de Baffin, et l'ouverture a continué à l'Est, en éloignant définitivement le Groenland du NW de l'Europe. La mer du Labrador est un océan qui a avorté, et le Groenland, après s'être dissocié de la plaque Amérique du Nord, l'a finalement réintégrée.

2.2.5- Faille transformante, zone de fracture

Un des traits caractéristiques de la morphologie des bassins océaniques est leur lacération par un réseau de longues failles (**traits noirs**) recoupant perpendiculairement les dorsales d'accrétion océanique. Entre les extrémités de deux segments successifs d'axe actif, la faille est elle-même active et joue en décrochement (ce qui produit une *activité sismique*). Cette partie est appelée **faille transformante**. Au delà, il n'y a plus de coulissement entre les deux bords de l'accident et la faille est sismiquement inactive; elle représente en quelque sorte la cicatrice de la faille transformante. On a alors affaire à une **zone de fracture**. Ce type de faille complexe¹³ atteint facilement une longueur de plusieurs milliers de kilomètres¹⁴. Comme l'on peut s'y attendre, les plus grandes zones de fracture (quelque 6000 km) se trouvent dans l'océan Pacifique : zones de fracture de

11 Les nombres correspondent à des valeurs moyennées sur une certaine durée ; ils ne signifient nullement que, régulièrement, chaque année, se produit un écartement, et encore moins à la vitesse indiquée.

12 En raison d'une superposition en rouge des trois segments d'accrétion sur le volcanisme cénozoïque (V1) également en rouge, nous avons entouré ces segments d'un fin liseré blanc dans la version digitale.

13 Pour les auteurs anglo-saxons, les termes de transform fault et fracture zone « sont parfaitement synonymes », avec une plus grande fréquence d'utilisation pour le second dans le sens de « expression géomorphologique d'une faille transformante prise dans sa totalité » (J. M. Vila, 2000).

14 En géométrie, tout mouvement sur une sphère peut être assimilé à une rotation dont l'axe passe par le centre de la Terre ; les zones de fracture suivent donc des petits cercles centrés sur les pôles de rotation des plaques (qu'il ne faut pas confondre avec les Pôles de l'axe de rotation de la planète).

Mendocino (touchant le cap du même nom, près de la frontière entre la Californie et l'Oregon), de Clipperton, du système de l'Eltanin (entre la péninsule Antarctique et la marge continentale de la Nouvelle-Zélande), etc. Les zones de fracture sont des marqueurs de la rotation entre deux plaques divergentes. Le plus bel exemple en est fourni par la grande fracture qui joint l'extrémité méridionale de l'Amérique du Sud à la pointe de l'Afrique australe. Ce tracé, en arc de cercle presque parfait, permet de suivre l'ouverture en éventail de l'Atlantique Sud. Un exemple de faille transformante importante est la faille d'Owen, dans le NW de l'océan Indien, qui décale la dorsale active du golfe d'Aden par rapport à celle de Carlsberg¹⁵ (située au milieu de la moitié nord de cet océan), puis relie ce système d'accrétion océanique à la zone de subduction du Makran, le long des côtes des Baluchistans pakistanais et iranien. La faille «transforme» donc un mouvement de divergence en un mouvement de convergence (cf. aussi 2.2.6). Cet accident SW-NE se termine devant Karachi, juste en face du front de chevauchement des chaînes qui bordent l'Ouest de la vallée de l'Indus, et qui se rabotent aux chaînes de collision himalayennes. La faille transformante d'Owen, qui joue en décrochement (coulissement) dextre¹⁶, constitue la *frontière entre les plaques* Indo-Australienne et Arabie. Nous n'avons reporté que quelques exemples (22 doubles demi- flèches noires de sens opposés) du mouvement de grandes failles transformantes (ou simplement décrochantes) aussi bien au sein d'un océan que sur un continent. On citera seulement 3 exemples : - les failles transformantes qui constituent les frontières nord (sénestre) et sud (dextre) de la plaque Caraïbe ; - la faille transformante dextre de *San Andreas (sensu lato)* qui fait suite au système en ouverture du golfe de Californie, coupe à travers tout l'Ouest de la Californie pour ressortir au cap Mendocino et rejoint l'axe d'accrétion qui borde la plaque de Juan de Fuca ; - la faille sénestre *du Levant* qui joint la mer Rouge à la zone de collision de la plaque Arabie contre l'Anatolie, et dont la forme en baïonnette ouvre les petits bassins¹⁷ de la mer Morte et du lac de Tibériade.

2.2.6- Zone de subduction, fosse de subduction, autres fosses

Les zones de subduction, comme toute *frontière de plaques*, sont *sismiquement actives*¹⁸. Mais ici, dans un contexte de *convergence*, la lithosphère océanique (plus lourde) d'une plaque «subduite»¹⁹ 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*). C'est pourquoi on appelle aussi les zones de subduction, *marges actives*, par opposition aux «marges passives», non sismiques, qui résultent de l'éloignement de deux blocs continentaux de part et d'autre d'un «rifting» initial (cas de l'Atlantique). La subduction d'une croûte océanique engendre généralement, en surface, une *ligne de volcans* qui est à l'origine des arcs insulaires et cordillères (cf. aussi 2.1.3). 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 déshydrater²⁰.

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 (cf. note 9).

Les zones de subduction actives sont caractérisées par un **trait noir avec grands triangles pleins noirs** dont la pointe est placée du côté de la plaque chevauchante, et indiquant le sens de la subduction. La convexité des *arcs insulaires* est toujours placée face à la fosse de subduction (p. ex. Petites Antilles dans l'Atlantique, Mariannes dans l'Ouest - Pacifique), mais pour certains d'entre eux, leur profil est pratiquement rectiligne (p. ex. les Tonga-Kermadec dans le SW Pacifique). Du côté concave de l'arc insulaire, le bassin arrière-arc s'est ouvert en se détachant soit d'un continent (cas du Japon partiellement isolé de la marge continentale d'Asie orientale par le petit bassin océanique de la mer du Japon), soit d'un autre arc insulaire devenu un *arc rémanent*, c-à-d. inactif, fossile : p. ex., cas de l'arc actif des Mariannes bassin (marginal) → Ouest-Mariannes → ride (arc rémanent) Ouest-Mariannes; ou bien arc actif des Tonga → bassin de Lau → ride de Lau.

15 Voir note 10.

16 On définit le jeu d'un décrochement en se «plaçant» sur l'un quelconque de ses bords et en observant la direction vers laquelle se déplace le compartiment opposé : si c'est vers la droite, le mouvement est dextre ; si c'est vers la gauche, il est sénestre.

17 Ces petits bassins de décrochement sont plus communément dénommés, suivant la terminologie anglo-saxonne : «bassins en pull-apart» («tirés de chaque côté»).

18 Une partie des séismes générés par la convergence se répartit le long de la lithosphère plongeante. Ce panneau sismique est appelé «plan de Wadati-Benioff», du nom des géophysiciens qui l'ont mis en évidence.

19 La correction de la langue française recommande que les formes «subduire/subduit-e» soient utilisées au lieu de «subducter/subducté-e»

20 Les volcans de subduction sont situés à une distance verticale du «slab» sous-jacent qui dépasse rarement 150 km.

Les zones de convergence sont généralement marquées dans la morphologie sous-marine par une *fosse de subduction*, dépression étroite et allongée, généralement circonscrite par l'isobathe 5000 ou 6000 m. La plus grande profondeur enregistrée est de 10 920 m dans le Sud de la fosse des Mariannes (voir *Carte Physiographie*). Ces fosses ne sont pas toujours visibles, car il arrive qu'elles soient entièrement comblées, sur une partie de leur longueur, par une volumineuse sédimentation d'origine continentale déchargée dans l'océan par les grands fleuves. La tranche supérieure de ces sédiments qui couvrent la plaque descendante, bute contre le bord de la plaque supérieure au lieu de s'engager dans la subduction, et est «écramée» (échappant ainsi à l'absorption dans le manteau terrestre), en s'empilant en écailles contre l'arc. Il se forme alors un **prisme d'accrétion sédimentaire**, dont le **front de déformation** est indiqué par un **symbole** similaire à celui de la subduction, caractérise par un **trait noir fin avec petits triangles noirs évidés**. Dans l'espace compris entre ce front et l'axe de la fosse de subduction, nous avons laissé apparaître l'âge de la croûte océanique destinée à être subduite, mais masquée par le prisme. Le plus bel exemple de prisme sédimentaire est celui de la *Barbade*, au front de la moitié sud de l'arc des Petites Antilles. Sous l'effet du très puissant alluvionnement en provenance de l'Amazone et de l'Orénoque, son épaisseur maximale atteint environ 20 km sous l'île éponyme ! Deux autres prismes ont été cartographiés : l'ensemble *méditerranéen* situé au Sud de la Calabre et de la Grèce, et celui du *Makran*. Ce dernier cas est intéressant, car la partie interne du prisme est émergée et forme toute la façade maritime du Baluchistan. C'est pourquoi, dans ce cas, l'axe de la subduction est reporté à terre et indique le contact entre, d'une part le «butoir» (en anglais «backstop») représenté par la lithosphère de la plaque supérieure (Eurasie), et d'autre part celle de la plaque descendante (Arabie). Rares sont les endroits où l'on peut assister à une **subduction naissante**, représentée par le figuré de subduction active (**trait noir avec grands triangles noirs évidés**). C'est le cas de la *fosse de Mussau* (vers 149° E, 05° N) où la plaque Caroline commence à s'enfoncer sous la grande plaque Pacifique. Cela se produit aussi au Nord de l'arc des îles de la Petite Sonde pour accommoder le blocage occasionné, au Sud, par la collision avec le bloc continental australien.

On signalera un cas de **subduction fossile** (représentée par un figuré similaire, mais en **tiré/point de couleur violette**). Il s'agit de la *fosse* (ou «linéament») du *Vitiav* dont la profondeur maximale n'est que de 5600 m, et qui s'étire depuis l'archipel des Salomon jusqu'à l'extrémité nord de l'arc des Tonga. En effet, l'arrivée au Miocène du plateau océanique d'Ontong Java, trop «léger» pour être absorbé dans la subduction de la plaque Pacifique qui plongeait alors à cet endroit vers le Sud (sous la plaque Indo-Australienne), a bloqué tout le système (cf. 2.2.7). Une réorganisation s'est alors produite, avec basculement de la subduction (en anglais «flip») suivant une polarité inverse (on dit aussi, à «vergence inverse»), sous l'arc des Nouvelles Hébrides.

On aura remarqué que les zones de subduction sont surtout concentrées tout autour du Pacifique et sont la traduction moderne de l'ancienne «ceinture de feu du Pacifique». 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 Antarctique).

Toutes les *fosses* sous-marines ne pas sont uniquement liées à la subduction. On en trouve notamment le long de certaines *failles transformantes* qui hachent l'axe des dorsales d'accrétion océanique, surtout lorsque leur taux d'ouverture est faible. Le record pour ce type de fosse est détenu par la *fosse de la Romanche* dans l'Atlantique Central (centrée sur l'équateur et 18°W, longue de 300 km) qui atteint 7758 m de profondeur.

2.2.7- Reliefs sous-marins « anormaux » (monts sous-marins, «plateaux océaniques», traces de point-chaud)

C'est un vaste ensemble de reliefs de toutes tailles qui affecte tous les océans et auxquels on a attribué la même **couleur d'un gris lavande soutenu** rappelant un peu par sa composante violacée, et en plus atténué, celle des trapps sur les continents²¹. En effet, tous ces reliefs résultent d'un magmatisme, généralement puissant, qui est postérieur à l'âge de la croûte océanique «normale» qu'il affecte et qui est issue des axes d'accrétion des dorsales. Si la structure des bassins océaniques n'était régie que par les processus de la «tectonique des plaques», on n'y verrait que des dorsales d'accrétion, des failles transformantes, des plaines abyssales et des fosses de subduction et leurs arcs insulaires associés. Ces reliefs, donc tous d'origine volcanique, proviennent de l'activité d'un point-chaud²² (quelle que soit la signification qu'on lui attribue, cf. 3) *relativement fixe*, à certaines exceptions près. On distingue : - des *monts sous-marins* («seamounts»), reliefs individualisés, de taille relativement réduite, pouvant être nappés de sédiments, et dont le sommet est parfois plat (cas des «guyots»), car provenant de l'érosion

21 Les contours d'un bleu vif dessinés à l'intérieur de ces structures désignent des reliefs de deuxième ordre.

22 Voir les réserves à apporter à cette assertion en section 3.

d'un volcan subaérien, qui s'enfoncé progressivement sous la mer, sous l'effet de la subsidence thermique normale. - des *plateaux océaniques* (cf. aussi 1.3). - des *traces de point-chaud*, naguère (et encore parfois) appelées «rides asismiques» parce que ce sont des «dorsales» qui ne montrent aucune sismicité, contrairement aux dorsales médio-océaniques placées, elles, aux frontières de plaques.

Un *plateau océanique* est généralement édifié en un temps relativement bref à l'échelle des temps géologiques, lors d'une phase d'intense activité du point-chaud. L'*âge moyen* de ce dernier est indiqué par un nombre rouge suivi de «Ma» (p. ex. «123 Ma» pour celui du plateau de Manihiki, au NE des Samoa), ou de 2 nombres séparés par & quand on suppose que l'édification s'est effectuée en 2 pulsations majeures. Si l'âge est imprécis à l'intérieur d'un intervalle, c'est la fourchette qui est donnée, les 2 nombres étant reliés par un *trait d'union*. L'âge (parfois assez approximatif) n'a été donné que pour 10 plateaux océaniques : dans l'océan Indien, la *Maud Rise* (73 Ma ; 0°E/W, 65,5° S), le plateau des *Kerguelen* (119 Ma & 100 Ma), le plateau de *Broken Ridge* (95 Ma ; 95°E, 30°S) ; dans le Pacifique, la *Shatsky Rise* (145 Ma ; 160°E, 35°N), la *Hess Rise* (99 Ma ; 180° E/W, 35°N), le plateau de *Manihiki* (123 Ma ; 165°W, 10°S), le plateau d'*Ontong Java* (121 Ma & 90 Ma), le plateau d'*Hikurangi* (120-100 Ma, immédiatement à l'Est de la Nouvelle-Zélande et plaqué contre sa marge continentale) ; dans l'océan Atlantique, le plateau *Caraïbe* (90 Ma & 76 Ma), la *Sierra Leone Rise* (73 Ma ; 20°W, 05°N).

Le plateau océanique d'*Ontong Java*, qui tire son nom d'un atoll situé au Nord de l'archipel des Salomon, est le plus remarquable de tous. C'est le plus grand, avec une superficie estimée à quelque 2 millions de km² et un volume d'environ 40-45 millions de km³, avec une croûte anormale épaisse pouvant atteindre plus de 30 km. Il s'est formé à la mi-temps du Crétacé, vers 122 Ma et probablement aussi au cours d'une deuxième pulsation magmatique autour de 90 Ma. Certains auteurs pensent que ce plateau est né de la «tête» (panache) du point-chaud de *Louisville* (marqué HF) qui se trouve dans le Sud du Pacifique (140° W, 50°S)²³. On a vu (2.2.6) qu'il avait atteint l'ancienne zone de subduction du Vitiaz vers 20 Ma, puis était entré en collision avec l'arc insulaire des Salomon il y a environ 4 Ma, en bloquant définitivement cette subduction en raison de sa densité plus faible que celle d'une croûte océanique normale (effet de bouée).

Dans la théorie classique, un point-chaud (en anglais, «hotspot») est situé plus ou moins profondément sous une plaque lithosphérique qui se déplace au-dessus de lui, à la vitesse et selon le sens contrôlés par l'axe d'accrétion d'où est issue la plaque. Au début de son existence, le point-chaud émet un large panache qui, en atteignant la lithosphère, produit un volcanisme de surface, volumineux et relativement fluide, et dans un laps de temps géologiquement court. Il se forme alors de vastes épanchements géographiquement circonscrits : trapps, à terre, et des plateaux océaniques²⁴, en mer. Lorsque le panache se dissipe, la «queue» (ou «tige») du point-chaud continue d'émettre, mais avec un débit plus réduit, généralement pendant une durée beaucoup plus longue qui est enregistrée par la progression de la plaque sus-jacente, sous la forme d'une chaîne de volcans, d'abord actifs, puis qui éteignent et s'enfoncent sous la mer en s'éloignant du point chaud nourricier. Les maillons de cette chaîne sont donc d'autant plus vieux que l'on s'éloigne du point d'origine.

L'ensemble forme une «*trace de point-chaud*» (en anglais : «hotspot track ou hotspot trail»). L'exemple bien connu est celui d'*Hawaï* (marqué HC) où l'activité volcanique est aujourd'hui localisée sous Big Island (volcans boucliers du Mauna Loa et du Kilauea, et l'appareil sous-marin du Loihi²⁵, plus récent). La partie la plus ancienne encore visible de cette trace est le mont sous-marin Meiji (daté à 85 Ma), situé devant la fosse de subduction des Kouriles, prête à l'engloutir. On notera, à mi-course (vers 40 Ma), le changement d'orientation de la chaîne qui passe d'une direction SE-NW, à une orientation S-N, et qui indique qu'il y a eu une réorientation de la plaque Pacifique à cette époque.

Pour un certain nombre de traces de point-chaud, nous avons indiqué, outre celui d'Hawaï qui vient d'être mentionné, l'*âge de différents jalons* avec un *nombre rouge* sans ajouter «Ma». Ce sont les traces de celui :

- de *La Réunion* (HF) qui relie cette île aux trapps du *Deccan* en passant par l'île Maurice, le banc de Nazareth, le banc des Chagos, la ride des Maldives-Laquedives. Mais l'ouverture postérieure de la dorsale d'accrétion océanique de Carlsberg a coupé en deux et décalé l'alignement initial qui comprenait en outre les bancs de Saya de Malha et des Seychelles (pour ce dernier point, cf. aussi 1.3).

- des *Kerguelen* (Hi) probablement à l'origine du Broken Ridge plateau et de la Ninetyeast Ridge²⁶ (transposée en français en «ride Nonantest» par J. R. Vanney) et peut-être des trapps de Rajmahal et de Sylhet.

23 La formation du plateau d'Ontong Java par un point-chaud a été récemment mise en question avec l'hypothèse d'un magmatisme cataclysmique déclenché par l'impact d'une météorite géante (cf. Ingle S. & Co fin M., 2004, E.P.S.I., 218 :123-134).

24 Pour les temps présents, on ne connaît pas de cas de trapps ni de plateaux océaniques en voie de formation.

25 Le Loihi, situé à 34 km au SE de Big Island, culmine à -1000 m (au «Pelé Pit») ; c'est l'expression la plus récente du point-chaud.

26 Cette ride tire son nom de sa position géographique, car située le long du méridien 90° E.

- de *Louisville* (HF) dont le tracé (ride de Louisville) aboutit à la zone de subduction des Tonga-Kermadec (et qui a peut-être créé le plateau océanique d'Ontong Java, comme on l'a vu plus haut)²⁷.
- de *Tristan da Cunha* (HG), à l'origine de la ride du Rio Grande, à l'Ouest, et de celle de Walvis, à l'Est, qui se raccordent respectivement aux trapps du Parana et d'Etendeka dont on a vu (cf. 1.3) qu'ils formaient un seul ensemble il y a 133 Ma, avant l'ouverture de l'Atlantique Sud.
- de *l'île de Pâques* (HB), qui a donné naissance à la ride de Sala y Gomez qui se poursuit par celle de Nazca dont le bout s'enfonce dans la subduction de la fosse du Pérou.

2.2.8- Limite diffuse de plaques

Un figuré de **hachures grises** couvre les secteurs océaniques où la frontière transformante (coulissante) entre deux plaques est mal définie, diffuse, sur une bande de largeur variable, p. ex. entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud, ou sur une partie de la faille transformante située à l'Est des Açores, qui sépare la plaque Eurasie de la plaque Afrique. Mais le secteur le plus largement représenté se trouve dans le centre de l'océan Indien et relie un tronçon de la dorsale (d'accrétion) Centrale Indienne à la zone de subduction de la Sonde, du Nord de Sumatra au milieu de Java, c'est à dire traversant toute la largeur de la plaque Indo-Australienne. Il ne s'agit pas encore d'une vraie frontière séparant une plaque Inde d'une plaque Australie, mais d'un secteur où le substratum basaltique est déformé sous l'effet de contraintes compressives (en réponse à la collision continentale de l'Inde sous le Tibet) et qui connaît une sismicité également diffuse.

2.2.9- Volcanisme sous-marin lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord (SDRs)

Un **hachuré rouge** indique la présence de SDRs (Seaward Dipping Reflector sequences) ou séquences de réflecteurs pentés vers l'océan (repérés par la technique géophysique de sismique-réflexion continue), ou de **basaltes sous-marins** massifs, affleurants ou enfouis, témoignant tous d'une intense activité volcanique liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord au Paléogène (cf. 2.2.4) et au fonctionnement du puissant **point-chaud de l'Islande** (HD). Ces éléments affectent les marges continentales conjuguées (et parfois un peu au-delà pour les SDRs) du Groenland, d'une part, et des îles Britanniques et de la Norvège, d'autre part. Cette activité éruptive est connue à terre (volcanisme «V 1» de la légende), aussi bien au Groenland qu'aux îles Féroé et en Irlande (Chaussée des Géants). Les SDRs correspondraient à une série de strates où alternent coulées volcaniques (laves et dépôts pyroclastiques) et dépôts sédimentaires non volcaniques.

2.2.10- SDRs liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud

Dans l'Atlantique Sud, l'exploration pétrolière a, plus récemment, mis en évidence des SDRs (**hachuré bleu**) sur les marges continentales conjuguées d'Argentine et de Namibie-Afrique du Sud. La présence de ces réflecteurs est à mettre en rapport avec l'ouverture de l'Atlantique Sud et la présence du point-chaud de *Tristan da Cunha* (HG). L'exemple de ces deux bassins atlantiques montre que les marges continentales passives (c. à d. issues d'un rift continental initial et ne correspondant pas à une limite de plaque) ne sont pas uniquement «non volcaniques», comme on le pensait avant la découverte des SDRs. Il est même possible que la présence d'un point-chaud soit déterminante dans l'initiation du rifting d'un bloc continental et l'ouverture subséquente d'un océan.

3 – POINTS-CHAUDS

La théorie du point-chaud (cf. 1.3; 2.2.7) est due au géophysicien canadien John Tuzo Wilson qui l'a formulée en 1963 (deux ans avant qu'il n'élabore celle des failles transformantes) en prenant pour modèle Hawaï, puis confortée par l'Américain W. Jason Morgan en 1971. Cette théorie séduisante 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 intraplaque*) et particulièrement dans le domaine océanique. La liste des points-chauds comprenait à l'origine une vingtaine de cas, mais leur nombre a démesurément enflé jusqu'à près de 130 unités, voire beaucoup plus (près de 5200 pour Malamud et Turcotte²⁸ en 1999 ; mais à ce niveau-là, se pose la question du sens que l'on accorde au terme «point-chaud»). Aujourd'hui, on est revenu à un nombre plus modeste, entre 40 et 50. Mais tous ne correspondent pas au modèle d'origine dont les critères de base (sans aborder le domaine géochimique) sont : 1) l'origine profonde d'un panache mantellique; 2) un fonctionnement de longue durée (plusieurs dizaines de millions d'années) qui détermine la progression d'une trace volcanique en surface.

²⁷ Dans ce cas, le segment manquant aurait été progressivement absorbé par cette subduction; le mouvement de la plaque Pacifique étant dirigé vers l'Ouest.

²⁸ Cf. D. Anderson et J. Natland, (p.134) dans l'ouvrage cité dans la note suivante.

Dans ces cas non conformes au modèle, on parle alors de points-chauds peu profonds, ou «faibles» (weak), ou de «lignes chaudes» (hotlines), etc. Ce dernier cas est bien illustré par l'alignement volcanique NE-SW du Cameroun où l'âge du volcanisme n'est pas distribué suivant une progression régulière, mais sur un mode assez aléatoire, avec un volcan côtier actif, le mont Cameroun (+ 4095 m) situé à peu près à mi-chemin entre les deux extrémités de la ligne situées, l'une au Nord du Cameroun, l'autre au-delà de la petite île de Pagalu (ex-Annobon). La contestation du concept de point-chaud est encore plus radicale depuis le début des années 2000, où certains chercheurs (les «antiplumes», en anglais ; voir p. ex. les travaux récents de Don L. Anderson) nient l'existence d'un grand nombre de «panaches» («plumes» en anglais) et proposent d'expliquer l'origine des LIP (Grandes Provinces Magmatiques, cf. 1.3.) essentiellement par des déformations liées à la seule tectonique des plaques (au sens strict de ce concept), provoquant des déchirures de la lithosphère (contraintes de cisaillement), favorisées par des lignes de faiblesse préexistantes comme les zones de fracture²⁹. Ce cas semble s'appliquer au Pacifique Central – voir notamment les travaux de l'IRD/IPGP, (Valérie Clouard et Alain Bonneville), et de l'USGS (Marcia McNutt et coll.) – avec les points-chauds du linéament Samoa(H27)-Rarotonga(H25)-Arago(H1)-McDonald(H21)-Foundation (H15), et du segment Tahiti(H30)-Pitcairn(H24).

Cette très active controverse est hébergée par le très intéressant site web : < www.mantleplumes.org >, animé par la géophysicienne britannique Gillian R. Foulger qui a par ailleurs publié l'ouvrage essentiel *Plates vs Plumes. A Geological controversy* (2010, Wiley-Blackwell). Quoiqu'il en soit, nous avons pensé qu'il pouvait être utile, à titre informatif, de reporter la position exacte ou supposée de 45 points-chauds (leur liste est donnée dans un encadré de la légende). Nous les avons répertoriés en 4 catégories, en nous inspirant notamment de la classification de Vincent Courtillot et collaborateurs (2003) :

- 1/ les points-chauds «primaires», supposés correspondre à un panache puissant, profond, de longue durée, notés HA à HG (**grand cercle rouge continu**) ;
- 2/ ceux qui pourraient être considérés comme primaires, notés Hh et Hi (**grand cercle rouge en pointillés**) ;
- 3/ ceux qui sont moins caractéristiques, problématiques, ou contestés, notés H1 à H34 (**petit cercle rouge**) ;
- 4/ ceux qui seraient éteints depuis beaucoup plus de 1 Ma, mais qui auraient laissé des traces dans la morphologie sous-marine (**petit cercle bleu**) : celui du Great Meteor Bank (eH1) au Sud des Açores qui aurait édifié l'alignement des monts sous-marins de Nouvelle-Angleterre, et celui de Ste Hélène (eH2).

Les points-chauds des 3 premières catégories sont généralement considérés comme «vivants», avec du volcanisme actif, ou relativement récent (comme au Hoggar). La majorité des points chauds sont situés en zone océanique. Seuls 6 se trouvent à terre : Afar (HA), Cameroun (H17), Darfour/Djebel Marra (H13), Hoggar (H17), Tibesti (H32), Yellowstone (H34).

En guise de conclusion ...

...on signalera que ce Globe peut être utilisé comme base pour tracer de manière explicite les contours des différentes plaques, sous-plaques et microplaques lithosphériques qui organisent, en la découpant, la surface actuelle de notre planète, résultante d'un affrontement ininterrompu entre les dynamiques de création et les facteurs de destruction.

29 D. Anderson et K. Schramm utilisent dans leur article « The complete hotspot catalogue » in: *Plates Plumes & Paradigms* (Geol. Soc. Amer., Special Paper no. 558, 2005, p. 19-29), avec une certaine dose d'humour, les néologismes «Notspots» et «Crackspots», pour désigner ces points-chauds «déchus».