

EXPLORATION SOUS-MARINE ET GÉOLOGIE DES FONDS OCÉANIQUES

MOTS-CLÉS

- ▶ Sonar, sondeurs multifaisceaux, *Seabeam*, *Reason-Kongsberg*, l'*Atalante*, le *Pourquoi pas*, le *Marion-Dufresne*.
- ▶ Imagerie acoustique, Modèles Numériques de Terrain (MNT), bathymétrie.
- ▶ Flûte sismique, sismique réflexion multitraces, sismique réfraction, sismomètres fond de mer (OBS).
- ▶ Bathyscaphe, soucoupe plongeante *Cyana*, *Nautil*, ROV (*Remote Operating Vehicule*), AUV (*Autonomous Undersea Vehicle*).
- ▶ Carottier Kullenberg, *Glomar Challenger*, *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), *Ocean Drilling Program* (ODP), *iODP* et *IODP* (*International Ocean Discovery Program*), *Joides Resolution*.
- ▶ Marges passives, marges actives, plateau continental, talus, glacis, cônes sous-marins (*deep sea fans*), fosses.
- ▶ Plaines abyssales, hémipélagites, turbidites, argiles rouges des grands fonds.
- ▶ Plateaux et monts sous-marins, guyots, points chauds, banc de Goringe.
- ▶ Dorsales, rides sismiques, rides asismiques, fractures, failles transformantes.

On avait coutume de dire dans les manuels d'océanographie, sous forme de boutade, que l'homme connaissait mieux la surface de la Lune que le fond des océans. Cette connaissance a heureusement beaucoup progressé grâce au développement de toute une série de méthodes d'exploration sous-marine qu'il convient de décrire avant de présenter les grandes structures océaniques.

9.1 L'EXPLORATION SOUS-MARINE

Les techniques indirectes permettent d'obtenir des images et des mesures physiques du fond marin au travers de la couche d'eau, à partir de navires de surface ou à partir d'engins remorqués par les navires comme les **flûtes sismiques** ou divers types de **sonars** traînés près du fond (*deep tows* des Anglo-Saxons). Les méthodes directes permettent de réaliser des observations *in situ* sur le fond (submersibles habités ou non) et d'obtenir des échantillons du fond marin et des couches successives qui le composent par forage, carottage ou par dragage. Nous ne proposerons ici qu'un aperçu des principaux outils mis aujourd'hui à la disposition des **géosciences marines** sur les navires océanographiques de la flotte océanographique française et mondiale.

9.1.1 L'observation indirecte

a) Bathymétrie et imagerie acoustique

L'objectif principal est d'abord de déterminer les profils bathymétriques (topographiques) et la structure du fond des océans. La plus ancienne méthode est le sondage au plomb, dont les données ont servi à tracer les isobathes (courbes de niveau) portées sur la plupart des cartes marines de nos côtes encore éditées à ce jour et utilisées par tous les plaisanciers et les professionnels (en France, c'est le Service Hydrographique de la Marine, le **SHOM**, qui assure la réalisation de ces cartes).

De spectaculaires progrès furent réalisés avec la découverte des sondeurs à écho acoustique, mis au point par les militaires et utilisés depuis la guerre de 1914. Une onde acoustique ultrasonore (une dizaine de kHz) produite par un émetteur (système mono-faisceau) fixé sous la coque du navire se réfléchit sur la *fond de la mer*. Elle est reçue par un récepteur (une « antenne ») couplé à l'émetteur et le signal est transmis à un calculateur qui détermine le temps de trajet et donc la profondeur. On applique des corrections en fonction de la température et de la salinité de l'eau de mer de surface qui influent sur la vitesse du son dans l'eau (aux alentours de $1,5 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$).

Encart 9.1 – Les sondeurs multifaisceaux

Les sondeurs à plusieurs faisceaux groupés, dits **sondeurs multifaisceaux**, ont permis depuis 40 ans de cartographier en un seul passage des zones de plus en plus larges. Le sondeur norvégien **Kongsberg EM 122**, monté sur le navire de l'Ifremer *L'Atalante* (fig. 9.3), grâce à ses 162 faisceaux acoustiques émis en éventail, cartographie les fonds marins dans un couloir dont la largeur égale 7 fois la profondeur d'eau (14 km à 2 000 m de fond, 21 km à 3 000 m, avec un maximum de 25 km). C'est ainsi qu'il peut cartographier, en quelques jours, dans des fonds moyens de 3 000 m, la surface de plusieurs départements français. Cette acquisition est 5 à

7 fois plus efficaces que celle du célèbre sondeur **Seabeam** monté dans les années 1970-1980 sur le navire océanographique **Jean Charcot**. En 2021, la flotte océanographique française des navires de haute mer comprend *l'Atalante*, le *Thalassa* et le *Pourquoi pas* (fig. 9.3), tous les trois équipés de sondeurs multifaisceaux. Le Marion-Dufresne appartenant aux TAAF réalise des campagnes océanographiques en utilisant un carottier géant de 60 m et un système de sondeur multifaisceaux Kongsberg identique à celui de *L'Atalante*. Dans le cadre du projet EUROFLEETS commencé en 2009, les flottes des pays européens harmonisent leurs activités.

Les données de bathymétrie sont complétées par celles de l'imagerie acoustique restituant non pas le relief du plancher sous-marin, mais la qualité de la réflexion du son, c'est-à-dire sa *réflectivité* et donc sa rugosité à petite échelle. Les zones très réfléchives étant constituées de roches dures à l'affleurement (basaltes frais des dorsales, parois rocheuses des zones de fracture) alors que les zones peu réfléchives correspondent aux sédiments récents.

Encart 9.2 – La cartographie sonar et le calcul des MNT

Divers types d'engins (*SAR* français, *GLORIA* britannique, *SEAMARCII* américain), remorqués près du fond, sont uniquement consacrés à l'imagerie acoustique (cartographie sonar) sans fonction bathymétrique avancée, les données d'imagerie sont traitées grâce à un logiciel dédié (exemple : Sonarscope de l'Ifremer). Les données de la bathymétrie issues des sondes du sondeur multifaisceaux sont traitées directement à bord en utilisant des logiciels tels que celui développé par l'Ifremer (logiciel GLOBE). De gros

calculateurs permettent de réaliser pratiquement en temps réel des **Modèles Numériques de Terrain (MNT)** : représentation numérique des zones cartographiées sous la forme d'une grille ou chaque point de coordonnées X et Y est affecté d'une valeur de profondeur Z.

Pour exemple, on retiendra qu'une carte réalisée par l'*Atalante* à la vitesse de 10 nœuds (environ 18 km/h) permet d'obtenir un MNT avec un **pas** (distance entre chaque point de la grille) compris entre 25 et 150 m selon la précision voulue.



Voir le site de l'Ifremer, www.ifremer.fr/francais

b) Gravimétrie et magnétisme en mer

La valeur de la gravité est enregistrée en continu en mer par des gravimètres de très grande précision couplés à des gyrocompas et asservis aux mouvements du bateau. Le gravimètre est en général situé au niveau du point le moins mobile du navire, au centre et au niveau de la carène. Les calculs des anomalies sont réalisés à bord en tenant compte de la bathymétrie. L'anomalie la plus utilisée pour étudier les dorsales est la MBA acronyme anglais pour « Anomalie de Bouguer réduite au Manteau », dont les variations soulignent la présence de manteau plus ou moins dense (car serpentinsé ou anormalement chaud) à l'axe.

La valeur du champ magnétique est également enregistrée en continu par un magnétomètre à protons, généralement remorqué à une vingtaine de mètres derrière le bateau. Des magnétomètres plus sophistiqués (à 3 composantes) peuvent être installés dans les parties hautes du navire. Les valeurs du champ magnétique sont reportées en temps réel le long de la route du navire et les anomalies du champ sont calculées et étudiées à bord.

Les données de bathymétrie et de géophysique sont stockées sur des supports numériques sous la forme de fichiers standards internationaux (MGD77) où sont indiquées pour chaque point les valeurs du fond, du magnétisme, de la gravité, et divers autres paramètres océanographiques (salinité, température, etc.).

c) Sismique réflexion, sismique réfraction

Ces méthodes sont destinées à l'étude de la structure profonde des fonds océaniques (*fig. 9.1*). Elles s'appuient aussi sur les propriétés de propagation du son dans l'eau et dans les roches, mais les fréquences utilisées sont plus basses que pour la bathymétrie et la puissance de l'émission est beaucoup plus élevée.

Encart 9.3 – La sismique réflexion multitraces marine

Elle est utilisée en routine pour la recherche académique et pour l'exploration pétrolière. Il existe plusieurs types de sismique utilisée en fonction des objectifs scientifiques. Le signal acoustique est émis dans l'eau par la source sismique qui produit une détente brutale d'air. Cette onde acoustique ainsi générée est enregistrée par la flûte sismique composée d'une série d'hydrophones groupés en « traces » sismiques. La source et la flûte sismique sont toutes deux traînées par le navire océanogra-

phique. L'onde se propage dans l'eau, est réfléchiée par le fond de l'eau et pénètre dans les sédiments où elle se réfléchit également sur les différentes interfaces (contrastes de vitesses, *fig. 9.1*).

Pour des objectifs peu profonds et/ou exploratoires, la sismique rapide, opérée à 10 nœuds est composée d'une source de 2 canons à air d'un volume de 4,91 l tirants à une cadence de 10 s, et d'une flûte sismique de 48 traces d'une longueur totale de 600 m.



Voir chap. 14



Voir fig. 6.46



Voir chap. 13

Pour des objectifs plus profonds, la sismique multitrace, opérée à 4,5 nœuds est composée de 16 canons d'un volume total de 81,78 L tirant à une cadence de 40s et d'une flûte sismique de 960 traces d'une longueur totale de 6000 m. L'exploration pétrolière met en œuvre une sismique avec des récepteurs plus nombreux, sur des flûtes sismiques plus longues de l'ordre de 10 à 12 km avec une cadence de tirs de

l'ordre de 20 s à 5 nœuds. Des dispositifs d'acquisition en 3 dimensions existent également. Les profils sismiques ainsi obtenus sur les marges continentales ont été à la base de la stratigraphie sismique, de la stratigraphie séquentielle et de la tectonique, permettant l'étude des relations spatio-temporelles des corps sédimentaires entre eux et avec les failles qui structurent ces régions.

 Voir chap. 39

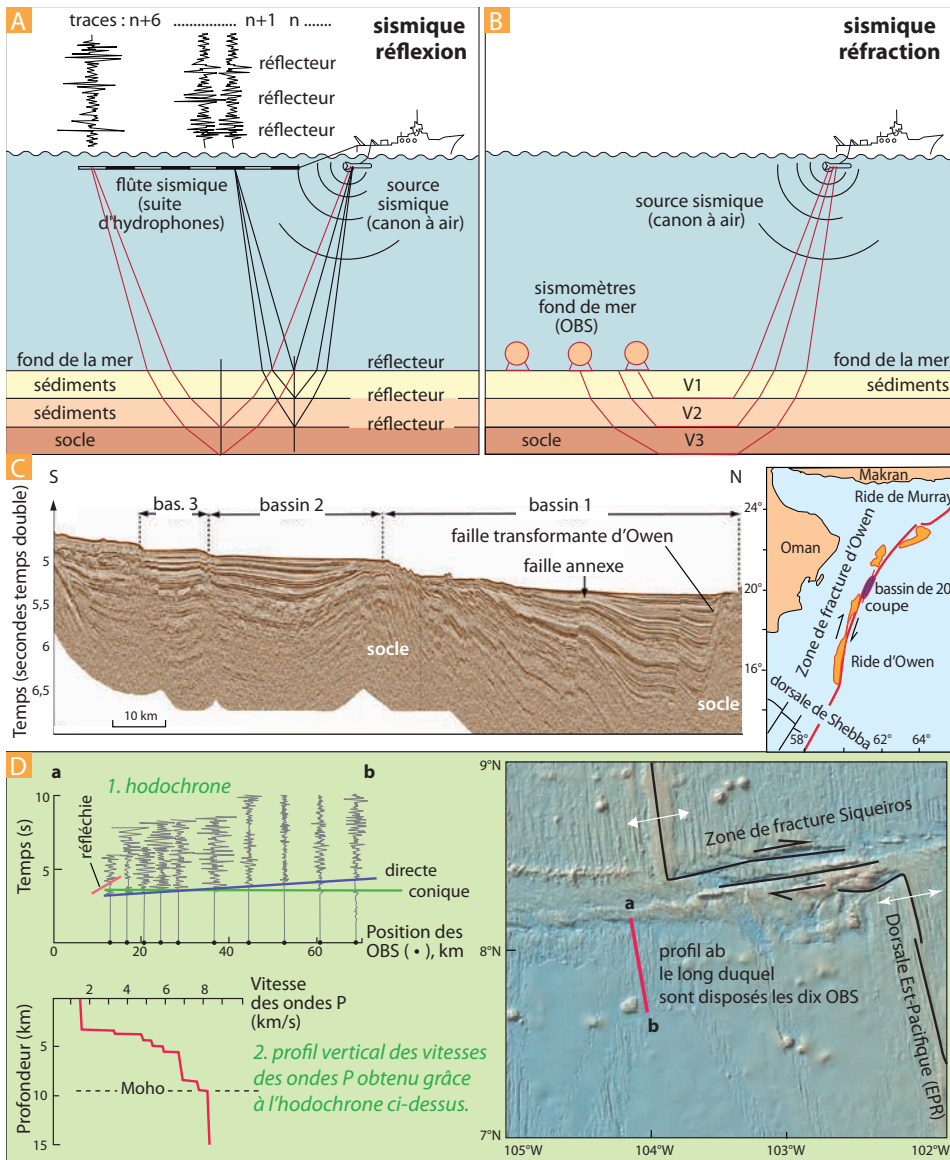


Figure 9.1 Sismique réflexion et sismique réfraction.

A. Principe de la sismique réflexion dont la finalité est d'obtenir une image des structures. Un même point miroir est éclairé plusieurs fois par la source qui se déplace. Les traces sismiques enregistrées par les hydrophones de la flûte sont sommées pour renforcer l'image des réflecteurs et améliorer la résolution.

B. Principe de la sismique réfraction dont la finalité est de connaître la vitesse des ondes sismiques entre les différents réflecteurs. La source se déplace également, mais les récepteurs sont posés au fond de la mer (OBS : *Ocean Bottom Sismometer*). On enregistre les ondes réfractées voyageant le long des discontinuités (ondes coniques).

C. Exemple de profil de sismique réflexion : remplissage d'un bassin en pull-apart situé le long de la faille transformante d'Owen. Ce profil a été obtenu lors de la campagne OWEN du BHO *Beautemps-Beaupré* équipé de la sismique Genavir-Ifremer (documents de M. Rodriguez, N. Chamot-Rooke, M. Fournier, P. Huchon et al., *ISTeP Paris*).

D. Exemple d'hodochrone de sismique réfraction obtenu à proximité de la zone de fracture Siqueiros (océan Pacifique, voir localisation fig. 9.6). Les enregistrements des OBS (situés jusqu'à plus de 60 km du point de tir) permettent de tracer les arrivées des ondes réfléchies, directes et coniques. On en déduit les vitesses de propagation dans les milieux traversés (ici la croûte et le manteau océaniques) et la profondeur du Moho (d'après Orcutt et al.). On consultera la figure 6.21 pour les calculs de ces paramètres.


Voir fig. 6.21

La **sismique réfraction** en utilisant des sources de plus basse fréquence, pour une meilleure pénétration, permet l'étude de la structure des terrains en fonction de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Elle donne accès à la vitesse sismique des différentes couches de la croûte océanique et du manteau et à la détermination de la profondeur du Moho sous les océans. Le signal est enregistré par des géophones sur des bouées ou dans des **sismomètres fond de mer** (OBS pour *Ocean Bottom Sismometer*) (fig. 9.1). On réalise également des profils de réfraction à deux bateaux, ce qui permet d'enregistrer des ondes réfractés sans OBS.

d) Bathymétrie prédite par satellite

Rappelons que les techniques de l'**altimétrie satellitaire** permettent de « prédire » la bathymétrie par méthode d'inversion des données. Les cartes obtenues n'ont jamais la précision des cartes bathymétriques obtenues directement par les navires, mais elles permettent de voir les grandes structures océaniques et d'orienter les recherches de détail.


Voir chap. 4

Voir fig. 4.14 A
et B

9.1.2 L'observation directe

a) Les sous-marins

Le **scaphandre autonome** qui permet de prendre un contact direct avec le fond et surtout de prélever des échantillons dans un domaine peu profond. Pour atteindre de plus grandes profondeurs il faut avoir recours à des sphères étanches où le passager est à l'abri des variations de pression. L'américain *Beebe*, dès 1934, était descendu à 900 m dans une « bathysphère » reliée par un câble au navire accompagnateur. Les **bathyscaphes** suivants n'étaient plus reliés au navire. L'un d'eux, le *Trieste*, est descendu à plus de 11 500 m dans la fosse des Mariannes en janvier 1960. La **soucoupe plongeante**, mise en service en 1961, était un petit sous-marin autonome biplace capable d'une grande souplesse de mouvement et utilisé jusqu'à 300 m de profondeur. Elle a servi de référence pour la mise au point de la **soucoupe CYANA** (*CNEXO* puis *Ifremer*) mise en service en 1969 capable de plonger à 3 000 m, et remise de nos jours (désarmement en 2003).



Figure 9.2 Les engins sous-marins océanographiques.

A. Le *Nautile*, sous-marin de recherche océanographique français habité (Ifremer). Opérationnel depuis 1986, il est capable d'effectuer des plongées jusqu'à 6 000 m avec un équipage comprenant deux pilotes et un scientifique (photo : Ifremer).

B. Le ROV Victor. En service depuis 2001, Victor est un système téléopéré de grande profondeur. Il est instrumenté et modulaire. Il peut effectuer de l'imagerie optique de qualité, emporter et mettre en œuvre divers équipements et outillages scientifiques logés dans la partie inférieure. Il peut notamment réaliser des cartes de bathymétrie ultra-précises (photo : Ifremer).

Encart 9.4 – Les sous-marins scientifiques

Depuis 1986 la France dispose du **Nautile** (fig. 9.2), sous-marin opérationnel jusqu'à 6 000 m, ce qui représente 97 % des fonds marins. Le *Nautile* a permis de réaliser de nombreuses observations et prélèvements décisifs sur les dorsales (Atlantique, Pacifique, bassins arrière-arcs), dans les fosses de subduction, sur les prismes d'accrétion (Japon, Pérou, Barbade) et dans les zones transformantes (Vema, Romanche). Une plongée (avec un scientifique et deux pilotes) permet un travail

d'environ 5-6 h sur le fond à une vitesse de 1 nœud de moyenne. L'engin descend et remonte à la vitesse de $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ environ (soit 1 h pour 3 600 m). Le sous-marin américain équivalent est l'**Alvin** qui embarque deux scientifiques et un pilote. La Russie possède deux sous-marins 6 000 m baptisés **MIR**. Le Japon dispose, depuis 1991, du **Shinkai 6 500** pouvant plonger à 6 500 m. En novembre 2020, la Chine a fait plonger son submersible habité *Fendouzhe* jusqu'à 10 909 m dans la fosse des Mariannes.

b) Les robots d'observation (ROV et les AUV)

Les premières images du fond ont été obtenues à l'aide d'appareils photos et de caméras traînées passivement derrière le bateau (système des *Troikas*). Le progrès majeur réalisé à la fin du XX^e siècle réside dans l'autonomie de déplacement allouée à des engins d'observation non habités.

Les **ROV** (*Remote Operating Vehicle*) sont des robots télécommandés (avec un lien au bateau) qui remplacent dans bien des cas les submersibles habités profonds. La France utilise depuis 2001 le **ROV Victor** (fig. 9.2) capable de plonger à 6 000 m pendant plus de 36 h en continu avec un champ de vision de 180° par caméras vidéos. Il peut emporter une gamme très variée d'outils (système de tiroirs interchangeables) permettant de prélever facilement de nombreux échantillons de roches, de fluides ou d'organismes. Il est également équipé de capteurs divers (température, pression) et de sonars qui lui permettent de réaliser des cartes bathymétriques en très grand détail.

Les **AUV** (*Autonomous Undersea Vehicle*) sont entièrement automatisés et en général sans ombilic les reliant au bateau de surface. L'Ifremer dispose de l'AUV *Aster X*.

9.1.3 Les prélèvements

Si la vision directe, les photographies et les films donnent une idée appréciable des fonds marins, le prélèvement d'échantillons est indispensable. Tous les submersibles modernes sont munis de bras télémanipulateurs mais la quantité de matériel susceptible d'être recueilli est limitée à une centaine de kilogrammes par plongée pour les plus gros sous-marins.

Les échantillons de roches dures peuvent être ramenés par dragage (jusqu'à une tonne par drague). Les carottiers à piston de type **Kullenberg** permettent de prélever des sédiments meubles sur des épaisseurs moyennes de 5-10 m. Il s'agit d'un tube lesté (800 kg), descendu par treuil à partir du bateau puis lâché en chute libre sur les dix derniers mètres, qui s'enfonce sous son propre poids dans les sédiments. Le carottier géant **Calypso** du navire français *Marion Dufresne* est capable de pénétrer dans 60 m de sédiments sur un gros diamètre, il constitue un outil indispensable pour les études de paléoclimatologie et de paléocourantologie océanique et, de ce fait, est devenu la plaque tournante de grands programmes internationaux dans cette discipline.

Les forages rotatifs océaniques permettent à la fois de prélever des roches meubles et de forer dans des roches dures.

Encart 9.5 – Les campagnes de forages océaniques



Voir fig. 5.1



Voir fig. 11.5

Dans le cadre de programmes internationaux de forages océaniques, de nombreuses campagnes ont déjà été réalisées dans la plupart des mers et des océans, et le socle océanique a été atteint de nombreuses fois sous des centaines de mètres de sédiments meubles ou consolidés. Plus de 1 000 forages, sur 624 sites, ont été effectués dans les grands fonds de tous les océans (sauf l'Arctique) par le **Glomar Challenger** dans le cadre du **Deep Sea Drilling Project (DSDP)**. Ce programme, qui a duré sans interruption d'août 1968 à novembre 1983, a permis de **prouver l'expansion des fonds océaniques** en fournissant les âges paléontologiques de la croûte océanique de part et d'autre de l'axe des dorsales Atlantique et Pacifique. Il a été relayé en 1985 par le programme **ODP (Ocean Drilling Program)** mettant en œuvre un nouveau navire de forage, le « *JOIDES Resolution* ». Le programme IODP a succédé en 2004 au programme ODP. Il utilise plusieurs plateformes de forage spécifiquement adaptées aux besoins variés des différents domaines d'études (roches dures, sédiments meubles, profondeur d'eau). En 2011, plus de 1370 puits scientifiques ont été forés dans tout l'océan mondial. En 2013, le programme IODP (*International Ocean Discovery Program*) a pris la suite de ces grands

projets fédérateurs. Le très gros navire de forage japonais, le *Chikyu*, opère dans le cadre de ce nouveau programme.

Les puits ainsi réalisés atteignent régulièrement des profondeurs de plusieurs centaines de mètres et peuvent traverser la couverture sédimentaire et atteindre le socle océanique. Ils peuvent être équipés de cônes de ré-entrée ce qui permet de poursuivre le forage même après une longue interruption. C'est ainsi que par plusieurs ré-entrées successives la croûte océanique a été forée sur 2 000 m (jusqu'au sommet des gabbros) au **puits 504B au large du Costa Rica**. Suite à ce succès, un nouveau forage, le puits 1256D a permis en trois campagnes de pénétrer 1 506 m dont 100 m dans les gabbros, sous 345 m de complexe filonien. Il se situe à 6°N sur la plaque Pacifique également au large du Costa Rica. En 2011, ce puits a été foré à nouveau pendant 4 semaines (localisation, *fig. 11.5*). Les trous de forage peuvent être explorés depuis le bateau par **diagraphies acoustique, électrique ou chimique (logging)** durant le forage ce qui est très utile pour étudier les circulations de fluides, sans les perturber. Les sondages peuvent être équipés de capteurs puis rebouchés (**CORK**) et revisités au cours de campagnes ultérieures.

9.2 MORPHOLOGIE DES FONDS SOUS-MARINS



Voir fig. 11.1

On peut diviser schématiquement les fonds océaniques en trois grandes provinces morphologiques : les **marges**, les **plaines abyssales** (ou bassins) et les rides ou **dorsales** (*fig. 9.3*). Des reliefs plus localisés, comme les **monts sous-marins**, dont certains émergent et constituent des îles océaniques, sont fréquents dans certaines régions comme le Pacifique central où ils s'organisent en **alignements**. La profondeur moyenne des océans se trouve aux alentours de 3 800 m. Les profondeurs les plus fréquentes sont situées aux alentours de 5 000 m. Il s'agit de la profondeur moyenne des plaines abyssales. Les dorsales correspondent à un vaste relief s'élevant en pente très douce au-dessus des plaines abyssales, et dont la crête culmine en général à 2 500 m de profondeur.

9.2.1 Les marges

On les nomme indifféremment marges continentales ou marges océaniques car elles assurent la transition entre la croûte océanique et la croûte continentale. On distingue les marges passives, **résultant de l'ouverture d'un océan** et les marges actives ou **marges de convergence**, où se produit la **subduction océanique** et donc le recyclage de la lithosphère océanique. Les marges stables sont en général dépourvues d'activité sismique (**marges inactives ou stables**). Les marges de convergence quant à elles, sont le siège d'une importante activité sismique et volcanique.

L'océan Atlantique est bordé majoritairement par des marges stables, alors que la plupart des marges actives du monde ferment l'océan Pacifique. Dans l'océan Indien, les marges antarctique, africaine et sud-australienne sont stables alors que la marge indonésienne est active (fig. 9.5).

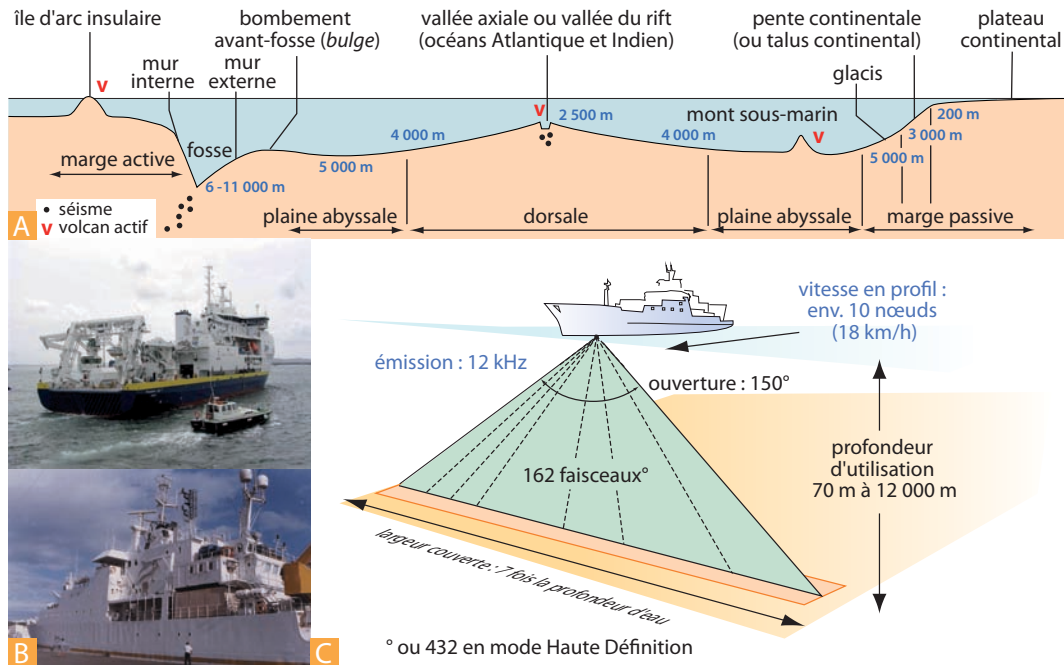


Figure 9.3 Morphologie des fonds océaniques et sondeurs multifaisceaux.

- A. L'échelle des hauteurs est exagérée et les profondeurs limites des divers domaines sont données à titre d'exemple.
- B. Le N/O *L'Atalante* (Ifremer – Genavir), en bas, et le N/O *Pourquoi pas ?*, mis en service en 2006 et construit dans le cadre d'un partenariat entre la Marine nationale, l'Ifremer et le SHOM. La Marine nationale dispose de 150 jours d'activité sur ce navire. À ces navires opérant pour la France, il convient d'ajouter le BHO *Beautemps-Beaupré* (81 m) (bâtiment de la Marine nationale, mis à disposition du SHOM, le service hydrographique et océanographique de la Marine, 10 jours par an). Photo : Ifremer (haut), Y. Lagabrielle (bas).
- C. Le principe de la cartographie par multifaisceaux (sondages acoustiques, explications dans le texte).

a) Marges passives (ou stables)

Elles comprennent un **plateau continental**, ou *plate-forme littorale* qui descend en pente très douce (un sixième de degré) jusqu'à une profondeur de 150 à 200 m *seulement* (fig. 9.3). Le plateau continental a une largeur moyenne de 70 km, mais il est parfois beaucoup plus étendu. Il s'agit d'une *portion de continent ennoyée* (à substratum de **croûte continentale**) susceptible de subir une émerision totale en cas de baisse du niveau marin. Ainsi, la Manche et la mer du Nord, peu profondes, n'ont pas de fond océanique et appartiennent au plateau continental de la marge atlantique de l'Europe. Leur fond présente la trace d'un véritable réseau fluvial continental, datant de l'émerision würmienne, prolongeant les cours d'eau actuels. Le plateau recèle les mêmes richesses minérales que les bassins continentaux (en particulier le pétrole, gisements de mer du Nord).

Après une rupture dans la déclivité, la **pente ou talus continental** succède au plateau continental. Le talus descend jusque vers 3 000 à 4 000 m avec une inclinaison moyenne de 4 à 5° (toujours exagérée sur les schémas), cependant 15 à 30 fois plus forte que celle du plateau continental. Sur la

plupart des côtes, le talus continental est entaillé par des vallées ou **canyons sous-marins** qui sont généralement le prolongement submergé du réseau fluvial actuel, déjà imprimé sur le plateau continental.

Au pied du talus, la pente s'adoucit : c'est le **glacis** qui descend avec une inclinaison comparable à celle du plateau, jusqu'à une profondeur de 5 000 m environ. Les canyons s'y terminent parfois par des **deltas profonds** (*deep sea fans*) ou cônes sous-marins parcourus par des chenaux divergents, en éventail. Ces deltas résultent de l'accumulation de sédiments déposés par les **courants de turbidité** qui dévalent les canyons. L'accumulation sédimentaire peut être considérable. Ainsi la surcharge des **cônes profonds de l'Indus et du Gange**, qui se développent sur plus de 1 000 km (produits de l'érosion de l'Himalaya), induit une déflexion de la lithosphère déjà notée dès le début du xx^e siècle.


Voir fig. 31.1

b) Marges actives

Les marges actives, comme celles de l'océan Pacifique, sont caractérisées par une forte activité sismique et volcanique. Généralement, le **plateau continental et le glacis sont réduits ou absents** : dès le littoral, le talus continental plonge jusqu'à une profondeur de 5 000 à 10 000 m pour former une **fosse océanique** marginale. La plus profonde atteint 11 035 m au large des îles Mariannes. Dans l'Atlantique, la fosse la plus profonde est celle de Porto-Rico, à 9 200 m de profondeur.

9.2.2 Les bassins océaniques et les plaines abyssales


Voir fig. 11.1


Voir fig. 32.7


Voir fig. 32.5

La profondeur moyenne des plaines abyssales s'établit entre 4 800 m et 5 000 m et l'on estime que 97 % des fonds océaniques sont à moins de 6 000 m. La surface des plaines abyssales est en général peu accidentée. Au large des marges stables, les reliefs sont lissés sous les dépôts meubles apportés soit par les courants de turbidité (**hémipélagites**), soit par sédimentation lente à travers la tranche d'eau océanique (**argiles « rouges » des grands fonds**) qui peuvent rester non consolidés pendant plusieurs millions d'années. Au voisinage des marges actives, la morphologie est plus vigoureuse car les fosses jouent le rôle d'un piège pour les sédiments terrigènes en provenance du continent (barrière en creux). Ceux-ci ne peuvent empâter les collines sous-marines du bassin océanique qui ne reçoit alors que des pélagites. Les bassins océaniques recèlent d'importants dépôts minéraux sous forme de **nodules polymétalliques**.

Des reliefs vigoureux accidentent ces bassins. Ce sont soit des **plateaux soit des rides** ou des **volcans** sous-marins éteints ou actifs.

Les **plateaux sous-marins** sont des structures d'un volume souvent considérable (*fig. 9.4*) dont beaucoup ont été mis en place à partir de **points chauds** au cours de la **grande crise magmatique du Crétacé supérieur** (plateau des Caraïbes, plateau d'Ontong Java dans le sud-ouest Pacifique, une partie du plateau des Kerguelen). Certaines rides ou plateaux actifs aujourd'hui sont centrés sur la dorsale (plateau des Açores, ride de Reykjanes prolongeant l'Islande, dans l'océan Atlantique), ou sont inactifs et situés symétriquement par rapport à celle-ci (couple Kerguelen-Broken, dans l'océan Indien, couple Rio Grande-Walvis dans l'Atlantique Sud, *fig. 9.5 et 9.6*).


Voir fig. 9.5
et 9.6

Les **monts sous-marins** ou **guyots** sont des montagnes à sommet parfois tronqué. Il peut s'agir soit de volcans n'ayant pas atteint la surface mais dont le sommet présente un vaste cratère à fond plat, interprété comme une caldeira d'effondrement, soit de volcans dont le sommet a été sub-aérien. Autour de ces volcans se sont développés une couronne récifale puis un atoll, ensuite immergés du fait de la subsidence ou lors d'une remontée du niveau de la mer. Ces guyots sont particulièrement nombreux dans la zone centrale du Pacifique (*fig. 9.6*).


Voir fig. 30.16

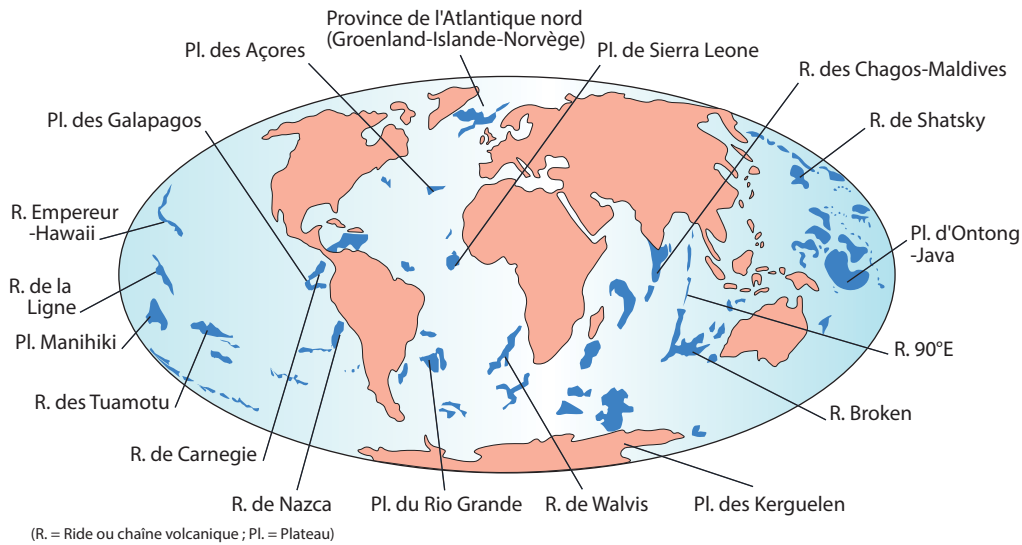


Figure 9.4 Principaux plateaux et rides volcaniques de l'océan mondial.

Les volcans actifs isolés, sous-marins ou émergés se groupent souvent en alignements. Ils correspondent le plus souvent à l'expression de **points chauds actifs ou inactifs** (rides de l'Empereur-Hawaii, alignements de la Ligne, des Tuamotu, etc.) et enregistrent alors par leur direction le mouvement des plaques (fig. 9.6).

Voir fig. 7.10

Encart 9.6 – Le banc de Goringe

Des massifs aux parois escarpées émergent parfois des plaines abyssales près des continents. C'est le cas du **banc de Goringe** qui se dresse au milieu d'un bassin profond de 5 000 m au sud-ouest du cap Saint-Vincent (Portugal). Orienté NE-SO, il est long de 250 km, large de 100 km. Il s'agit d'un panneau de la lithosphère océanique créée à l'axe de la dorsale dès le début de l'ouverture de l'Atlantique dans cette région (Crétacé inférieur). Il est basculé et soulevé de plusieurs kilomètres par rapport aux fonds qui l'entourent. Cette surrection a commencé au Néogène, dans une zone très active tectoniquement, correspondant à une des failles coulissante et chevauchante de la limite de plaque Afrique-Europe. Le tremblement de terre de Lisbonne en 1755 a eu lieu le long de cette zone sismique.

L'intérêt du banc de Goringe réside dans le fait que son sommet est peu profond (– 80 m) et qu'il a permis de réaliser d'excellentes observations concernant la nature de la lithosphère océanique dès les années 1980 grâce à la soucoupe *Cyana*, puis plus tard avec le **Nautile** (fig. 9.2). On y a notamment montré que la croûte de l'Atlantique dans cette région est d'épaisseur très réduite (les gabbros sont intrusifs dans le manteau directement, les basaltes sont rares). D'autre part, dès 1981, on a pu prouver sur les flancs du banc de Goringe que les roches du manteau ont été mises à l'affleurement à l'axe de la dorsale (**processus de dénudation tectonique**) durant les stades précoces de l'ouverture océanique vers 100 Ma.

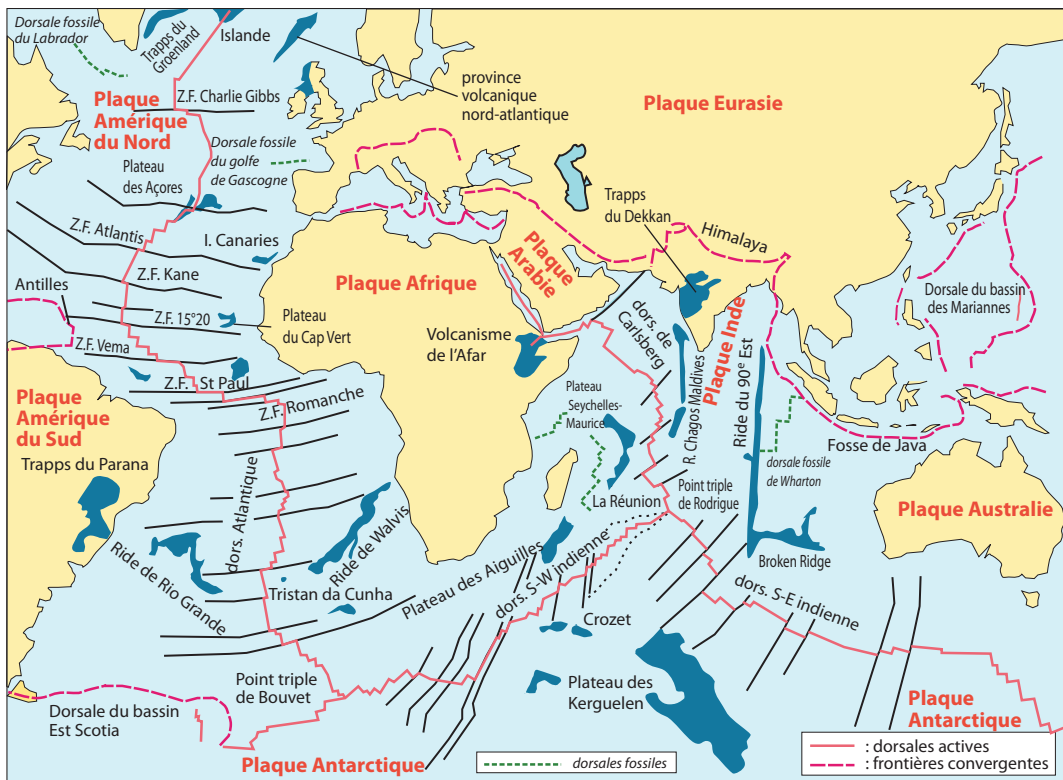


Figure 9.5 Carte structurale des océans Atlantique et Indien.

Voir fig. 4.14 A

On a représenté en rouge les dorsales actives, les dorsales fossiles et les frontières convergentes. Les principales zones de fracture (Z. F.) et failles transformantes sont indiquées en traits noirs, les rides et plateaux volcaniques sont figurés en bleu.

Voir fig. 15.12

L'océan Atlantique se caractérise par sa dorsale centrale à expansion lente, et par ses marges passives quasi continues (hors subduction des Antilles-Caraïbes et de Scotia). L'océan Indien se caractérise par ses trois dorsales dont la dorsale S-W indienne, ultra-lente, et par son point triple central. Sa configuration résulte d'une évolution cinématique complexe qui a vu notamment la migration rapide de la plaque indienne vers le nord aboutissant à la collision Inde-Eurasie et à la formation de l'Himalaya. La montée rapide de l'Inde vers le nord résulte de l'activité d'une dorsale super-rapide au Crétacé, la dorsale de Wharton, aujourd'hui éteinte. Ces deux océans montrent de nombreuses structures liées au fonctionnement de points chauds (rides et plateaux) et des exemples variés d'interaction dorsale-points chauds.

9.2.3 Les dorsales (ou rides) océaniques

Le terme de ride est évidemment très général, mais on considérera qu'il désigne tout relief de forme allongée occupant une large place dans l'océan (dimensions de l'ordre du millier de kilomètres).

Encart 9.7 – Rides sismiques, rides asismiques

On a distingué depuis longtemps, et bien avant d'en comprendre la signification, les **rides sismiques** où se produisent des séismes, des **rides asismiques**, inactives tectoniquement. Dans le premier cas, il s'agit des centres actifs d'expansion océanique, qu'on appelle simplement maintenant les dorsales (on devrait préciser dorsales actives). Dans le second cas, il s'agit de reliefs, souvent équivalents des alignements de monts sous-marins mis à place à partir de points chauds (voir ci-dessus). Les rides asismiques les plus remarquables sont la ride de Walvis (Atlantique sud), la ride de Nazca (Est-Pacifique), la ride du 90°E (Indien central) (fig. 9.5).

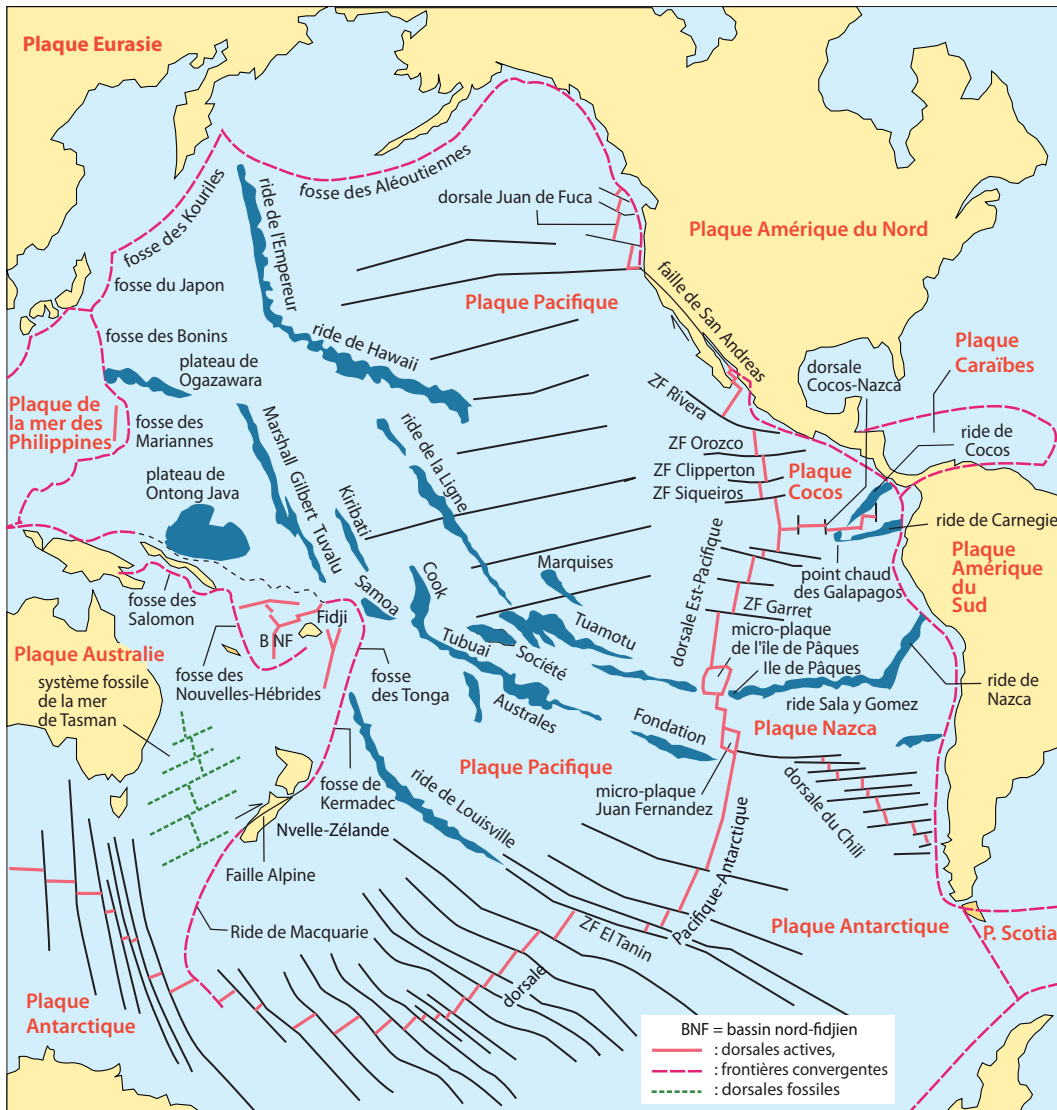


Figure 9.6 Carte structurale de l'océan Pacifique.

Même représentation que la figure 9.5. BNF = bassin nord-fidjien. La ligne en pointillé fin au sud du plateau de Ontong-Java correspond à une subduction inactive. Les rides et les plateaux volcaniques sont figurés en bleu.

L'océan Pacifique se caractérise par sa dorsale principale, la ride est-pacifique, excentrée, et par les dorsales annexes, du Chili et Cocos-Nazca. Les marges sont essentiellement des marges actives. La surface totale de l'océan Pacifique est en diminution constante en raison des ouvertures océaniques de l'Atlantique et de l'océan Indien. La partie centrale du Pacifique comprend un grand nombre de rides et de plateaux sous-marins mis en place par l'activité de points chauds. La géométrie de ces structures traduit le mouvement des plaques lithosphériques et permet de les reconstituer en prenant pour repère fixe les points chauds. La concentration des plateaux et des chaînes volcaniques correspond à un vaste bombement bathymétrique. Ces régions sont donc moins profondes que ne le prédit la courbe de subsidence de la lithosphère océanique.

Les **rides ou dorsales actives** sont de larges reliefs sous-marins qui occupent presque la moitié de la surface des océans et qui s'élèvent depuis le fond des bassins océaniques (– 4 000 à – 5 000 m) jusqu'à une profondeur moyenne remarquablement constante de – 2 500 m. L'activité sismique est

 Voir fig. 10.2

 Voir fig. 4.14 B

 Voir chap. 7 et 10

Partie III ■ La dynamique de la lithosphère océanique

concentrée le long d'un axe, sur la crête du relief. La dorsale est centrale dans le cas de l'océan Atlantique et dans l'est de l'océan Indien (**dorsales médio-océaniques**). Dans le Pacifique, la ride est excentrée vers l'est (**dorsale Est-Pacifique**, fig. 9.5 et 9.6).

La longueur totale des dorsales est de près de 70 000 km avec une largeur de 2 000 à 3 000 km, ce qui en fait un trait majeur de la topographie de la planète Terre.

La dorsale médio-atlantique, jalonnée du nord au sud par les îles volcaniques Jan Mayen, Islande, Açores, Ascension, Tristan da Cunha, Gough et Bouvet, est connue du point de vue morphologique depuis les années 1850-1870 (du fait des reconnaissances pour la pose des câbles télégraphiques sous-marins), mais on ignorait, jusque vers les années 1960, son rôle dans l'expansion de l'océan. L'axe de la dorsale Atlantique présente une **vallée longitudinale** presque continue, ou **rift axial**, large de 10 à 50 km et profonde de 2 km en moyenne et limitée par des failles normales. Au contraire, l'axe de la **dorsale Pacifique** est un dôme régulier avec, seulement dans 20 % des cas, une étroite caldéra axiale.

Les dorsales sont régulièrement interrompues par des dépressions transverses linéaires, les **zones de fracture**, parfois très profondes (6 000 m et plus) et longues de plusieurs milliers de kilomètres (Romanche, Vema, Kane, Charlie Gibbs dans l'Atlantique). Elles sont connues depuis le début du ^{xx}e siècle, notamment pour leur rôle essentiel de **passage des eaux océaniques profondes**. Toutefois, leur rôle dans la tectonique globale comme zone de coulissement des plaques n'a été reconnu qu'au début des années 1970. On appelle **faille transformante** la partie sismiquement active des zones de fracture raccordant les deux axes de la dorsale. Les îlots de **St Paul** (Atlantique central) et de **Clipperton** dans le Pacifique Est correspondent à des reliefs émergés des rebords de telles zones de fracture.



Voir chap. 12

À retenir

- La connaissance de la topographie des fonds océaniques a beaucoup progressé ces dernières années grâce aux progrès des techniques d'exploration sous-marines : sonar, sondeurs multifaisceaux, cartographie sonar et modèles numériques de terrain, sismique réflexion multitrace, sous-marins (*Cyana* et *Nautile*), robots d'observations reliés au bateau de surface (ROV) ou autonome (AUV).
- Depuis 1968 plusieurs programmes internationaux de sondage océanique (DSDP, ODP et IODP) se sont succédés et ont permis de traverser la couverture sédimentaire, d'atteindre la croûte océanique et de montrer la réalité de l'expansion océanique.
- Les grandes provinces morphologiques océaniques sont les **marges** continentales (actives et passives) qui correspondent à la transition croûte continentale/croûte océanique ; les **plaines abyssales** parsemées de plateaux ou de volcans sous-marins (guyots) expression des points chauds ; les **dorsales**, médio-océaniques dans le cas de l'Atlantique et de l'Océan indien ou excentrée dans le cas du Pacifique.
- Les dorsales présentent un **rift axial** développé (Atlantique) ou non (Pacifique) et sont interrompues par des dépressions transverses ou **zones de fracture** (Romanche, Vema, Kane) dont la partie sismiquement active correspond aux **failles transformantes**.