



2019-2020

Géodynamique des bassins sédimentaires

Cours S6 L3

Deuxième partie : Dynamique des bassins sédimentaires



Ali Kacemi : Département des sciences de la terre et de l'univers
Filière : Licence Géologie générale - Semestre 6
Université Abou Bekr Belkaïd Tlemcen – Faculté SNV STU -

Deuxième partie :

Dynamique des bassins sédimentaires

- I. Origine des bassins : déformation de la lithosphère et subsidence : définitions et causes
 - II. Définitions et classifications des bassins
 - III. Mécanismes de déformation et organisations de dépôts
 - Les bassins intraplaques
 - Les bassins péri-plaques
 - Les bassins coulissants
 - Les bassins compressifs

Deuxième partie : Dynamique des bassins sédimentaires

I. Origine des bassins sédimentaires : déformation de la lithosphère et sédimentation

1. L'origine des bassins

Les bassins sédimentaires sont des **archives** de déformations lithosphériques. Ils ne peuvent se former et fonctionner durablement sans déformation de la lithosphère (« **Déformation de la plaque lithosphérique** » déjà étudiée avec détail au premier chapitre).

Enfin c'est la déformation de la lithosphère qui est à l'origine des bassins sédimentaires et qui contrôle donc leur évolution.

Le facteur tectonique est impératif et fondamental dans la genèse (création et développement) des bassins sédimentaires (pas de bassins sans tectonique). Chaque bassin sédimentaire est lié à un **contexte géodynamique** (divergent, convergent ou coulissant) (1^{ère} partie du programme). Il faut donc développer un contexte géotectonique qui va déformer la lithosphère et générer un régime de subsidence c'est à dire générer des bassins sédimentaires.

2. La subsidence : définitions et causes

Les bassins sédimentaires sont des systèmes de dépôts (actifs ou résiduels) qui impliquent un affaissement superficiel de la croûte continentale que l'on désigne sous le nom de **subsidence**. Un bassin est défini donc comme **une zone subsidente**.

2.1. Définitions

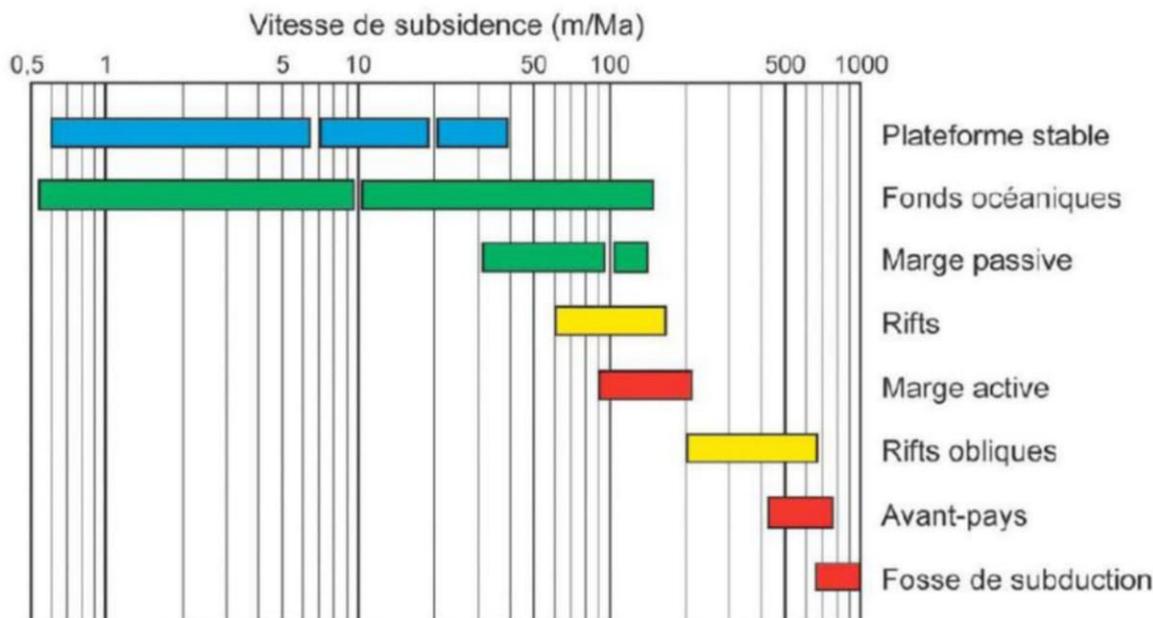
La subsidence est l'enfoncement progressif du fond d'un bassin au cours du temps. Elle est à l'origine de sa création et permet son fonctionnement si elle continue dans le temps en créant des **espaces favorables** pour recevoir des sédiments.

Les phénomènes géodynamiques de la subsidence sont tous les phénomènes tectoniques (distension, compression, cisaillement) qui sont à l'origine de la fracturation et de l'effondrement de la partie supérieure de la lithosphère (rift, pull-apart), ou à l'origine de la flexuration (collision - chevauchement).

Les bassins sédimentaires sont caractérisés (dans le cas d'une **marge passive par exemple**) par :

- une vitesse de subsidence 30 à 100m /Ma, 150Ma maximum
- une accumulation sédimentaire moyenne 3 à 5 km
- une durée de vie 100 à 200Ma
- une taille caractéristique

Toutes ces caractéristiques sont en fonction de la déformation et du contexte géodynamique.
(Voir figure ci-dessous)



Vitesses de subsidence variables selon le contexte géodynamique du bassin

2.2. Rôle de la subsidence et variation de l'espace disponible et de l'apport sédimentaire

Un bassin sédimentaire est aussi défini comme étant une zone subsidente possédant un certain volume de sédiments – au moins 1000 mètres d'épaisseur restés préservés sous une forme relativement simple (Bally, 1982).

La subsidence est le facteur géodynamique principal de la dynamique des bassins. Elle désigne un affaissement superficiel de la croûte en permettant **la création d'espace disponible** pour la sédimentation.

Nous notons donc que **le rôle majeur de la subsidence** c'est l'enfoncement progressif du bassin au cours du temps. Le fond de la dépression n'est pas fixe par conséquent le volume disponible (**espace disponible**) pour l'accumulation des dépôts varie. Si l'apport est excédentaire à la subsidence, le bassin se comble et meurt et il n'est plus fonctionnel. Si au contraire il y'a déficit d'apport et l'espace disponible croît, les variations relatives du niveau de la mer peuvent modifier ce volume ouvert à la sédimentation.

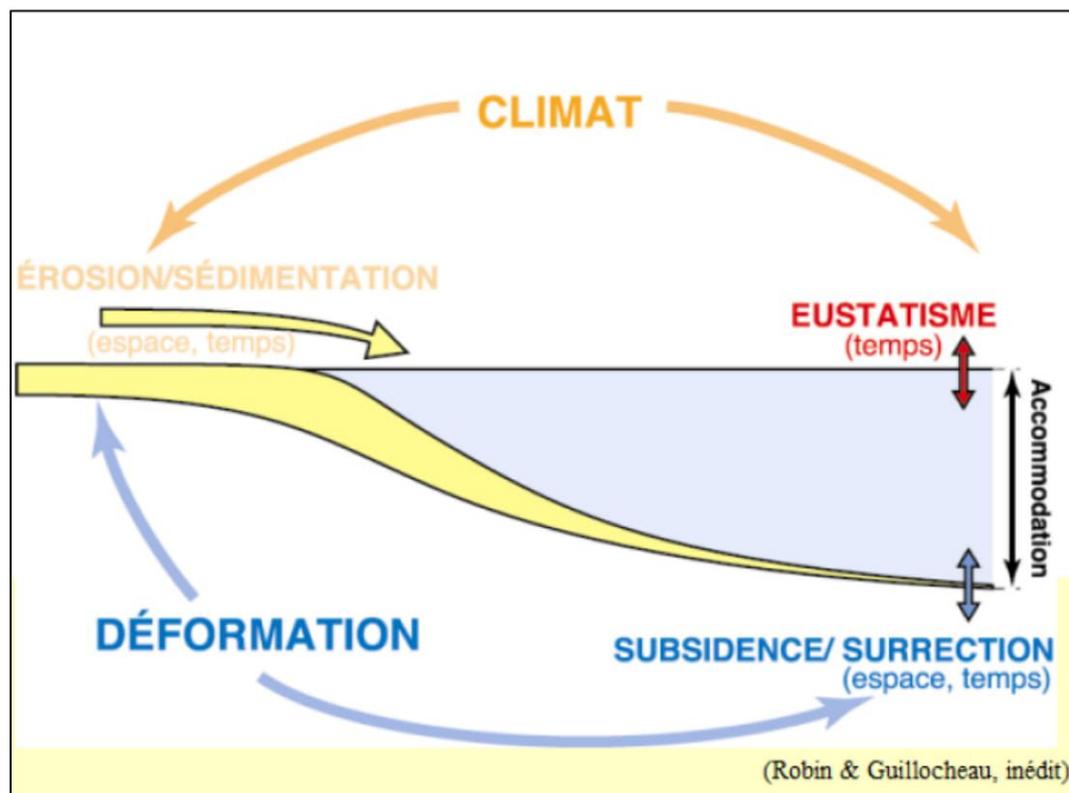
Dans les bassins **l'accumulation maximale** de sédiments est appelée **dépôt-centre**. Il est rarement centré au fond des bassins fonctionnels mais plutôt sur une de ces bordures où les apports sont les plus importants.

En conclusion, un bassin sédimentaire est défini comme une zone particulière de subsidence ayant permis l'accumulation de sédiments sur plusieurs centaines de mètres.

2.3. Principaux facteurs agissant sur le flux sédimentaire et sur le taux d'accommodation

Un bassin sédimentaire est défini aussi par l'espace disponible créée par la subsidence et par l'eustatisme (niveau marin absolu ou de référence) apte à recevoir des sédiments. C'est la notion d'espace d'accommodation.

Notion d'accommodation ou d'espace d'accommodation c'est l'espace total disponible pour déposer des sédiments.



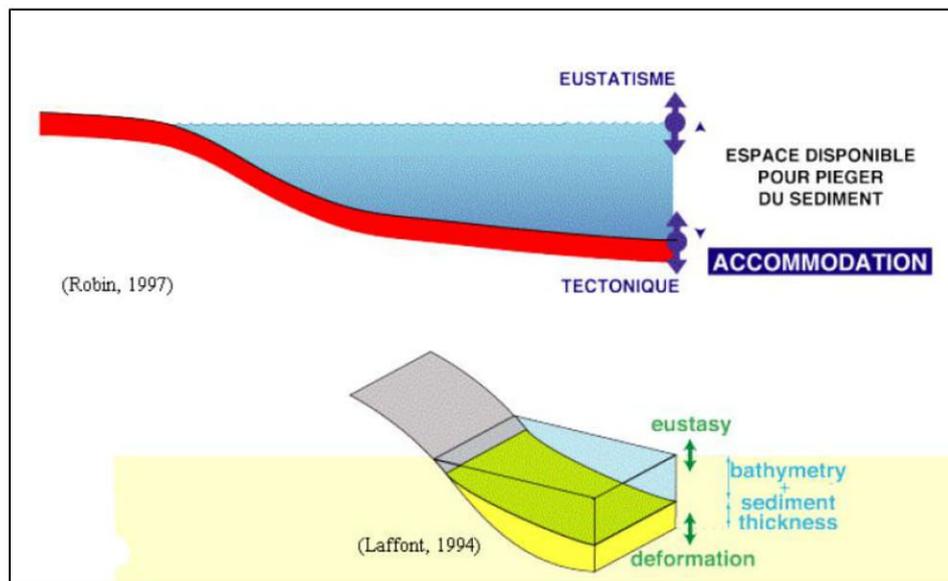
Notion d'accommodation = Espace total disponible pour déposer des sédiments

Dans les bassins, l'accommodation peut être définie comme la résultante de l'eustatisme et de la tectonique (subsidence ou soulèvement) avec la prise en compte des apports sédimentaires (production primaire et flux détritiques). Le niveau relatif fluctue (change) et conditionne les variations de l'espace disponible.

Notion d'accommodation :

La répartition des sédiments dans un bassin est contrôlée par l'espace d'accommodation, défini comme l'espace totale disponible pour placer des sédiments entre le fond du bassin et la surface de l'eau. Cet espace est contrôlé par trois (3) principaux facteurs :

- **le facteur tectonique** : la subsidence (mécanismes de déformation dans l'espace et dans le temps)
- **l'eustatisme** : niveau marin absolu de référence
- **le flux sédimentaire** (sédimentation et organisation sédimentaire)

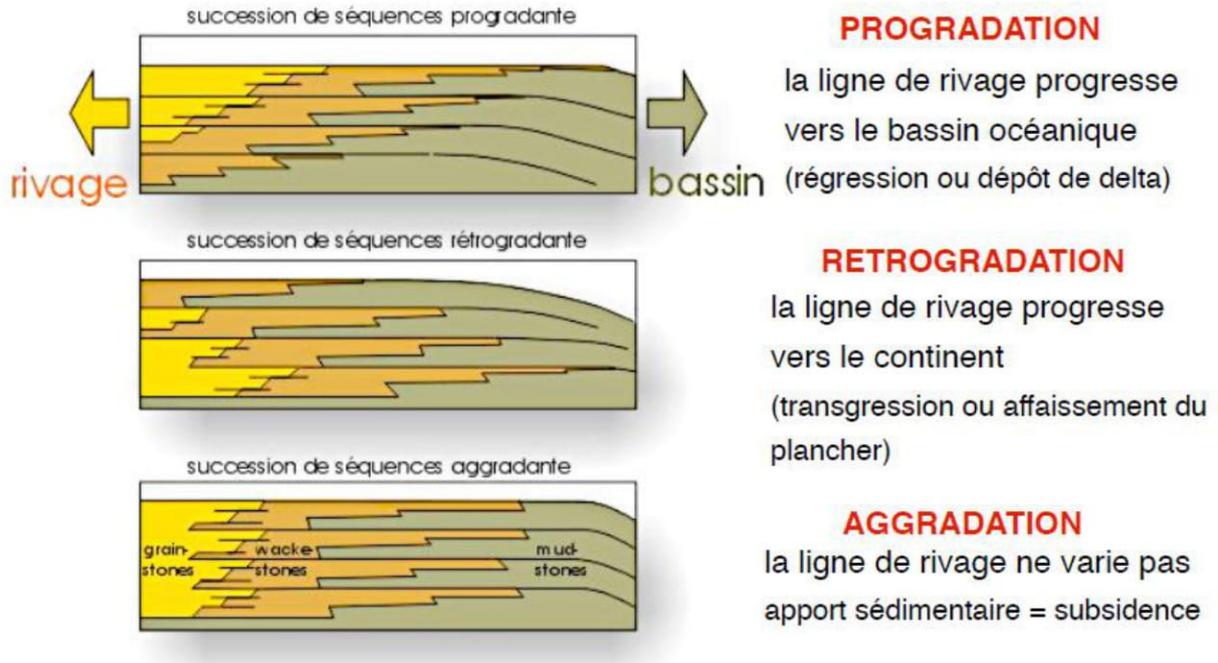


L'espace disponible ou accommodation

Types de d'empilement de séquences :

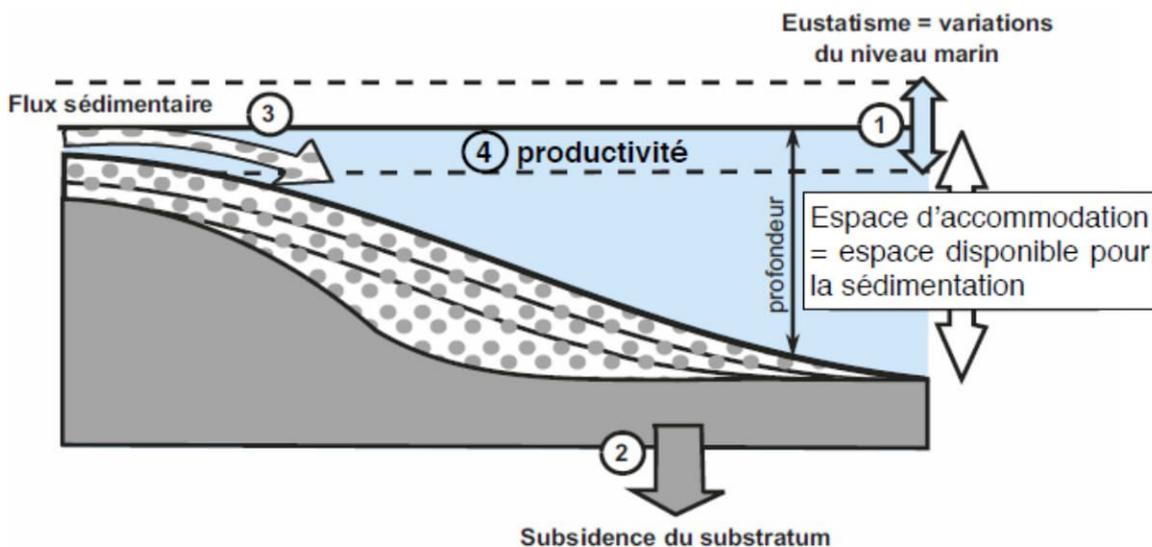
Si l'on envisage l'évolution des séquences au sein d'un corps sédimentaire, toujours par rapport à la paléoligne de rivage, il est possible de distinguer trois types de successions (Fig. au-dessous) :

- **des successions rétrogradantes** (rétrogradation) où les séquences sont en translation vers le domaine continental. Ces successions sont caractérisées généralement par un amincissement progressif et l'occurrence de plus en plus fréquente de faciès distaux ; ($A/S > 1$)
- **des successions progradantes** (progradation) où les séquences sont en translation vers le bassin. Ces successions sont caractérisées par un épaississement progressif et l'augmentation des faciès proximaux ; ($A/S < 1$)
- **des successions aggradantes** (aggradation) où les séquences sont en empilement vertical, en position relative déplacée soit vers le continent, soit vers le bassin ($A/S = 1$).



En conclusion

Un bassin sédimentaire correspond à l'espace d'accommodation (ou l'espace disponible pour la sédimentation) créée principalement par la subsidence (donc par la déformation de la lithosphère « la tectonique ») et secondairement par l'eustatisme (fluctuation du niveau marin de référence absolu), suivi d'un remplissage sédimentaire (flux sédimentaire).



2.4. Les causes géodynamiques principales de la subsidence

Actuellement, le terme de subsidence tend à être employé dans un sens beaucoup plus large désignant l'enfoncement progressif d'un bassin sédimentaire. Il est aussi utilisé pour désigner l'enfoncement progressif de la croûte océanique par refroidissement, par surcharge,

etc... La subsidence est donc le facteur géodynamique le plus important de l'évolution des bassins.

La subsidence ainsi définie possède des causes multiples dont les principales sont :

1. Une surcharge que ce soit celle d'une série sédimentaire, d'un grand volcan, d'une calotte glaciaire, d'un empilement de nappe de charriage, etc.

2. L'étirement de la lithosphère qui provoque un amincissement de la croûte et corrélativement la remontée du manteau supérieur asthénosphérique, plus dense dont l'isostasie provoquera ensuite l'affaissement, [amincissement compensé isostatiquement par approfondissement] (subsidence tectonique initiale).

3. Le refroidissement de la lithosphère qui augmente sa densité (subsidence thermique).

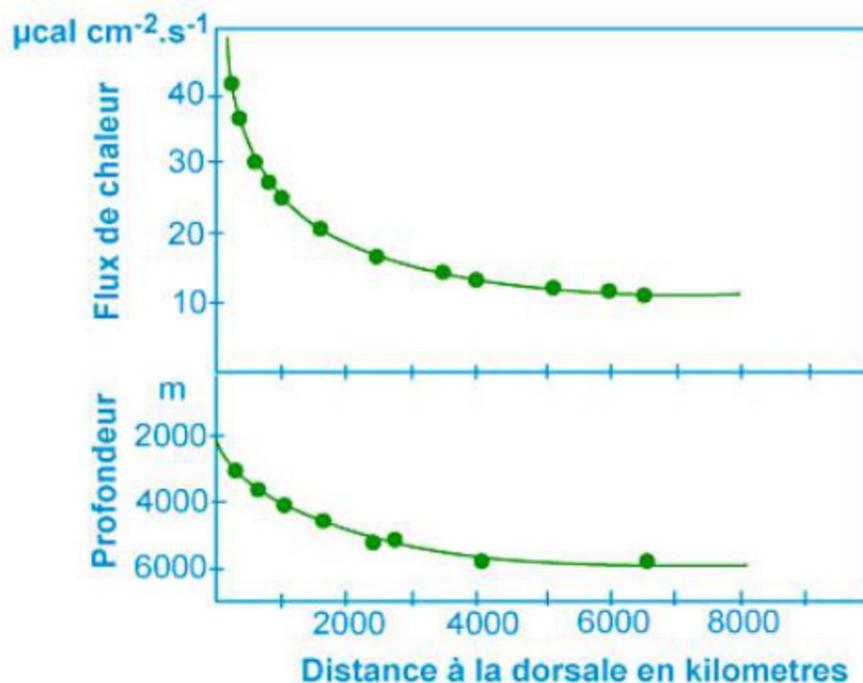
4. La flexion de la lithosphère vers le bas et son enfoncement forcé dans le cadre d'un processus tectonique de compression ou de distension (subsidence par flexion ou flexurale).

Dans les trois derniers cas, la pile des couches sédimentaires dans les bassins ainsi formés induit également une surcharge qui amplifie la subsidence (flexuration de la lithosphère sous le poids des sédiments).

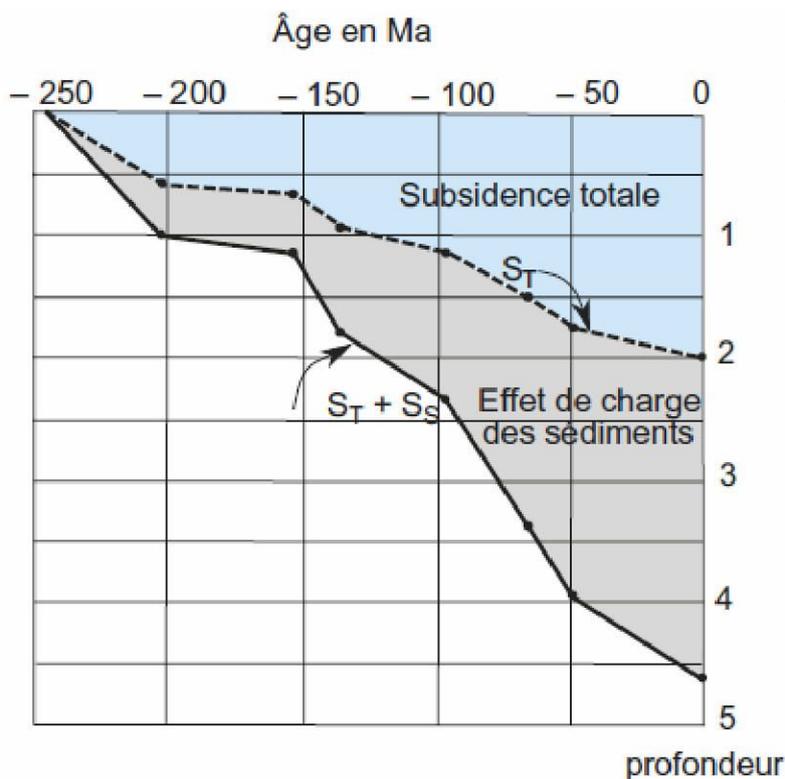
Subsidence totale = subsidence stricte + surcharge sédimentaire

Subsidence stricte = subsidence tectonique + subsidence thermique

Exemple de subsidence thermique :



Le plancher océanique s'enfonce à mesure qu'il s'éloigne de la dorsale

La surcharge sédimentaire :

La Subsidence totale = subsidence stricte (S_T) + surcharge sédimentaire (S_s)

S_s = surcharge des sédiments

S_T = subsidence tectonique et thermique

II. Présentation des bassins : définitions et classifications des bassins

1. Définitions

Les bassins sédimentaires se développent dans l'enveloppe la plus externe de la croûte, c'est-à-dire dans la partie supérieure de la lithosphère.

Définition géométrique : Les bassins sont définis comme des dépressions ou cuvettes (creux) de l'écorce terrestre où s'accumulent (ou se sont accumulés dans le passé) des sédiments qui tendent à combler les concavités. Les sédiments sont soit des particules solides arrachés aux reliefs avoisinants par l'érosion et transportés par divers agents avant d'être déposés (fleuves, deltas), soit des précipités biochimiques à partir des solutions héritées du lessivage des reliefs ou de solutions constitutives du milieu aquatique (lacs, mers, océans).

Cette notion géométrique de creux de l'écorce terrestre est essentielle : elle permet de définir :

- d'une part le réceptacle, ou contenant : c'est le **stratum** du bassin généralement appelé **socle** ;

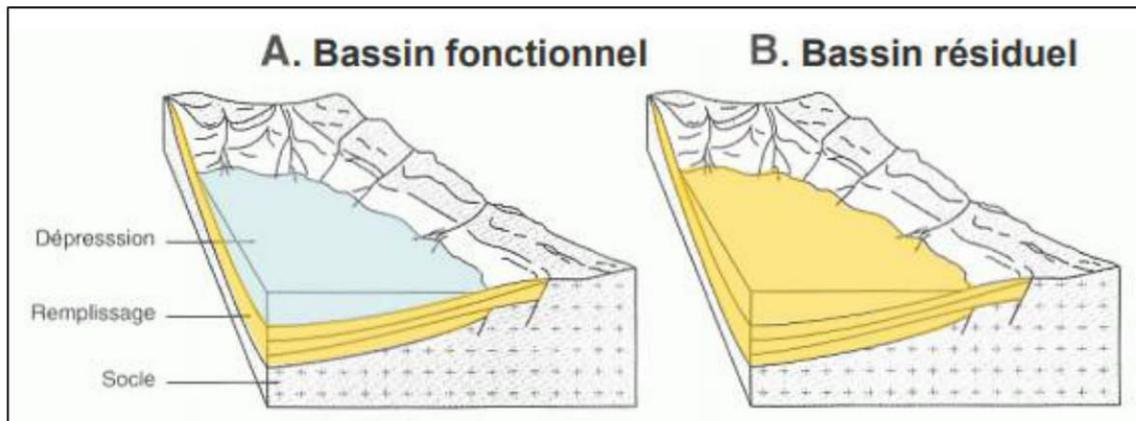
- d'autre part le remplissage, ou contenu : c'est l'accumulation de dépôts ou encore la **couverture sédimentaire** qui repose sur le socle.

Du point de vue dynamique, il s'agit d'un **système de dépôt actif** associant les déformations d'un **contenant** et la mouvance d'un **contenu**. Comme tout ensemble géologique, il est la résultante de **facteurs extérieurs** ; déformations de la lithosphère (**subsidence**), les variations eustatiques (**Eustatisme**) et de **facteurs internes** ; liés au contenu sédimentaire (**flux sédimentaire**).

Tout bassin se caractérise par ses paléogéographies successives et par son histoire ou cinématique. Il est indispensable donc de procéder à des études stratigraphiques, sédimentologiques et pétrographiques, d'une part, d'analyses structurales et reconstitutions géodynamiques, de l'autre. Ces études sont en étroite dépendance.

2. Diversité des bassins

L'examen du globe permet de visualiser cette notion de bassin par une approche actualiste. Il permet de distinguer de nombreux types de bassins en général remplis d'eau, différents par leur taille, leur géométrie, leur profondeur, leur environnement, leur milieu de sédimentation, leur position climatique et leur importance en apports sédimentaires.



A. Bassin fonctionnel, B. Bassin résiduel

A. Dépressions souvent remplies d'eau : *Sédimentation marine ou lacustre*

Les **bassins fonctionnels « actuels »**, tels que les lacs Est Africains, la mer Rouge ou la mer des Caraïbes ont chacun une histoire propre. Leur situation de bassin est le résultat d'une succession d'événements guidés par les mécanismes physiques et chimiques qui interviennent au cours du temps. Le bassin de l'Atlantique nord fonctionne depuis au moins 150 Ma ; celui de l'Atlantique sud depuis 100 Ma ; la méditerranée occidentale ou la mer Rouge sont beaucoup plus jeunes, initiées il y'a 25 Ma. Si certains bassins d'âges variés constituent des cuvettes

encore fonctionnelles, d'autres dépressions ne sont plus actives, même si géométriquement la forme de leur réceptacle dessine encore une cuvette. Il s'agit des **bassins résiduels**.

La forme actuelle de la cuvette peut aussi être héritée d'une histoire tectonique dont une partie importante a pu se dérouler après le fonctionnement du bassin : il s'agit de **bassins structuraux** comme les bassins sahariens (Bechar ou Tindouf, etc.) ou celui de Paris. Le remplissage des bassins dépend d'un certains nombres de facteurs internes et externes.

3. Classifications anciennes des bassins

Les bassins sédimentaires ont été classés par des auteurs de manières variées :

- un bassin était défini par son **environnement de dépôts**. Selon le type de remplissage, on parlait de **bassin lacustre** ou **bassin continental**, de **bassins marins**, de plateforme ou profond. Cette perspective descriptive du milieu de sédimentation, bien qu'elle est importante car elle conditionne le type de sédimentation, **elle est trop générale**.

- Une autre approche descriptive insistait sur le développement structural des bassins, dans un cycle entre deux orogénèses (déformations majeures) et les bassins étaient placés dans leur **cadre stratigraphique** et **tectonique**. On parlait de **bassins précambriens** (ex. : Hoggar), **paléozoïques** ou primaires (ex. : le bassin des Traras ou de l'Ougarta), **mésozoïques** (ex. : bassin de Paris, de l'Atlas saharien, des Traras), **cénozoïque** ou tertiaires (ex. : le bassin de la Tafna). C'était l'âge du fonctionnement principal du bassin qui était considéré. Cette perspective est encore un moyen facile de comparer des bassins.

Enfin les bassins sont décrits différemment selon qu'on adapte un point de vue sédimentologique, structural ou stratigraphique.

Parfois plusieurs bassins peuvent se superposer dans le temps. Certains bassins ont une histoire polyphasée « bassins surimposés » (ex : Les Traras des bassins hercyniens aux bassins néogènes).

Les bassins sédimentaires du Cycle Hercynien et du Cycle Alpin en Algérie nord et sud occidental donnent autant d'exemples des 3 grandes catégories de bassins. De plus, leurs états actuels montrent bien que ces bassins résultent de la succession et/ ou de la combinaison de contrôles d'évolution tectoniques, soit distensifs soit compressifs, soit coulissants.

Ces bassins inclus les grands bassins sahariens (bassins de Tindouf, de Timimoun, etc.), le bassin Hercynien des Traras, les bassins mésozoïques du domaine Tlemcenien, les fossés miocènes (bassins d'avant fosse sud tellien) liés à la chaîne alpine, les bassins des Monts des Ksour, etc.

4. Classification en fonction des mécanismes de subsidence

En fonction des mécanismes de subsidence qui sont à leur origine, les bassins sédimentaires peuvent être regroupés en trois grandes catégories : les **bassins d'étirement** dont l'évolution est surtout contrôlée par l'**amincissement lithosphérique [contrôle mécanique dominant (tectonique)]** ; les **bassins d'affaissement** dont l'évolution est surtout contrôlée par le refroidissement de la lithosphère (**contrôle thermique dominant**) ; les **bassins de flexuration** ou **bassins flexuraux**, dont l'évolution est surtout contrôlée par une torsion de la lithosphère sous contrainte (**contrôle mécanique dominant**).

De tels regroupements demeurent toutefois schématiques car dans la réalité l'évolution d'un bassin résulte le plus souvent de la succession ou de la combinaison des contrôles cités ci - avant, à savoir étirement - affaissement - flexuration.

En effet, dans un même complexe structural géodynamique -comme un complexe attaché à une subduction- les 3 catégories de bassin peuvent coexister. De même dans une même catégorie de bassin sont rangés divers bassins nés dans des complexes structuraux géodynamiques différents.

1. **Les bassins d'étirement** regroupent ainsi les **fossés d'effondrement** ou rifts, les fossés losangiques de décrochement ou en « *pull – apart* », les bassins d'arrière - arc, *les bassins de marge passive*.
2. **Les bassins d'affaissement** regroupent ainsi les bassins intracontinentaux (sur croûte continentale), *les bassins de marge passive* sur croûte continentale et intermédiaire, les bassins abyssaux sur croûte océanique.
3. **Les bassins de flexuration** regroupent ainsi les fosses de subduction océanique, les bassins d'avant - chaîne, etc.

Sommaire de cette classification en fonction de la subsidence

En fonction des causes principales de la subsidence, on peut classer les bassins sédimentaires en trois grandes catégories :

*a. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par l'amincissement lithosphérique (**Bassins d'étirement**). Ce sont les **fossés d'effondrement** quel que soit le mode d'étirement de la lithosphère (rifts, bassins en pull-apart et bassins des couloirs décrochant).*

b. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par le refroidissement de la lithosphère que celle-ci soit continentale (bassins intracontinentaux proprement dits),

océanique (bassins océaniques ou plaines abyssales), ou de la transition continent-océan (marges divergentes).

*c. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par la flexion de la lithosphère (**bassins flexuraux**), que celle-ci soit océanique (bassins liés à la subduction) ou continentale (bassins d'avant chaîne ; bassins liés à la collision).*

Dans la réalité, l'évolution d'un bassin donné procède le plus souvent d'une combinaison ou d'une succession de ces facteurs, par exemple étirement et refroidissement etc.

5. Classification adoptée pour l'étude des bassins : classification génétique basée sur le principe de la tectonique des plaques)

Dans ce qui va suivre, une **classification génétique** basée sur la **tectonique globale** sera considérée (sans renoncer aux approches descriptives précédentes utiles et complémentaires). La tectonique des plaques nous apporte un cadre global qui permet une vision d'ensemble logique de l'évolution des bassins sédimentaires.

La cinématique des plaques permet donc de situer dans l'espace et dans le temps les principaux types de bassins. La diversité de ces bassins sédimentaires est liée à :

- 1. La position des bassins**
 - Frontière de plaques
 - Intraplaques
- 2. Leur contexte géodynamique**
 - Divergent
 - Convergent
 - Coulissant
- 3. La nature de la lithosphère**
 - Continentale
 - Océanique
 - Transition continent-océan

Cette vision génétique a permis de distinguer :

- Les bassins situés à l'intérieur des plaques sur une lithosphère relativement rigide et amincie, appelés **bassins intraplaques**, essentiellement marqués par *l'extension*.
- Les bassins localisés aux frontières des plaques, soit au droit d'une lithosphère amincie, soit plus complexe et souvent associés à des chaînes de montagne où *extension-compression-coulissage* vont intervenir de pair ou successivement, appelés **bassins péri plaques**.

III. Genèse et remplissage des bassins sédimentaires : Mécanismes de déformation et organisations de dépôts

En suivant les grandes lignes définies par différents auteurs *Bally et Snelson (1980)*, *Perrodon (1988)*, *Debelmas et Mascle (1991)* ; *Boillot, (1996)* ; *Biju-Duval (1999)*, on distingue :

A. Les bassins intraplaques

1. **Les bassins continentaux ou crâtoniques et épicontinentaux** (Bassins sédimentaires ss ou proprement dits) qui intéressent de larges surfaces à croûte continentale. On parle souvent de bassins de **plateforme stable** ou encore de **bassins intracratoniques (fig. 1)** ou encore « **Bassins intracontinentaux** ». Ce sont des bassins relativement stables et surtout de longue durée. La **dimension** est en général considérable, la surface du bassin possède une forme généralement ovale ou arrondie et peut atteindre le million de km². En aucun cas la profondeur d'eau n'a été importante.

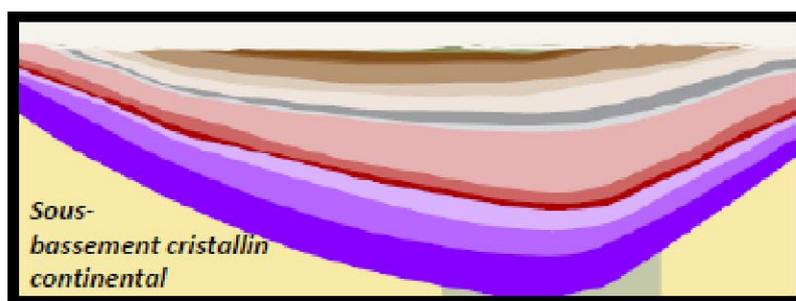


Fig. 1 : Bassin intracratonique

Du point de vue géotectonique, ils se situent dans un domaine de croûte continentale plus ou moins amincie et fréquemment à l'emplacement d'un ancien rift. **Le flux thermique** apparaît moyen à faible. Le régime tectonique général demeure en tension (Le régime de contrainte est en distension), avec de fréquents accidents coulissants (transtension).

La subsidence intraplaque est **thermique et gravitaire**, ce phénomène de **subsidence est lent et progressif**. Elle présente des valeurs moyennes de l'ordre de **10 à 50 m/Ma** jusqu'à l'arrêt (sa nullité), ou jusqu'à l'inversion et peut se poursuivre pendant **100 à 200 Ma**. Cette subsidence affecte des surfaces arrondies ou elliptiques qui peuvent dépasser le million de km². Le régime de contrainte en tension donne quelques compartiments faillés.

Du point de vue sédimentation, les séries se présentent relativement homogènes et continues avec de fréquents arrêts de sédimentation. Sur ce vaste et stable domaine, les dépôts sont généralement peu profonds.

Il y'a continuité géologique entre le bassin et les bordures ce qui signifie qu'il y'a eu continuité de la sédimentation, seule l'épaisseur du dépôt est différente. Le maximum de dépôt

dans un bassin donné se trouve toujours au même endroit pour les différentes couches géologiques c'est-à-dire que le maximum d'épaissement reste au voisinage du même axe pendant toute l'évolution, c'est le point où l'enfoncement est le plus important. Le rapport profondeur/diamètre est de l'ordre de 1/50 à 1/150 [Épaisseur du dépôt/Diamètre du bassin].

Les formations carbonatées bien représentées peuvent délimiter en période de transgression de vastes surfaces confinées à séries organiques. Les variations eustatiques jouent un rôle important. En période aride, ces bassins présentent une paléogéographie en auréole avec des « dépôts de sel gemmes » au centre, entourés de franges (bandes) successives d'anhydrites, de carbonates, d'édifices récifaux et d'argiles.

Exemples actuels : Bassin du Tchad, etc. Exemples anciens : les grands bassins sahariens (bassin de Tindouf, de Reggane, etc.), bassin parisien, etc.

Exemple du bassin de Reggane :

Il est limité au nord par la bordure méridionale de la chaîne de l'Ougarta, qui le sépare de la cuvette de Sbâa, à l'ouest par l'ensellement de Krettamia-Bou Bernous, à l'est par l'ensellement d'Azzel Matti et au sud par le massif cristallin des Eglab (fig. 2a). Le bassin couvre une superficie de 140 000 km².

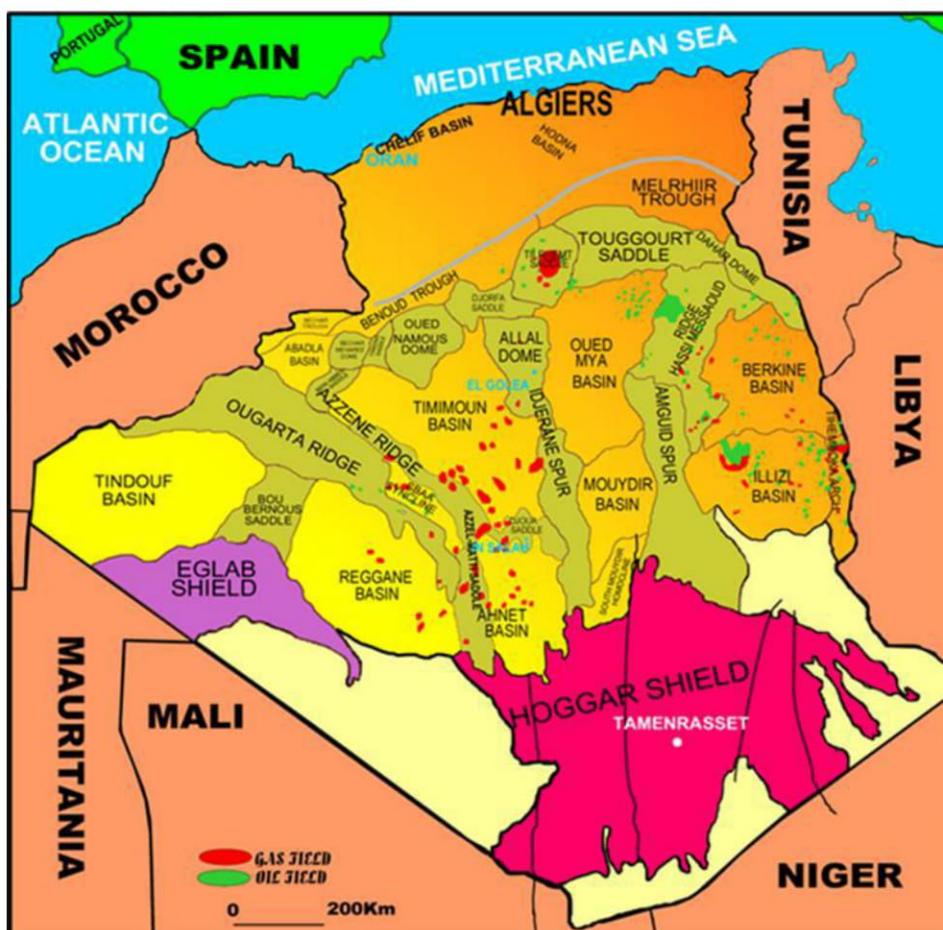


Fig. 2 a : Carte de situation des bassins sédimentaires de la Plate-forme Saharienne

Sur le plan géologique, le bassin péricratonique de Reggane est situé dans la bordure orientale du craton ouest-africain, entre ce dernier et un domaine dit panafricain situé plus à l'est. La juxtaposition de ces deux domaines est le résultat d'une collision (600 Ma) consécutive de la fermeture d'un paléo-océan d'âge protérozoïque.

Cet événement est connu à l'échelle du nord-ouest de l'Afrique sous le nom de Panafricain. Cette synclise, qui présente un profil transversal dissymétrique (fig. 2b & 2c), est bordée au nord par les chaînes plissées de l'arc Ougartien, à l'ouest et au sud par le bouclier Reguibat.

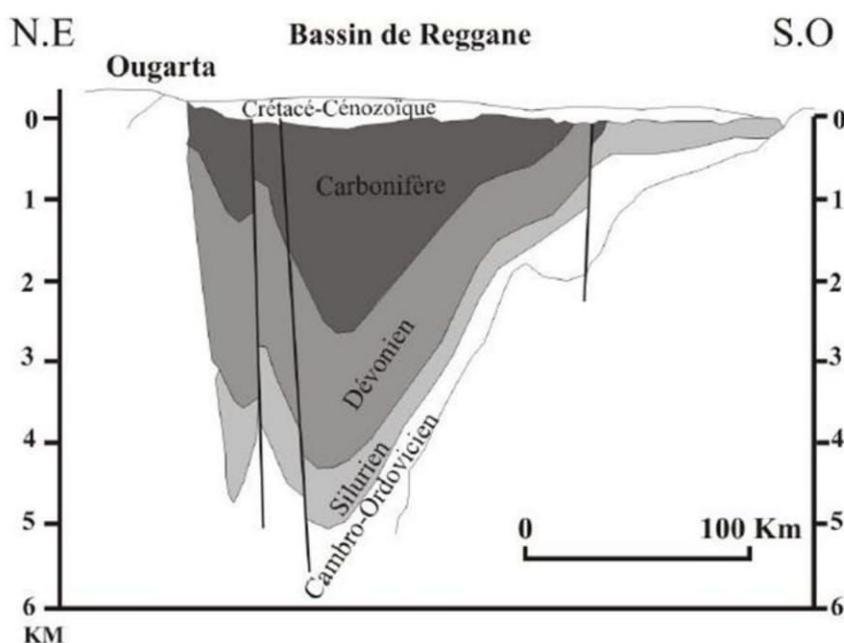


Fig. 2b : Coupe du bassin de Reggane

Son flanc oriental est très structuré, étroit et renferme des anticlinoriums recelant des structures compartimentées par des failles directionnelles et transversales, de géométrie complexe. Son flanc occidental se présente comme un monoclin à pendage doux. La dépression de Reggane est caractérisée par une histoire tectonique polyphasée et une importante subsidence qui a permis le dépôt de plus de 6 000 m de sédiments paléozoïques dans sa zone axiale. Dans sa partie supérieure cette série paléozoïque présente souvent des niveaux doléritiques. Par ailleurs, des pressions anormalement élevées ont été souvent rencontrées dans les réservoirs pétroliers du Dévonien inférieur. Les réservoirs du Dévonien représentent le principal objectif de la région, avec une extension à l'intérieur du bassin relativement régulière.

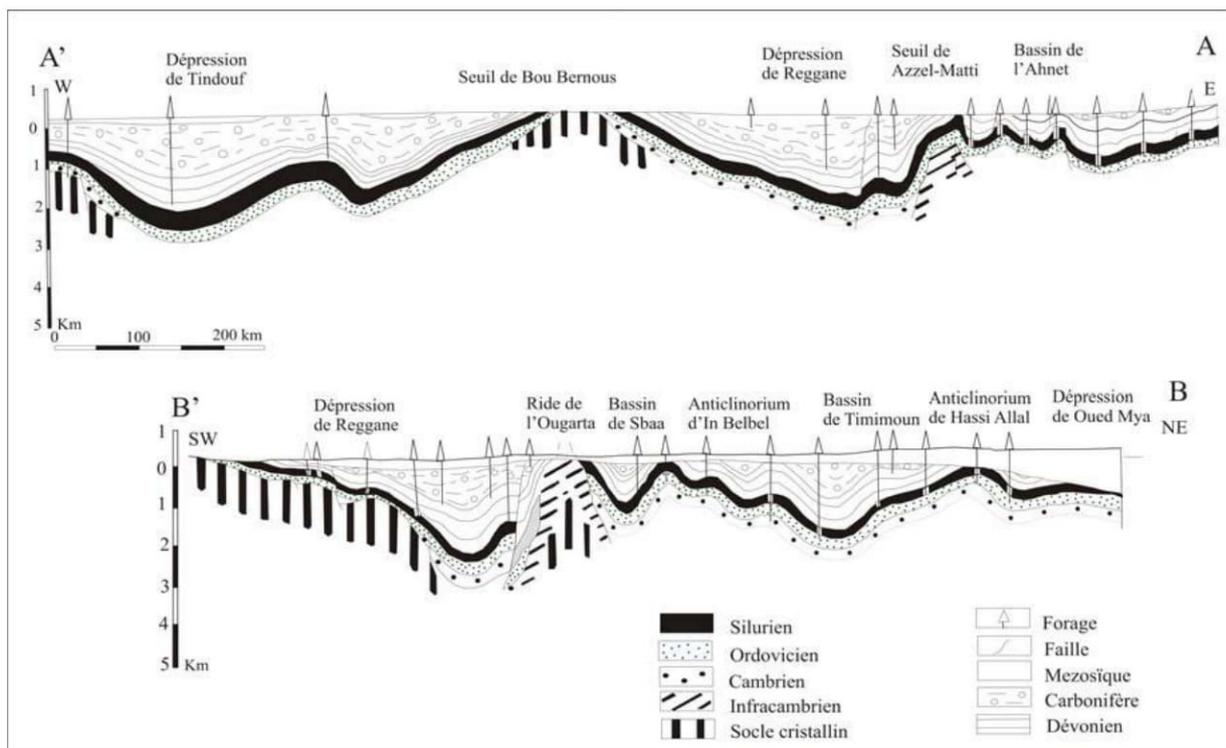
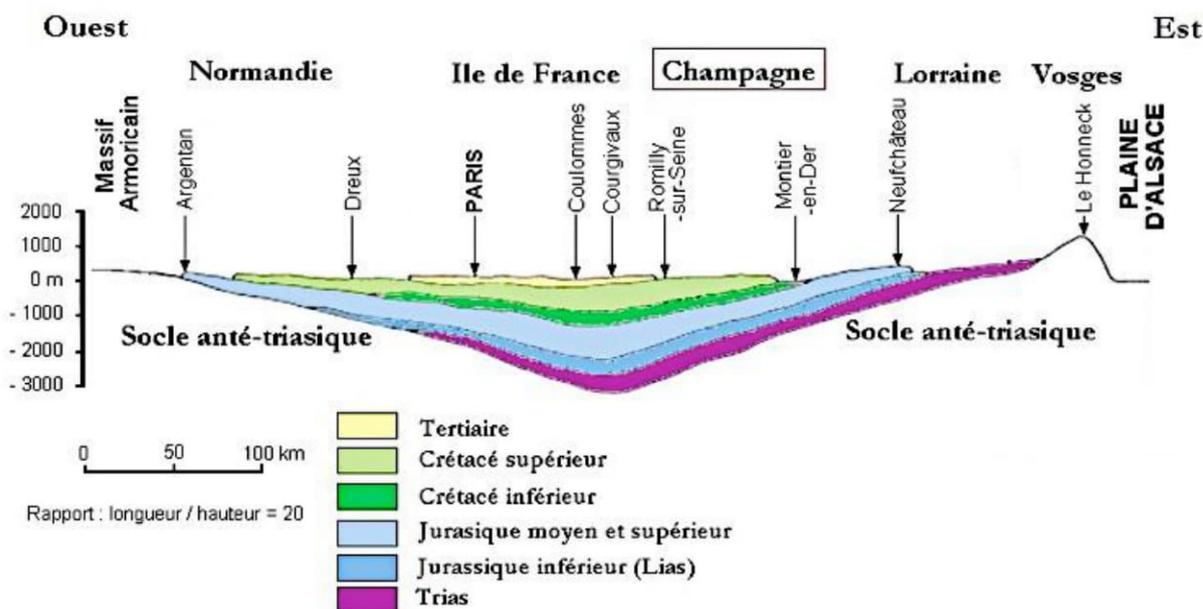


Fig. 2c : Coupes traversant les Grands bassins sahariens (voir carte de situation)

Exemple : Bassin de Paris : il s'agit d'un ancien bassin amorcé au Permien (fig. 2d). Il contient environ 2500m de couches secondaires et tertiaires en son centre, contre quelques centaines en périphérie. La subsidence a été irrégulière, elle a été plus importante à la fin du Jurassique et à la fin du Crétacé entraînant des régressions et même des émergences. Il faut noter que les transgressions ne sont pas toujours à associer à des affaissements du socle, la transgression du Crétacé supérieur est due à une élévation du niveau de la mer.



La formation du bassin parisien ferait suite à la formation d'un fossé d'effondrement lors de la dislocation de la Pangée suivie de dépôts de 500 à 1000 m de sédiments permien. Après ce rift au Permien, la détumescence thermique a entraîné la formation d'une vaste zone déprimée où s'installe la subsidence mésozoïque.

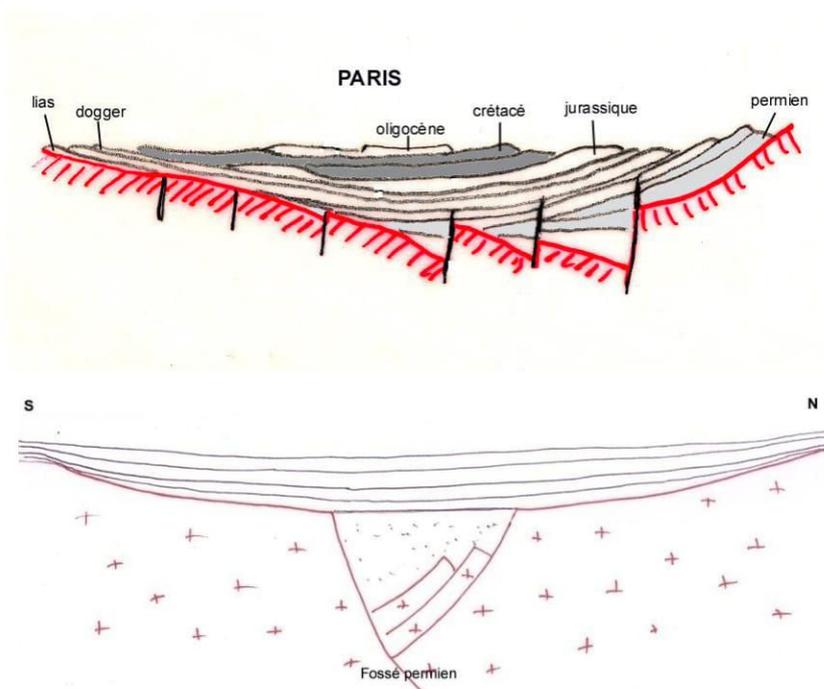


Fig. 2d : Fossés permien sous le bassin de Paris (d'après les résultats de forages).

2. Les bassins de type rift, ou « **rifts continentaux** » ou « **grabens continentaux** » ou « **aulacogènes** » (figure 3) : ces bassins sont généralement de forme étroite et allongée (leur extension est linéaire et limitée), souvent dissymétriques. Ils prennent naissance sur une zone où la croûte continentale subit un étirement et un amincissement important par conséquent. Un rift continental se forme généralement dans une zone d'hétérogénéité profonde, notamment aux extrémités de grands décrochements crustaux. Ils représentent un stade précoce de distension continentale, ayant ou non conduit à la formation d'un domaine océanique.

En géophysique (données de Bouguer) on a une nette anomalie positive, puisqu'il y'a remontée basaltique par amincissement lithosphérique. Ces bassins sont caractérisés par un gradient géothermique élevé.

On note aussi que la subsidence à l'origine est rapide [Si (tectonique initiale) **200 à 400 m/Ma**], puis elle décroît progressivement lorsque le relais est assuré par la subsidence thermique.

Du point de vue géotectonique, le régime de contrainte en tension se traduit par une structure classique en horsts et grabens limitée par des failles normales qui assurent par le jeu de blocs basculés l'essentiel de la distension (fig.3a). Ces bassins peuvent se former aussi aux extrémités de grands décrochements, par transtension (voir plus loin).

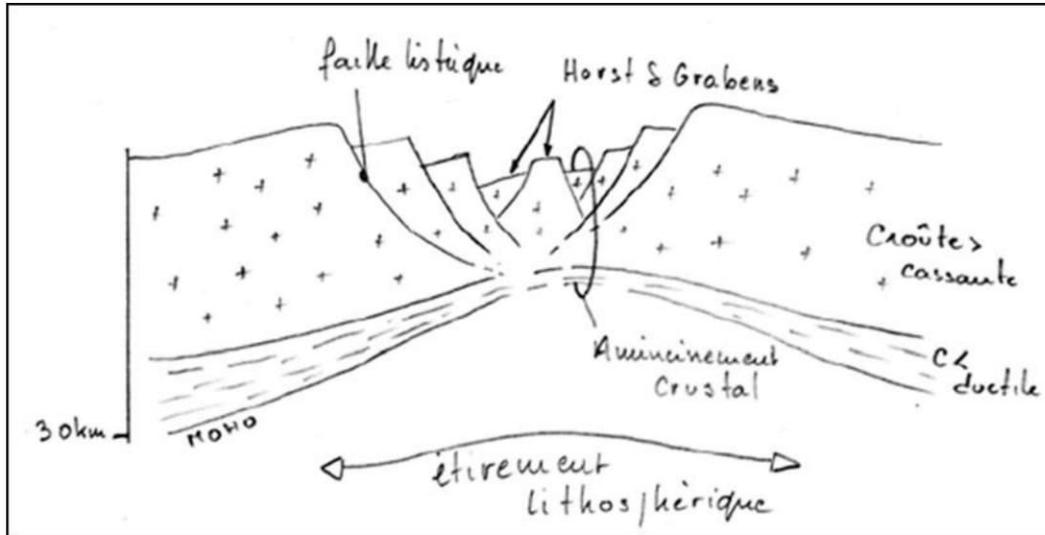


Fig. 3a : structure d'un rift continental

Du point de vue géodynamique, on note généralement la formation de **failles synthétiques** dans la phase de naissance de rift et de **failles antithétiques** dans la phase **proximale**. Ces accidents s'estampent (ou se façonnent) progressivement durant le comblement du bassin par les sédiments post rifts (fig. 3b & 3c), à la suite de l'arrêt de la subsidence tectonique qui est relayée par les processus thermique (subsidence thermique) et gravitaire (subsidence par surcharge).

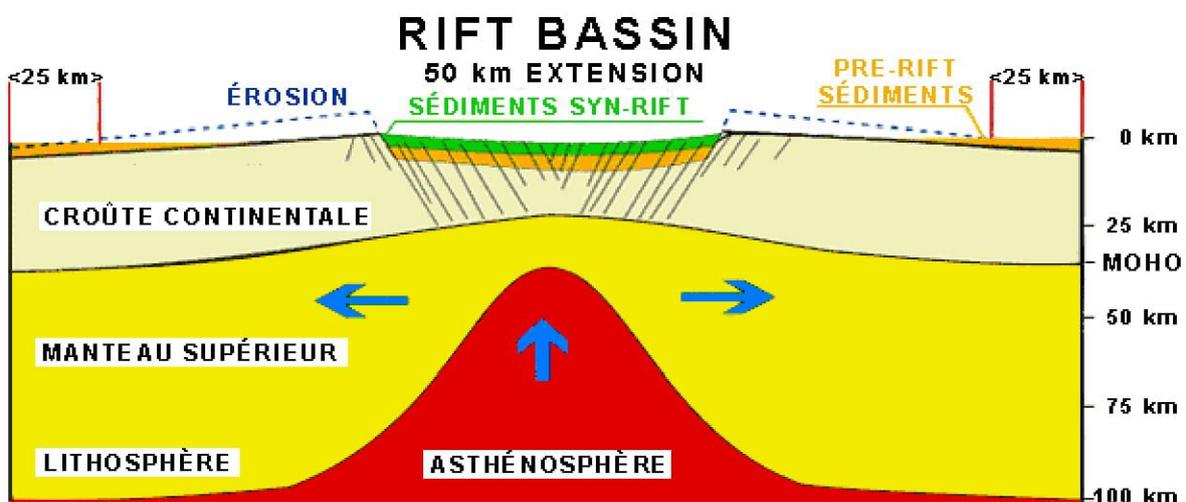


Fig. 3b : bassin de type « Rift » dans son contexte

Du point de vue sédimentation : la phase initiale de rifting à subsidence rapide se traduit par un approfondissement et souvent par un confinement du milieu de dépôt lacustre ou marin (dépôts syn rift) (fig.3c). Le rift se comble ensuite par des sédiments mal classés et diachrones* (Fait pour une couche gardant un faciès constant d'avoir des âges différents selon les lieux, ou âge de plus en plus jeune dans le sens de la transgression pour un faciès constant dans une couche).

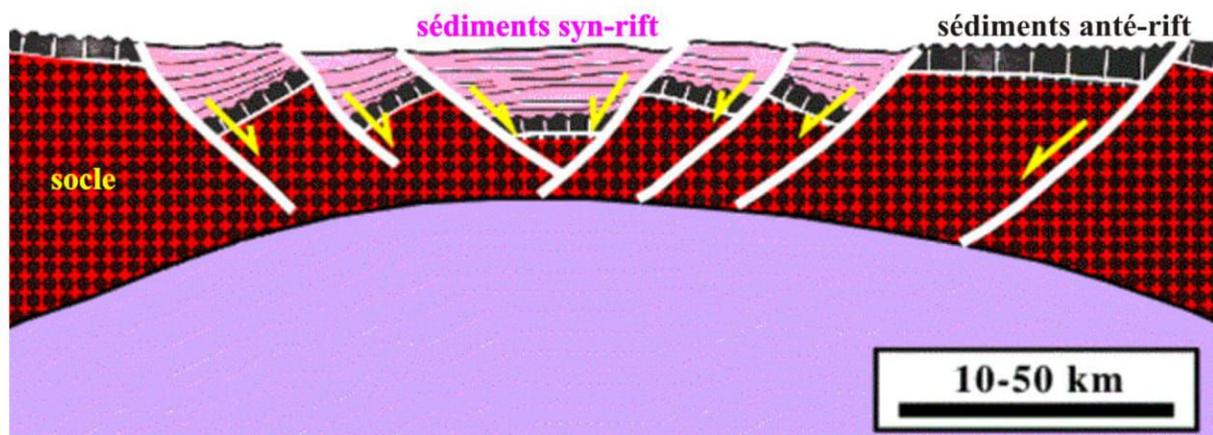


Fig. 3c : bassin de type « Rift » (détail)

Les vitesses de sédimentation sont élevées au moins pendant une période relativement courte, de l'ordre d'une dizaine de million d'années (10Ma), plus particulièrement durant la dernière phase de rifting (séquence klüpfelienne d'âge Toarcien dans les monts des Ksour).

Il faut noter que le volcanisme est de type **alcalin** précoce.

Exemples actuels : rifts est-africains, fossé rhénan, mer Rouge. Exemples anciens : fossé d'alsace, Atlas Saharien, aulacogènes russes, etc.

Les rifts continentaux font partie **des fossés d'effondrement** (subsidence rapide associée à un enfoncement rapide du bassin, dû aux jeux de failles normales).

➤ Les Aulacogènes

Les aulacogènes sont des bassins sédimentaires très profonds (10km) de forme allongée. Ils se forment souvent à partir d'un des trois rifts qui se développent autour d'un point triple. De tels aulacogènes se trouvent de part et d'autre de l'Atlantique. Ils coïncident avec l'embouchure des grands fleuves et les provinces riches en hydrocarbures. A l'intérieur du continent nord-américain, d'autres aulacogènes (Bassin d'Anadarko, Southern Oklahoma aulacogen) se trouvent sur l'ancienne marge de l'Amérique du Nord.

➤ **Les accidents coulissants** en domaine continental, engendrent des bassins de forme losangique ou triangulaire souvent appelés rhombo-graben (fig. 4a), avec ou sans amincissement crustal, présentant d'étroites analogies avec les rifts plus classiques : Exemple les bassins des Ksour, bassins développés sur cisaillement simple EW senestre à partir du Toarcien (fig. 4b).

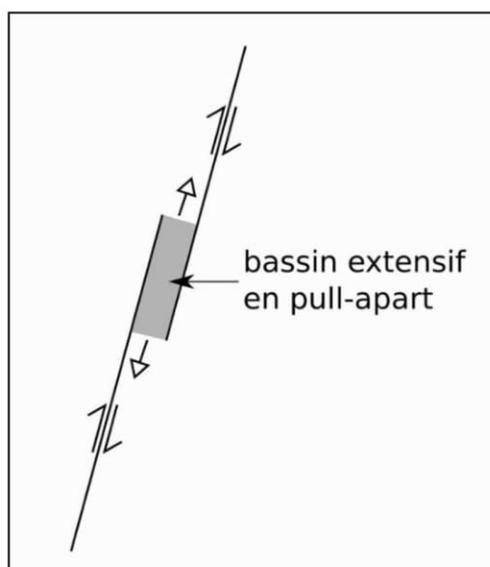


Fig. 4 a : bassin décrochant type « pull apart »
Les accidents sont transcurrents

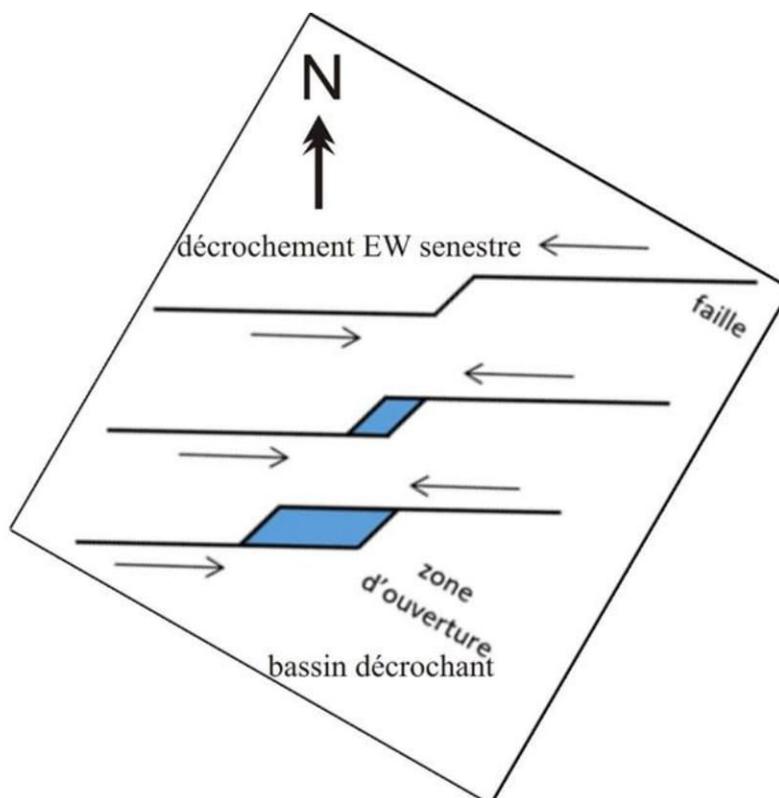


Fig. 4b : bassin décrochant (en pull apart) développé dans une zone de cisaillement EW senestre à partir du Toarcien dans la région des monts des Ksour (Atlas saharien occidental)

3. Les bassins de marges continentales passives ou divergentes :

Si les forces de tension des rifts continentaux persistent et poursuivent leur action, le rift s'étire jusqu'à l'ouverture et l'apparition d'un plancher océanique (croûte océanique) et les bordures continentales de part et d'autre de la rupture ont été étirées et amincies pour donner **les marges (figure 5)**. Donc ces marges sont issues de l'ouverture océanique poursuivant le *rifting*. Elles constituent des bassins linéaires et segmentés dont la largeur peut varier selon la structure initiale et le flux de sédiments. Ils sont alignés sur le pourtour des océans atlantique et indien par exemple, c'est-à-dire allongés parallèlement aux grands océans. Ils sont caractérisés par la succession de deux phases : **stade rift** et stade **post rift**. Les flux thermiques sont élevés au cours du rifting et décroissent progressivement. La subsidence (S_i) de nature tectonique est rapide au départ puis devient thermique et gravitaire donc elle décroît (**40 à 60m/Ma**).

La sédimentation devient marine dès l'ouverture océanique puis elle passe à des dépôts progradants qui sont caractérisés par une vitesse de sédimentation élevée indépendante de la subsidence thermique. L'accumulation de ces dépôts progradants peut provoquer des glissements en masse de type **olistostrome** sur de grandes surfaces.

La morphologie de la marge continentale commande les caractéristiques du bassin :

- une marge étroite, ou maigre, la structure de ces marges est plus lisible du fait de la moindre épaisseur des sédiments,
- une marge nourrie, ou grasse est moins lisible, d'autant que la présence de barrière peut augmenter localement la hauteur des sédiments (plus épaisse).

Exemples actuels (mais à fonctionnement ancien) ; marge armoricaine, américaine, marges africaines (avec ou sans deltas), etc. Exemples anciens : marge alpine, marges des cordillères américaines (repris dans les orogènes ultérieures), etc.

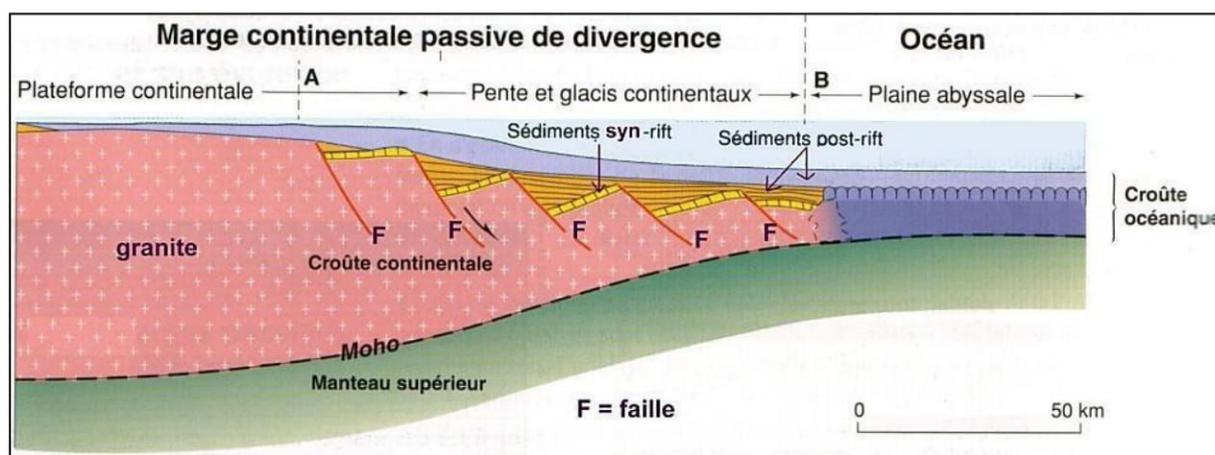


Fig. 5 a : structure d'une marge passive

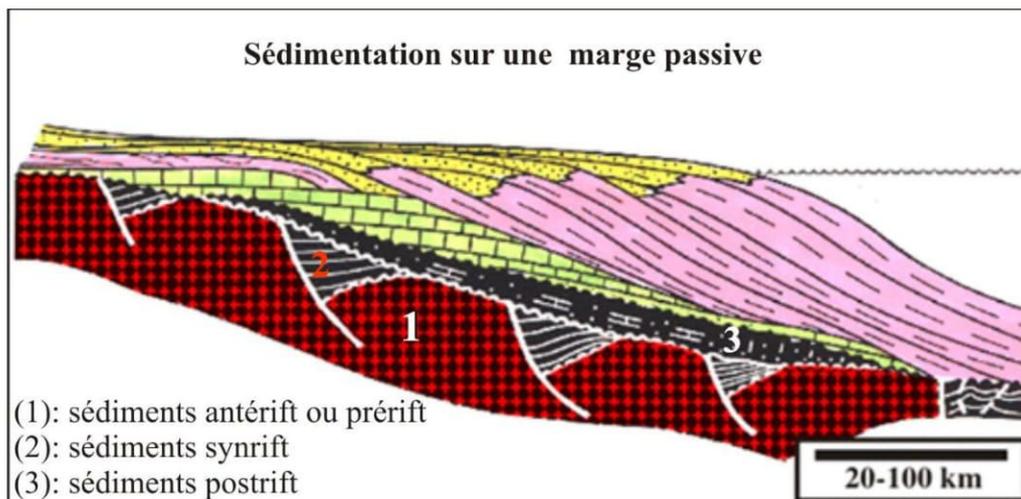


Fig. 5 b : Bassin type « Marge passive »

4. Les grands bassins océaniques

Sont des aires d'extension souvent considérables. Ils se développent sur une croûte océanique mince. Ils sont l'évolution logique d'un rift continental à l'océanisation (figure 6). Ce sont typiquement les plaines abyssales et sont généralement profonds. La subsidence thermique (refroidissement de la lithosphère) et la gravité (charge des sédiments, des basaltes et de l'eau), contribuent au développement du bassin. Ils sont caractérisés par une faible couverture sédimentaire, le plus souvent inférieur à 1000 mètres et ayant un environnement de dépôts profonds (ex. Océan pacifique, Océan indien, etc.). Le remplissage sédimentaire est réduit en raison de l'éloignement des sources d'apports terrigènes (exception des systèmes turbiditiques puissants). Les cuvettes océaniques sont séparées en deux sous-bassins de part et d'autre de la dorsale. La nature des sédiments est biogéniques planctoniques (carbonatés ou siliceuses) et argiles profondes.

L'ensemble de ces bassins correspond à des bassins établis sur une lithosphère amincie (très peu pour les premiers et de plus en plus ensuite) (figure 6).

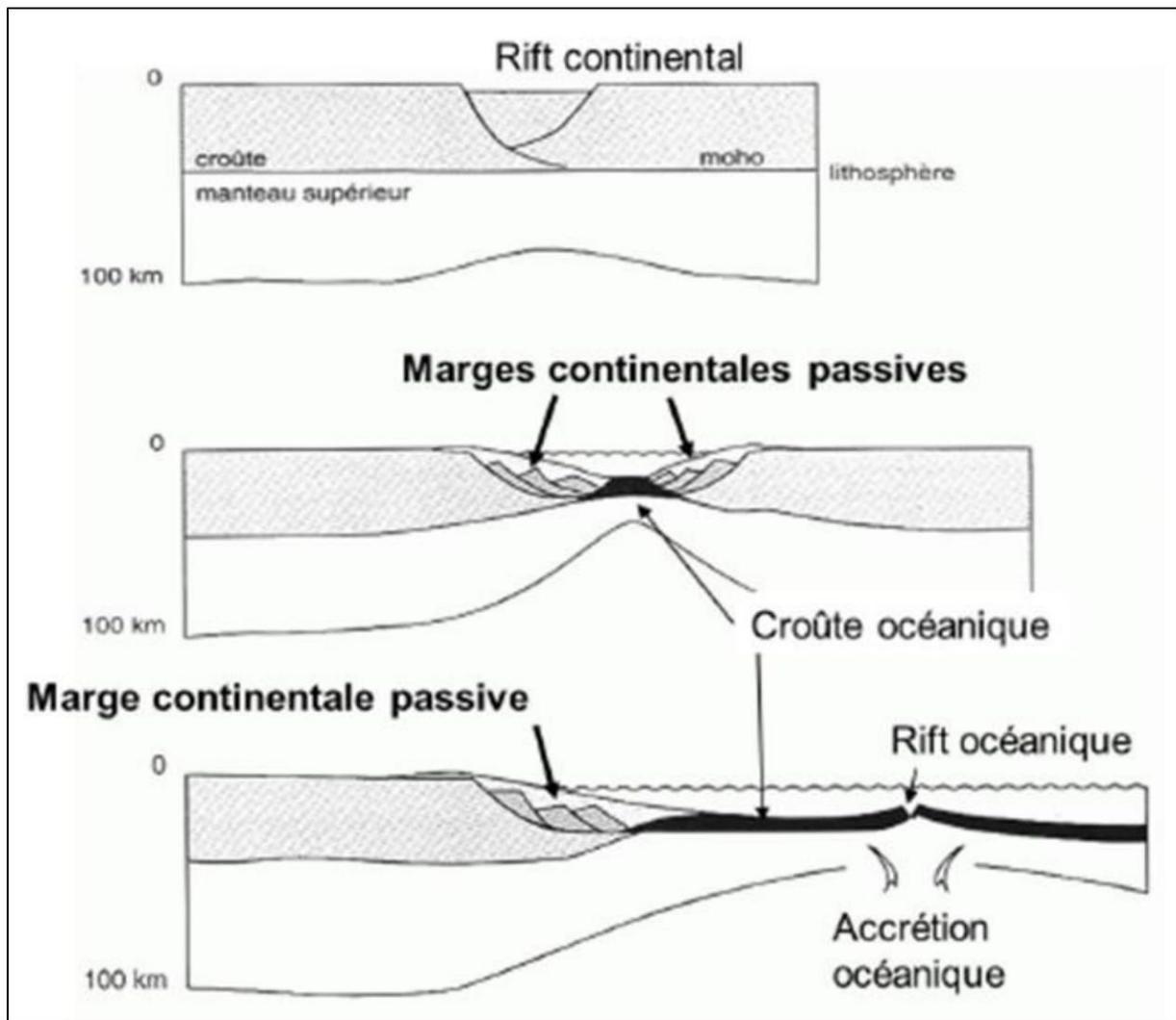


Fig. 6 : Evolution de la lithosphère en fonction des types de bassins intraplaques rift - marge passive – bassin océanique

Une deuxième catégorie de bassins se range dans celle des bassins établis sur une lithosphère épaissie rigide ou non (fig. 7a et b) : les bassins périplaque.

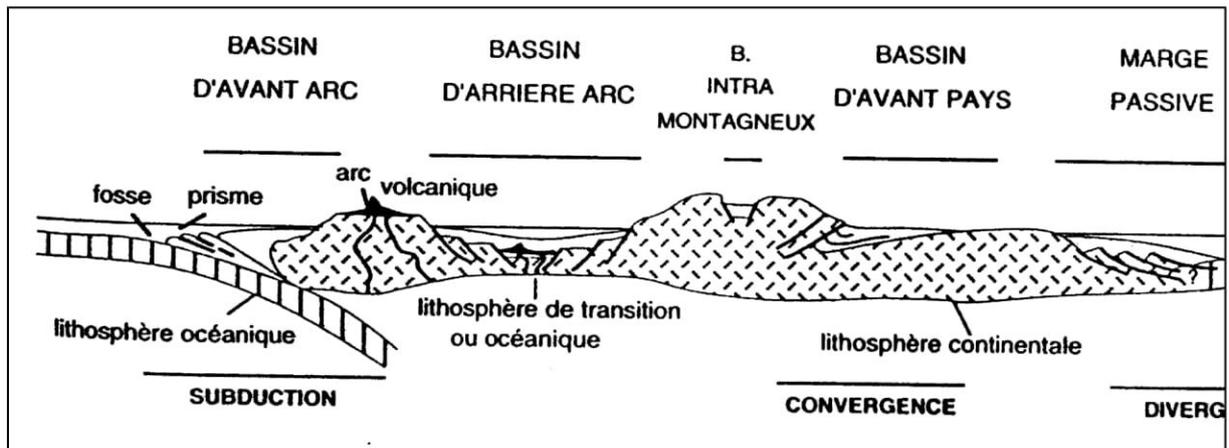


Fig. 7a : Les différents types de bassins sédimentaires en fonction du contexte géodynamique convergent

B. Les bassins péricratoniques (bassins de marges actives et d'avant-pays) (domaine périplaque) :

Les bassins de cette deuxième filière (bassins péricratoniques) sont instables et éphémères. Ce second scénario d'évolution des bassins pourra donner :

- **En zone transformante** : des « bassins de cisaillement » ou de type « pull-apart ».
- **Bassin en « pull apart » (fig. 8)**

Idealized model of a pull-apart basin as a result of a transform fault. Arrows indicate motion along each fault segment.

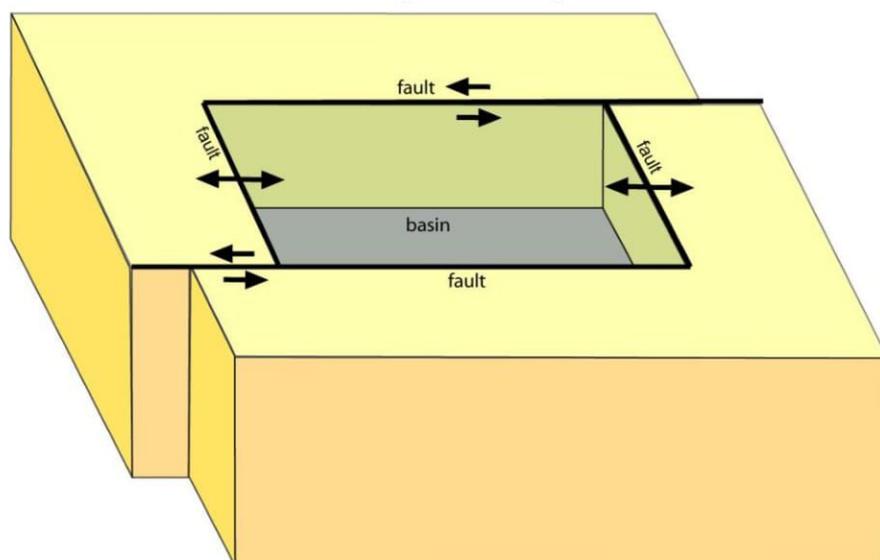


Fig. 8 : Bassin de type « Pull apart »
Dans ce cas les accidents sont transformants (bassins liés à la transtension)

Ce sont des bassins losangiques ou rhombochasmes, où l'allongement a eu lieu dans le sens de l'étirement (**comparaison avec le tiroir d'une commode que l'on ouvre**). Ce sont des bassins associés au jeu de failles coulissantes dans les zones créant de la **transtension**. Certains bassins peuvent même communiquer entre eux.

Exemple de la **mer Morte** et du **golfe d'Akaba** dans la faille du Levant (figure 9), les zones de **transpression** associées donnant les montagnes du Liban. **La faille du Levant** est une transformante séparant l'Arabie qui monte plus rapidement vers le N que le Sinaï (lié à l'Afrique). La faille d'Arménie est l'aboutissement au N de cette faille du Levant et met en relation une zone en transtension et une zone en transpression (golfe de Suez et montagnes d'Arménie).

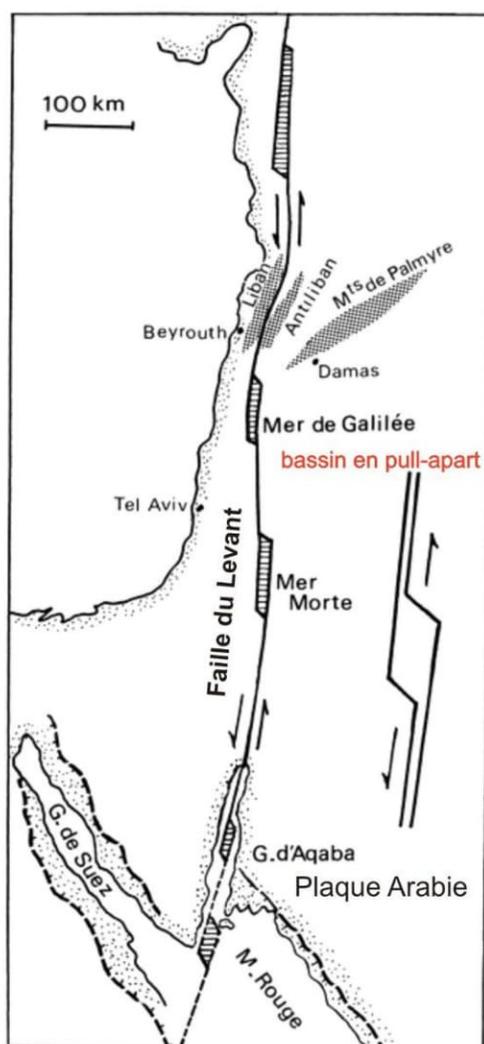


fig. 9 : Bassins en Pull Apart
Golfe d'Akaba, Mer Morte et Mer de Galilée

Le golfe d'Akaba est la réunion de trois bassins losangiques en Pull Apart.

➤ **En zone de convergence** : les bassins de zones de subduction et de collision. Ces bassins se développent dans deux contextes de convergence, celui des marges actives avec subduction et celui des zones de collision --continent-continent--.

❖ **Les bassins de marges actives** (fig. 7a et b) : ces bassins sont liés aux zones de subduction, ils sont des bassins du système **d'arc insulaire**, caractérisés par une cinématique compressive (**bassins d'avant arc** et **bassins d'arrière arc**).

❖ **Les bassins associés à la collision** (fig. 7a et b), ce sont des bassins qui se développent dans des régions où le raccourcissement de la croûte est contrôlé par des forces horizontales.

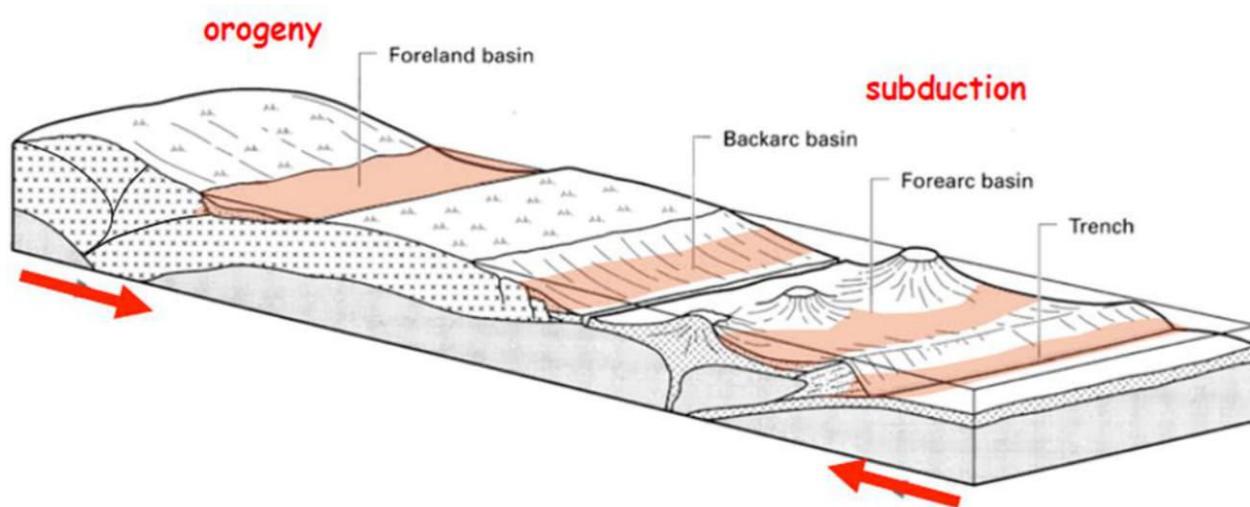


Fig. 7b : Les bassins en zone de convergence

A. Les bassins associés à la collision (fig. 7a et b)

- Certains bassins s'organisent sur la plaque chevauchante, ce sont les bassins d'**arrière-pays** (*hinterland*), *d'arrière chaîne* ou encore *intra-montagneux*

- D'autres sur la plaque chevauchée (figure 10), ce sont les **bassins d'avant pays** (*foreland basin*) ou les bassins **d'avant fosse** (*foredeep*) ou encore *bassins d'avant chaîne* exemple les Bassins molassiques Suisses ou le fossé miocène (ou bassin d'avant fosse) du tell algérien.

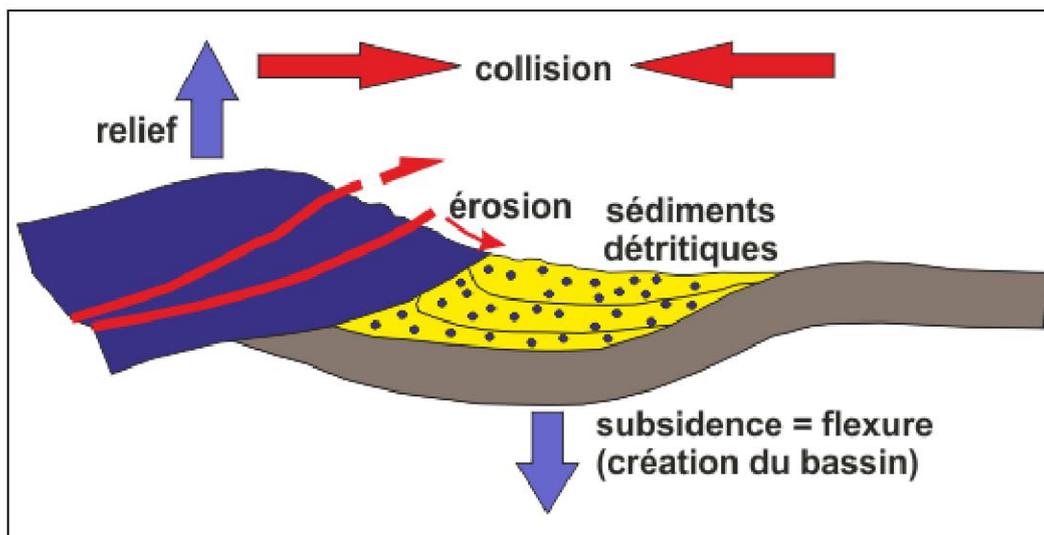


Fig. 10 : Bassin lié à la collision ; bassin flexural type : « avant fosse ou avant pays »

Dans les **bassins d'avant-pays** (*foreland basin*) ou **Bassins d'avant chaîne** la déformation se développe au front de chevauchement des nappes actives, celles-ci créent une surcharge qui engendre une flexure de lithosphère qui se propage dans la direction de déplacement des nappes, on les appelle aussi les « **bassins flexuraux** ».

Lorsque les sédiments s'accumulent au front de la déformation, le bassin correspond à un **bassin d'avant pays** (*d'avant fosse ou d'avant chaîne*). Si par contre la déformation se propage sous le bassin, le bassin actif peut alors se trouver sur les nappes ; ce sont les bassins en « *piggy-back* », ou « **bassins transportés** » c'est-à-dire une partie du complexe sédimentaire se développe sur le dos de chevauchements actifs.

Les bassins d'arrière-pays ou d'arrière chaîne ou bassins de ceintures plissées parfois appelés **épisturaux ou intra-montagneux**, sont souvent d'anciens bassins arrière-arc, qui se développent dans les zones montagneuses créées du rapprochement et de la collision des plaques. Leur taille est généralement limitée (ex. : bassins intérieurs turcs et iraniens)

Exemple : les Bassins molassiques (fig. 10).

Ce sont des bassins qui se *forment en périphérie de chaînes de montagnes* par exemple suite à un mouvement de flexure de la croûte continentale et qui sont ensuite occupés par des sédiments d'érosion de ces chaînes de montagnes, ce sont les bassins d'avant fosse ou d'avant chaîne.

Pétrographie des molasses. Ce sont des roches sédimentaires détritiques à grains fins (grés) avec une proportion significative de grains de quartz qui sont abrasifs. Le liant qui les unit est tendre (**souvent un ciment calcaire**) ce qui fait que ces roches ne peuvent pas être polies et servent à la fabrication de meules.

Si le ciment est argileux ce sont des **grauwackes**.

Ils sont différents **des flyschs** (qui peuvent être pris au niveau de l'échantillon pour des molasses). Les molasses et les flyschs se distinguent par **leurs origines géodynamiques**, les flyschs étant des dépôts **syn-tectoniques** (exemple du flysch du Dévonien des Monts des Traras).

Les molasses sont post-tectoniques donc en avant de la chaîne de montagnes. On trouve en partie méridionale de l'Atlas saharien occidental, à la bordure sud de l'Accident sud Atlasique des molasses prises dans des flexures causées par l'orogénèse atlasique, elles sont bien post tectoniques, même situation pour les **molasses Suisses**.

En sédimentologie, les flyschs se différencient des molasses par le type de dépôt, les flyschs sont des glissements sous-marins avec classement des dépôts par granulométries, les glissements ou avalanches sous-marines se répètent dans une zone donnée : séquences. Pour mémoire, les dépôts vus au sillon miocène tellien Algérie du nord. Exemple : dépôts du Miocène synchro-nappe (Miocène moyen), secteur de Sidi Ouchaâ.

Les molasses ont été entraînées par les cours d'eau et déposées en mer (aspect deltaïque), cas typique du fleuve qui se jette dans un bassin.

On peut dire que les molasses sont une amenée de matériaux détritiques alors que les flyschs ne sont que des reprises.

On peut distinguer :

a) les Bassins molassiques d'avant chaîne (fig. 10 et 11) (ex. les Apennins, les Bassins Carpathiques). Ils se forment au front d'une chaîne en cours de plissement et parallèlement à sa direction là où la lithosphère fléchit sous la charge que représente la montagne d'où le nom donné de **bassins flexuraux**.

Le Bassin molassique suisse (fig. 11) correspond au front des Alpes suisses et il y a simultanément entre les phases de subsidence et la mise en place des nappes helvétiques et penniques. L'enfoncement du bassin correspond donc au fléchissement de la lithosphère sous la charge que représentent ces nappes (plus grande épaisseur de sédiments du côté des montagnes).

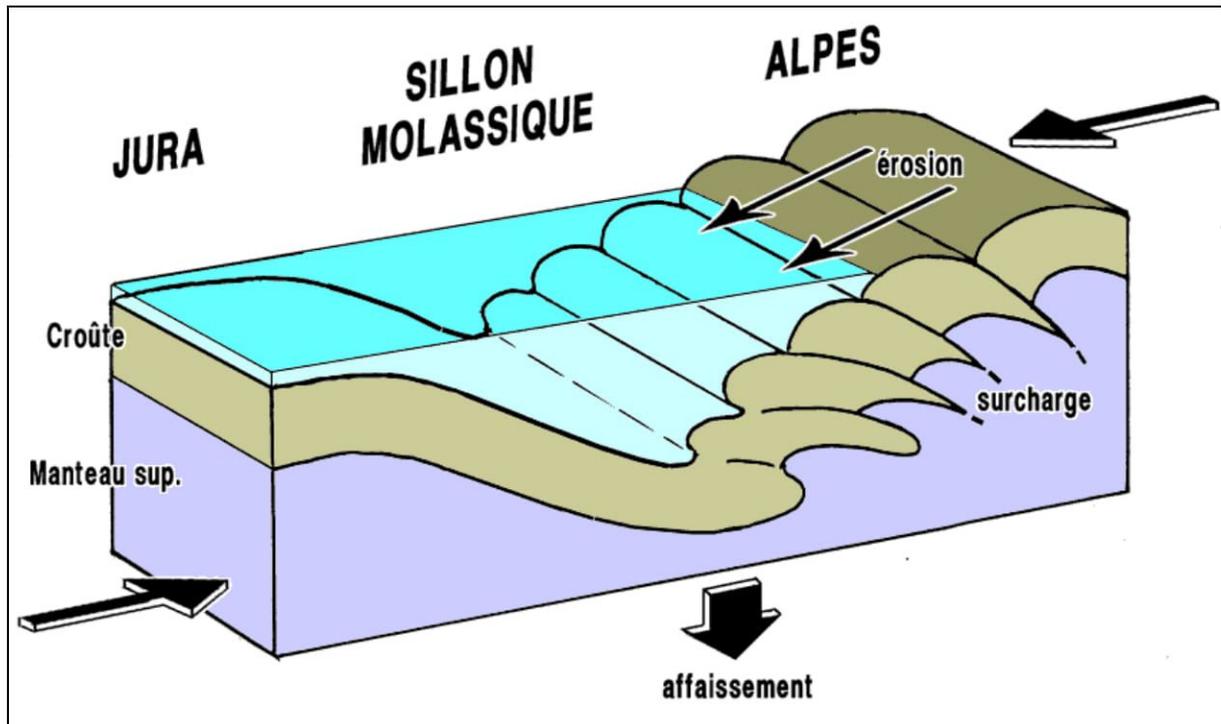


Fig. 11 : architecture du bassin molassique (ou d'avant chaîne)

b) les bassins d'arrière chaîne ou d'arrière-pays ou encore intra-montagneux). On les trouve à l'intérieur des arcs que forment certaines chaînes (plaine du Pô pour les Alpes, la mer Tyrrhénienne comprise entre l'axe corso sarde et l'arc formé par l'Italie et la Sicile).

B. Les bassins d'arc insulaire (fig. 12)

a. Les bassins d'avant arc ou frontal (=fore arc basin) (fig. 12 et 13)

Il correspond à l'espace sous-marin en creux situé entre l'arc volcanique et l'arc sédimentaire (ou prisme d'accrétion) quand ce dernier est suffisamment saillant. Il est en général difficile de connaître la nature de la croûte sous-jacente à ce bassin en raison de la couverture sédimentaire. Les rares indications dont nous disposons montrent tantôt une croûte continentale amincie (donc une croûte de type « intermédiaire »), tantôt une croûte océanique, ce qui impliquerait alors que la zone de subduction se soit installée au sein de cette croûte océanique, à une certaine distance de la marge continentale. La morphologie de ces bassins est très variable suivant la quantité de sédiments qu'ils reçoivent et la saillie de l'arc sédimentaire.

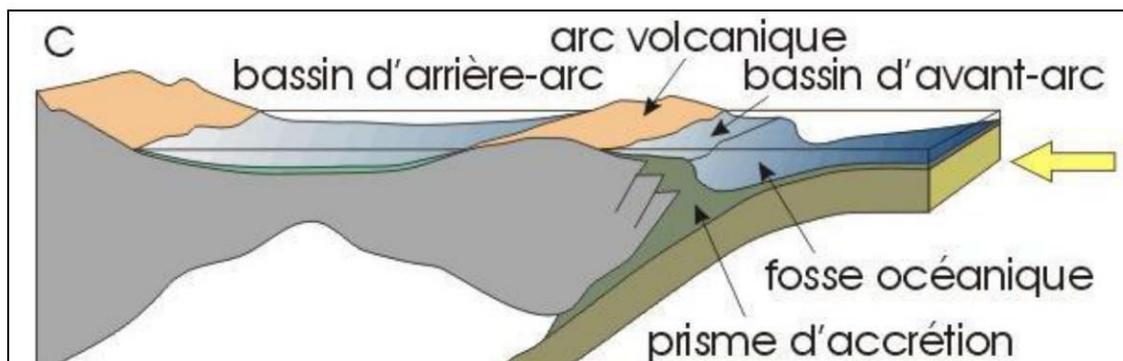


Fig. 12 : Bassins liés aux marges actives « bassins d'arcs insulaires »

Le prisme d'accrétion (fig. 13)

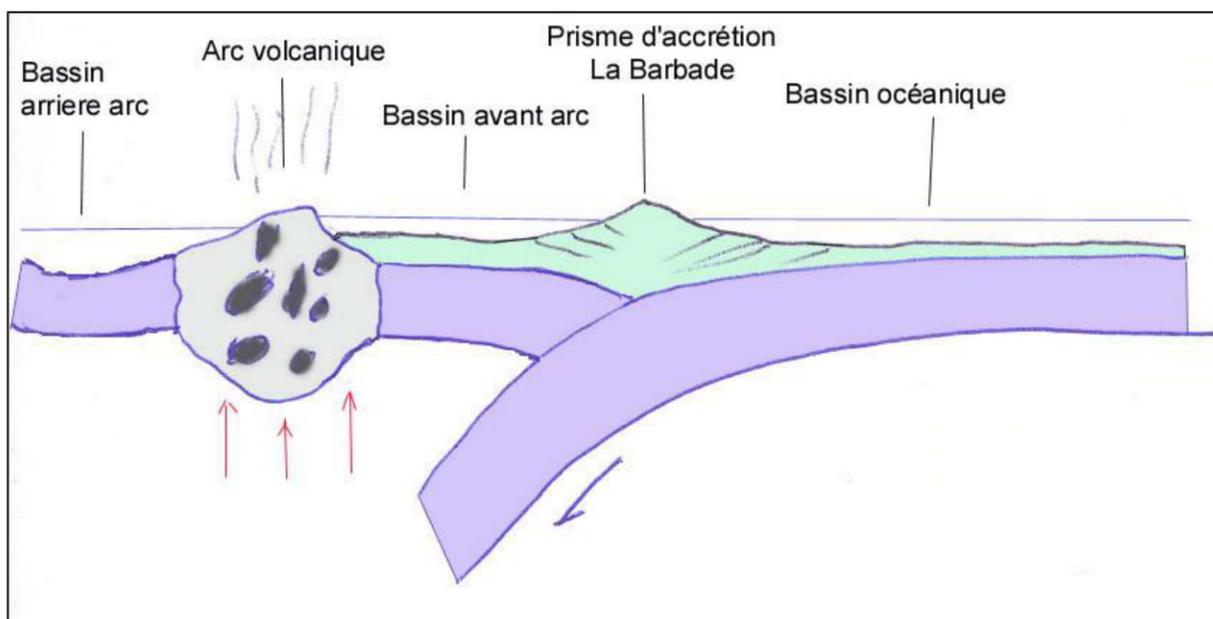


Fig. 13 : Bassins d'arc, Arc volcanique et prisme d'accrétion (Les Petites Antilles)

Il se développe entre la fosse et l'arc volcanique dans un peu plus que la moitié des marges actives. Il est formé d'écailles sédimentaires chevauchantes (offscraping). Exemple de la subduction sous le Japon où les écailles arrachées au plancher océanique (offscraping) forment le prisme.

En amont d'un prisme d'accrétion suffisamment important, il se forme le bassin avant arc entre l'arc volcanique et l'arc sédimentaire.

Le remplissage sédimentaire des bassins frontaux ou d'avant arc est surtout fait de produits détritiques, parfois turbiditiques, provenant de l'arc volcanique ou de son substratum granito-gneissique, parfois de l'arc sédimentaire (prisme d'accrétion) s'il est suffisamment saillant.

b. Les bassins d'arrière arc (fig. 12 et 13)

Ces bassins présentent la particularité d'être associés à une marge continentale convergente. Ils constituent un domaine subsident situé à l'arrière de l'arc magmatique. Leur évolution peut aller jusqu'à l'apparition de lithosphère océanique, entourée de marges passives. Dans ce cas, on parle de « mers marginales » ou de « bassins marginaux ». Un certain nombre d'exemples se situent dans le domaine méditerranéen et européen *et Est-asiatique*.

Les structures situées en arrière de l'arc volcanique, dépendent du régime auquel est soumise la marge :

- **Dans les marges en compression de type Ouest-américain**, il n'y a plus de bassin arrière-arc, mais un ensemble de chaînes plissées de type intracontinental, venues s'accoler à l'arc volcanique, lui-même plissé. Certaines de ces chaînes résultent du plissement d'un bassin sédimentaire (chaînes sudandines du Chili, par exemple).
- **Dans les marges en distension de type Est-asiatique**, vient un bassin sédimentaire, dit *bassin arrière-arc* (« *back-arc basin* ») qui peut montrer des stades d'évolution variés.

Cette classification générale guidée par le concept unificateur de la tectonique globale est simple, les bassins ont **une évolution dans le temps** quel que soit leur situation génétique. Ainsi un bassin peut évoluer d'un type à un autre : un rift continental initial passe en quelques millions d'années du stade rift à une marge continentale (ex. : mer Rouge) de plus en plus mature (ex. : Angola) ; la marge passive d'un continent sera dans certains cas reprise par la compression liée à la subduction (passage à une marge active) et le bassin participera à l'édification d'une chaîne de montagne (ex. : Alpes) ; ou bien un bassin de type crâtonique pourra passer progressivement à un bassin d'avant pays (ou d'avant chaîne).

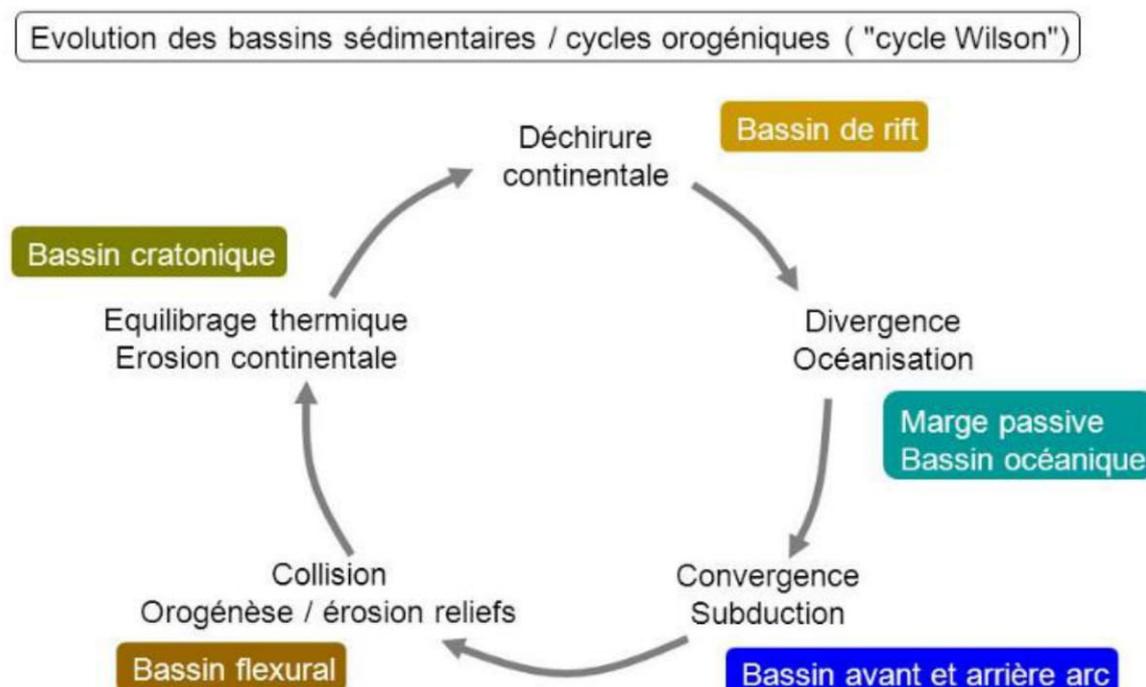
C. Conclusion générale

La majeure partie des sédiments clastiques existant sont généralement stockés dans des zones de rifts ou dans des bassins intracratoniques, sur des marges continentales passives et sur des mers marginales ou des océans, sur des bassins d'avant pays, d'avant arc ou d'arrière arc (Debelmas et Mascle, 1991 ; Einsele, 1992 ; Cojan et Renard, 1997).

La subsidence est à l'origine de la création de ces systèmes de dépôts et permet leur fonctionnement, si elle se poursuit dans le temps. Elle permet la création d'espace disponible (accommodation) pour la sédimentation. Un bassin sédimentaire est donc un lieu de subsidence (mouvement vers le bas de la lithosphère).

Par conséquent tout ce système de dépôt repose sur la subsidence. Il n'y a donc pas de bassins sans déformation, et que le facteur tectonique est le premier fondement d'un bassin.

Ce régime géodynamique de subsidence (divergent, convergent ou coulissant) déforme la lithosphère et génère des bassins caractérisés par : la vitesse de subsidence, la durée de vie et la taille caractéristique (accumulation moyenne de dépôt). C'est le contexte géodynamique qui définit au premier ordre un bassin sédimentaire.



Il y'a une étroite dépendance entre la sédimentation, l'eustatisme et le cadre géotectonique. Il n'existe pas de modèle sédimentaire correspondant à chaque type de bassin car la nature et la distribution des dépôts sont commandés par les facteurs climatiques, morphologiques, d'environnement des aires limitrophes ainsi que par la géodynamique propre du bassin.

Position	Contexte géotectonique	Nature de la plaque	Types de bassins	
Frontière de plaques ou périplaques	divergent	continentale	Bassins d'étirement	B. d'arrière-pays B. épicontinentaux
		océanique	Bassins flexuraux	B. d'arrière arc
	convergent	continentale	Bassins flexuraux	Bassins liés à la collision B. d'avant pays ou d'avant fosse B. type Piggy back
		Océanique ou mixte		B. de marges actives, ou B. liés à la subduction Fosse de subduction Prismes d'accrétion (ou arcs sédimentaires, B. d'avant arc
	Coulissant transtensif	continentale	B. liés aux failles transformantes Type Pull apart	
		océanique	B. liés aux failles transformantes Type pull apart	
Intraplaques	Divergent Coulissant transtensif	continentale	B. d'étirement	B. type rift : liés aux cisaillements purs (rift continentaux ou graben continentaux ou fossés d'effondrement) B. type Aulacogènes
				B. type rifts liés aux décrochements ou aux zones de cisaillements simples B. des couloirs décrochants, Mégafentes, B. en pull apart
			B. d'affaissement	B. continentaux ou de plateforme, cratoniques ou intracratoniques
		Transition continent-océan	B. d'étirement	B. de marge passive
			B. d'affaissement	
océanique	B. d'affaissement	Grands bassins océaniques		

Essai de classification des bassins sédimentaires, sommaire établi à partir du cours

Types de bassins et exemples en Algérie

Type de bassins	exemples	Ages
Rift Pull apart Transtensifs	Bassins mésozoïques tlemcénien, B. des Ksour ASO (atlas saharien occidental)	Trias – Lias - début Dogger (Mésozoïque)
Arrière arc	B. du Dévonien des Traras	Dévonien (Paléozoïque)
D'avant pays ou d'avant fosse	Bassin carbonifère de Béchar Avant fosse Sud tellien (B. de Sebaâ Chioukh) Miocène moyen et B. Sud atlasique miocène	Oligo-mio-pliocène (Cénozoïque)
Piggy back	B. post-nappe miocène sup. (B. de Sebaâ Chioukh)	Mio-pliocène (Cénozoïque)-
De plateforme ou crâtonique	Grands bassins sahariens B.de Reggane, d'Oued M'ya, etc.	Phanérozoïque
Aulacogènes	Hoggar	Protérozoïque Néoprotérozoïque

Différents types de bassins algériens selon Kazi Tani (1986)

Caractères Du bassin	Formes et dimensions	Géométrie	Situation	Durée de vie	Contraintes	subsidence	remplissage	Exemples
Avant fosse ou Avant Chaîne Ou Avant pays	Ovale-allongé 500 km	Asymétrique Ouverture interne	Au front de l'orogène, en bordure de la plate forme	+ de 10MA	Compressive latérale horizontale	Très forte au début ensuite de plus en plus amortie	Glyptogénique, flysch et molasses	Bassin carbonifère de Béchar Miocène Sud tellien et Sud atlasique
Bassins rhombiques et pull-apart	Parallélogramme massif 10km de côté	Asymétrique	Sur croûte continentale intraplaque en générale	10MA	Coulissante distensive ou compressive, coulissante pure	Forte, rotation de blocs, assez forte, isopaques tétraédriques	Divers : lithogénique à glyptogénique	Haut Atlas Maroc Tlemcen mésozoïque
Bassins Intra arc	Ovale-allongé 500 km	Asymétrique	Sur croûte Continentale océanique ou intermédiaire en position périplaque	35MA	Compressive	Forte	Turbiditique et Volcano-clastique	Bassin néo Dévonien d'Algérie du Nord
Mégafentes	Ovale-allongé 500km	En bloc très asymétrique, bassin basculé, ouverture externe	intraplaque	50 à 100Ma	distensive	Subsidence forte et localisée près d'une bordure importante, rotation de blocs	Lithogénique	Nombreux exemples : Moyen Atlas, Atlas saharien Haut Atlas
Bassins de plateforme Bassins cratoniques	Amiboïde à ovale Le million de Km	Le plus souvent symétrique	Intraplaque	200MA	Souvent distensif	Modérée en période distensive sinon assez faible	Lithogénique	Bassins méso-cénozoïques du Sud Algérien grands Bassins Saharien B.de Tindouf

Types de bassins et leurs contextes géodynamiques



Terminologie des différents types de bassins sédimentaires en Anglais

- 1- Strike-slip basin
- 2- Aulacogen
- 3- Intra-cratonic basin / Cratonic basin
- 4- Late orogenic basin (bassin post orogénique)
- 5- retro-arc basin
- 6-back-arc basin
- 7-fore-arc basin
- 8-foreland basin
- 9-foredeep basin
- 10-hinterland basin
- 11-Passive margin
- 12-rift basin
- 13-oceanic basin
- 14-transform margin



Différents types de bassins en fonction du cadre géotectonique : évolution spatiale et temporelle d'un type de bassin à un autre

Different types of basins according to plate tectonic setting : spatial and temporal evolution from one type to another