

Descriptions des terrains de la zone d'étude dans l'ordre stratigraphique :

(cf. log stratigraphiques de la Molasse Rouge et de la Molasse Miocène marine d'Esclançon : L1 et L2)

- Molasse Rouge bréchique : (voir log L1)
 - On peut noter une certaine imbrication des galets en position de tuile vers l'aval. Le sens de l'écoulement est orienté de l'Ouest vers l'Est, c'est-à-dire vers les Alpes.
 - Pendage des couches molassiques bréchiques : N100.70S.
 - Le faciès bréchique, mal granoclassé est composé de galets anguleux calcaires d'origine locale. Ce matériel calcaire est originaire de la barre Tithonique c'est-à-dire de l'anticlinal en formation (matériel autochtone). Ces éléments bréchiques de part leur forme marquent un transport sur une distance peu conséquente (indice de proximité du relief érodé).
 - Cette Molasse Rouge basale est un appareil fluvial très peu évolué. Ce serait un ancien cône torrentiel accroché aux reliefs locaux (ou pente).
 - Au fur et à mesure que l'on progresse dans la série molassique, les lits marno-gréseux ainsi que leur fréquence prédominent de plus en plus. Ceci caractérise des successions crues-étiages très fines. Le litage conglomératique plus fin sur des successions grossières indiquent un déplacement latérale de chenaux torrentiel, permettant ainsi un débit peu important sur la plaine d'inondation et favorise un dépôt plus fin, mieux trié et homogène de calcaire Tithonique (voir cliché fig.4).
 - La terminaison sommitale des terrains bréchiques grossier est marquée par la présence d'un paléosol présentant des systèmes racinaires sous forme de trainés blanchâtre à saumon tranchant avec le fond marneux rouge environnant (traduit une différence de chimie) : voir fig.5.



Fig.4 : Alternances crues-étiages. Noter le passage d'une granulométrie moins importante de la droite vers la gauche.

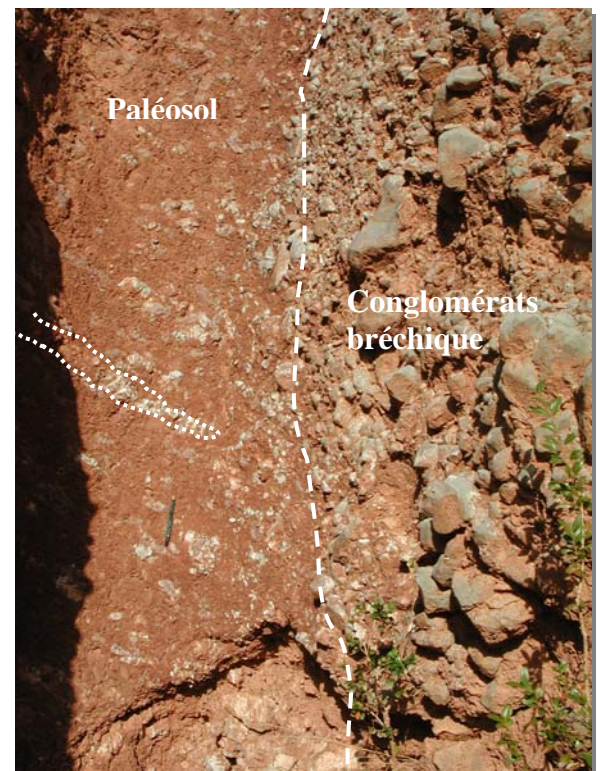


Fig.5 : Trace d'un système racinaire dans un paléosol marneux (indice d'une phase d'émergence avant prochaine crue).

- Molasse Rouge gréseuse : (voir log L1)
 - Après la phase conglomératique, on peut noter le début d'un système fluvial de plus en plus hiérarchisé avec la mise en place d'une granulométrie gréseuse fine, bien triée, parcouru par des structures méandriformes (point bar). On est passé d'un système de dépôt en tresse orienté ouest-est à un système méandriforme avec des remplissages (accrétion latérale sud-nord) et un courant orienté est-ouest (rive droite du Bès).
 - Au fur et à mesure de l'évolution de l'appareil fluvial, les imbrications de chenaux sont de plus en plus importantes, ce qui traduit une perte de l'espace d'accommodation.
 - Les couches gréseuses, plus indurées, sont disposées en bancs (assez diaclasés : voir fig.6) alternant avec des niveaux argileux : ces alternances se superposent à la molasse conglomératique de base.
 - Le transport est de direction Nord à nord-ouest.
 - Quelques aspects propres à la Molasse Rouge gréseuse :
 - présence de surcreusement en base de banc.
 - chenaux méandriformes, caractérisant un paysage plat avec moins de 1 % de pente.
 - observation de dépôts de débordement et de cônes de crevasses (crevasse splay = dépôts strato-croissant marquant la progradation du cône).
 - Les corps gréseux présentent deux habitus :
 - dépôt de remplissage à base plane.
 - accrétion latérale vue dans le plan transversal, avec structures internes en feston (correspondant à des rides 3D vue dans la tranche : voir cliché fig.7) accompagnées de laminations planes parallèles.



Fig.6 : Toit d'une barre gréseuse présentant un réseau de diaclase révélée par l'érosion actuelle.

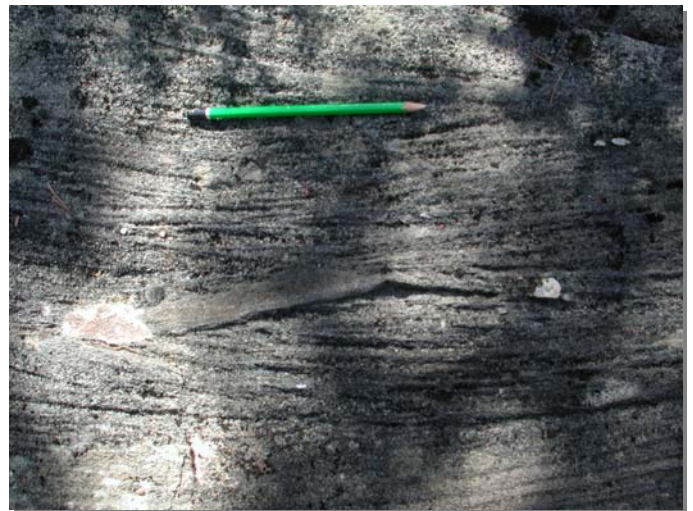


Fig.7 : Structures en festons au sein d'une barre de méandre, indiquant la migration et la superposition de mégarides.

Principales caractéristiques de la Molasse Rouge gréseuse :

- remplissages gréso-vaseux avec des figures en festons.
- graviers en base de chenaux avec des silex dominants associés avec des grains de radiolarites.
- Présence de stromatolite fluviatile en gros pisolithe plus ou moins en forme de choux fleur ou enroulé.

- Molasse Grise gréso-silteux:

- Au sommet des dépôts molassiques rouges, le faciès évolue vers des silts gris jaunâtres (tidalite) à laminations planes parallèles associés à du litage oblique tangentiel. La roche est parcourue par des ponctuations de figure de bioturbation noirâtre (voir clichés fig.8).



Fig.8 : Tidalite au sommet de la Molasse Rouge (le long de la N100, rive gauche du Bès près d'Esclangon). Noter les figures de bioturbation noirâtres vues en tranches constellant la roche (photo de droite).

Remarque :

Il existe plus ou moins préservé, un faciès conglomératique polygénique intercalé entre la Molasse grise (sus-jacent à la Molasse Rouge) et la Molasse marine Miocène (au dessus de la Molasse grise): voir fig.9-10-11.

Ce conglomérat polygénique est composé de galets de radiolarite (cf. fig.10) et de roche verte mettant en évidence une origine allochtone.

Ces galets originaires des Alpes internes sont accompagnés par :

- des galets de silex qui abondent dans le calcaire du Crétacé supérieur du secteur (cf. fig.9).
- des galets de grés contenant des grandes Orbitolines du Cénomanién provençale.
- des galets calcaires contenant des éléments du Sud de la plate-forme provençale (Cénomanién supérieur).

Ce type de conglomérat se trouve en assez grande quantité dans le lit du torrent du Bès.

Les galets du conglomérat sont globalement émoussés (long transport => distance parcourue importante) voire bréchiques. Ils sont généralement imbriqués dans leur position de meilleur équilibre (cf. fig.11), donnant de cette manière le sens du courant majeur.



Fig.9 : Galets de silex ocre-noir du conglomérat polygénique apparaissant nettement en relief contrastant avec les grains calcaires.



Fig.10 : Galets de radiolarite rouge vif du conglomérat polygénique.



Fig.11 : Vue du conglomérat polygénique surmontant la molasse grise. Remarquer la grande variété de la pétrographie des galets (silex, calcaire avec parfois des clastes de bivalves, gros grains de quartz, radiolarite, roche verte, grés) et l'alternance variable de la granulométrie (probablement liée à des successions étiage-crue faisant oscillées l'hydrodynamisme, ou de schift de chenaux).

Remarque : Ce faciès conglomératique, même si il est mal préservé actuellement, il existe dans tous les bassins molassiques peri-alpins.

- Molasse Miocène marine (partie basale) : cf. L2 log stratigraphique de la Molasse Miocène marine d'Esclangon).
 - L'ensemble est grisâtre et finement gréseux à silteux.
 - Chaque banc, qu'il soit épais ou mince est surmonté par des rides de vagues (cf. cliché fig.12).



Fig.12 : Surfaces d'une dalle de grès Miocène inférieur avec son aspect grisâtre finement gréseux (le long de la route N100, rive gauche du Bès vers Esclangon). On peut distinguer au toit de chaque barre des traces de rides indiquant que cette surface de banc est une plage fossilisée. Ces rides prouvent que la Molasse Miocène marine s'est déposée sous une profondeur d'eau extrêmement faible.

- Les laminations planes évoquent bien les dépôts de déferlement.
- Ce secteur était à dominance de déferlement créant les laminations planes parallèles mais qui préserve de temps à autre des rides de vagues qui sont l'indice indirect de la présence de la marée (on n'a pas d'évidence directe de structure de marée).
- On se situe dans un environnement de plage à marée où l'on a en permanence par l'effet de la marée, le déplacement de la zone de déferlement entre la plage de marée haute et la plage de marée basse avec entre les deux la zone d'estran où sont plus ou moins bien préservés les rides de vagues créés par le clapot de l'eau à marée haute.
- Le tri granulométrique dans ce faciès de plage est de bonne qualité => sable très homogène.
- On peut noter la présence de petits paquets de galets mous préservés dans ce faciès qui sont aussi des indicateurs indirectes qu'il y a de la marée. Ces paquets de galets noirs (arrivent à se préserver dans les creux) est un matériel prélevé à des estrans (à environ 400 m du site) qui, après être repris par les courants de marées, sera ensuite retravaillé dans la zone de déferlement.
- Selon les endroits, on a dominance du déferlement (la houle) ou dominance de la marée, mais on reste dans le même type de milieu littoral (c'est-à-dire l'estran). Cette zone a été soumise à des balancements de marée à dominance plutôt tidale ou plutôt de déferlement. On peut alors émettre l'hypothèse d'une substitution latérale de faciès qui serait liée à la complexité morphologique de la zone de plage du site.

- Si la plage est suffisamment alimentée par les cônes alluviaux, elle va prograder et gagner sur le bassin. Or dans notre site, il n'y a pas véritablement cette logique sédimentaire. On a plusieurs centaines de mètres de faciès qui est quasiment homogène (estran à dominance de houle et de marée) => ceci peut signifier que la forte accommodation est comblée en permanence par des dépôts, on reste ainsi à fleur d'eau. L'alluvionnement accommode la subsidence en quelque sorte.
- L'observation de gros cordons de galets signifie qu'il eût existé un apport fluvial à proximité mais il n'y a pas préservation du faciès fluvial. Les cônes alluviaux qui se développent au débouché des rivières, lorsqu'elles arrivent dans la zone où se crée l'accommodation, forment des fan-deltas (cône alluvial qui se déverse directement dans la mer) : dans cette situation, tous les apports grossiers de crues vont être repris par la dynamique marine (courant de marée, déferlement) => cela permet d'arrondir, d'émousser les galets et ces derniers vont aussi être étalés dans la laminations de plage.
- Ils s'intercalent dans la succession molassique, quelques couches grano-décroissantes qui seraient probablement liées à de petits cônes de déjection, dont les coulées de débris qui se déversent dans la mer.
- On peut noter par ailleurs des surfaces de réactivation pouvant peut-être représenter les cliniformes, la pente de la plage, de l'estran. Les tempêtes séculaires « affouillent » et recourent la plage tel un couteau. Par la suite la plage va se sédimenter avec des courants de retour jusqu'à la prochaine tempête séculaire qui érodera à nouveau les dépôts => il se constitue ainsi des systèmes de surface de réactivation (grande structure directionnelle de taille décamétrique orientée N150).
- *Pour récapituler, on distingue deux briques de faciès dans toute la partie inférieur de la molasse Miocène :*
 - Des estrans à dominance de marée ou fortement influencé par la marée où des structures caractéristiques de marée sont préservées (creux dans zone d'estran).
 - Des briques de faciès où le déferlement domine. On n'a pas d'évidence directe de marée mais d'indice indirect (rides de vagues présent en sandwich entre le faciès de déferlement).
 - Présence de cordons de galets roulés assez polygéniques (galets de silex, roche verte : matériel allochtone).

Synthèse locale

Les séries valanginiennes qui affleurent à la fermeture peri-anticlinale Est (cf. panorama P2) renseignent sur l'âge des dépôts les plus récents avant le dépôt des Molasses Rouges oligocènes. On remarque alors une lacune de sédimentation (ou une phase d'érosion importante) qui aurait duré 70 Ma dans cette localité. La formation de l'anticlinal est un élément conséquent pour tenter d'expliquer cette lacune. L'orientation des plis est-ouest dans cette région peut être mise en corrélation avec la phase tectonique Pyrénéo-Provençale (Lutétien) de contrainte N-S due au poinçonnement de l'Apulie par la remontée de l'Afrique vers l'Europe.

La base des Molasses Rouges est marquée ici par un amalgame de chenaux brêchiques qui traduisent des dépôts en milieu continental.

Les chenaux brêchiques renversés en position verticale, ont un contact en onlap par rapport à la base de la barre calcaire au-dessus (cf. schéma central sur P1 + fig.2). Si on retourne la structure dans sa position initiale horizontale on s'aperçoit que l'anticlinal calcaire formait un paléo-relief au moment du dépôt des molasses brêchiques.

La détermination de l'âge des formations calcaires a révélé que les couches fines basales de la barre calcaire sont d'âge Berriasien (Crétacé inf.) alors que la formation sommitale épaisse est de l'époque Tithonienne (Juassique sup.). On se trouve donc en présence d'une série inverse du Jurassique sur le Crétacé. Ceci s'explique par la formation d'un anticlinal couché dans laquelle ces couches ont été plissées et aussi retournées (cf. schémas en bas de page sur P1).

Si on regarde la succession des structures sédimentaires dans cette molasse brêchique on s'aperçoit que la base est formée de chenaux brêchiques imbriqués dont les brèches sont males granoclassées et dont les clastes proviennent essentiellement de la barre calcaire tithonique (apports locaux). Ce sont des chenaux dits « en tresse » d'amont ou de moitié de cône alluvial. Ce cône alluvial se situait donc en base du paléorelief formé par la barre calcaire. Le tuilage des galets dans les chenaux indiquent une direction générale d'écoulement N100 orientée vers l'Est, c'est-à-dire vers les Alpes de l'époque. Même si les directions des chenaux de cône alluvial sont souvent très diverses à cause de l'extension du cône, on peut quand même définir une orientation préférentielle d'écoulement des eaux d'amont en aval.

La succession sédimentaire se poursuit par des alternances des chenaux brêchiques, d'argiles rouges et de dépôts de débordement de chenal plus indurés après diagenèse. On entre dans la formation des Molasses Rouges à proprement parler. La présence d'un paléosol (traces de racines) entre les chenaux en tresse et les argiles rouges indiquent un assèchement ponctuel du cône alluvial. Ceci peut-être interprété comme un arrêt de l'érosion par les chenaux du à :

- 1) soit la montée de la barre calcaire qui cesse momentanément par une activité tectonique moins forte,
- 2) soit par un climat plus aride qui entraînerait une évaporation importante.

Ensuite la formation de Molasse Rouge est dominée par les dépôts de débordement et les argiles rouges oxydées. Ces formations correspondent à des dépôts de base de cône alluvial. Selon la loi de Walter, les successions verticales témoignent des successions horizontales. Dans notre cas on a donc un passage vertical entre des chenaux d'amont de cône et des dépôts argileux de base de cône alluvial. Ceci témoigne d'une rétrogradation de cône alluvial. Si le cône alluvial rétrograde on peut en déduire que les apports des produits de l'érosion sont moins importants :

- 1) soit par un flux de l'eau des chenaux moins élevé (diminution de la pente)
- 2) soit par un matériel érodé moins abondant (arrêt ou ralentissement de l'activité tectonique responsable de la montée du paléorelief calcaire).

La fin de la formation des Molasses Rouges est dominée par des chenaux gréseux plus ou moins amalgamés. Un deuxième paléosol sépare les argiles de débordements de base de cône alluvial de la base des chenaux gréseux.

La structure interne de ces chenaux est faite de sigmoïdes métriques qui présentent des festons (en coupe transversale). Ce sont des structures typiques des mégarides de remplissage des chenaux méandriformes.

Il est difficile d'appréhender la direction des courants dans des chenaux méandriformes car les observations que l'on fait sur le terrain peuvent correspondre à des coupes très différentes en fonction de la courbure du chenal. Pour avoir une direction à peu près juste, il faudrait faire une moyenne des directions que l'on peut mesurer sur différents chenaux. Dans le synclinal d'Esclangon les chenaux gréseux au niveau de la fermeture périclinale ont une direction N0-20 avec un sens vers le Nord. En revanche les chenaux plus au Sud ont une direction N90-100 vers l'Est. Cela semble logique si on regarde le cours d'un chenal aux côtés d'un relief. Il peut couler en faisant des méandres le long du relief puis contourner le relief vers le Nord (cf. schéma fig.13) au fur et à mesure du remplissage du bassin synclinal.

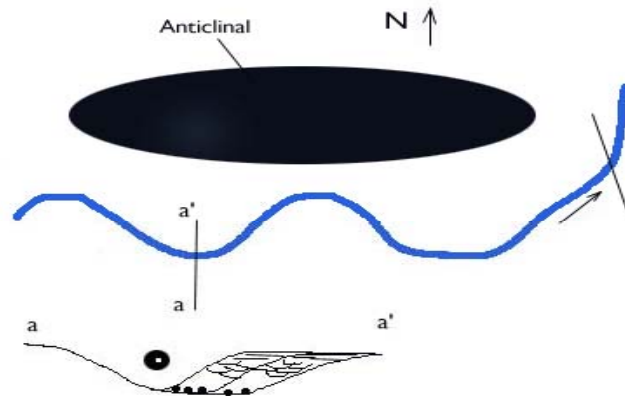


Fig.13 : Contour du relief par l'appareil fluvial.

Les chenaux gréseux sont plus ou moins amalgamés et souvent séparés par des dépôts argileux de plaine d'inondation. La quantité d'argile rouge qui sépare les chenaux peuvent indiquer une surface d'accommodation qui varie au cours du temps en fonction :

- 1) de la croissance du paleorelief
- 2) du flux et des apports fluviaux

En effet, si les mouvements tectoniques entraînent une surrection plus importante de la barre calcaire alors la surface d'accommodation pour les dépôts des chenaux et des argiles sera plus conséquente. L'espacement vertical entre les chenaux sera plus grand. Ce sera l'inverse si les mouvements tectoniques sont moins marqués, et les chenaux seront plus rapprochés les uns des autres voire amalgamés. Cependant ces variations tectoniques peuvent être mises en relations avec, pourquoi pas, des variations climatiques qui provoqueraient des changements dans les flux et des apports des produits d'érosion :

- 1) **Tectonique forte + peu érosion** = chenaux plus espacés car accommodation n'est pas comblée,
- 2) **Tectonique forte + beaucoup érosion** = chenaux et dépôts de débordement sont moins espacés car ils comblent rapidement la surface d'accommodation,

- 3) **Tectonique faible + peu érosion** = chenaux peu espacés car peu surface accommodation,
- 4) **Tectonique faible + beaucoup érosion** = chenaux très peu espacés voire amalgamés car faible surface d'accommodation comblée rapidement.

Ces chenaux gréseux de la molasse rouge sont suivis dans la série stratigraphique par des chenaux gréseux, plus récents, entrecoupés d'argile grise non oxydée.

Ces chenaux ont une répartition (amalgamés ou non) qui répond à la même logique que pour les molasses rouges gréseuses évoquées précédemment.

Au sommet de cette molasse grise on observe d'autres chenaux dont la matrice est souvent rouge et dont les galets très arrondis de provenances diverses : 1) radiolarites et roches vertes viennent des Alpes internes à l'Est, 2) grès venant de la plate-forme sud-provençale cénomaniennne (présence de foraminifère de type orbitolines). Cette formation fait partie de la deuxième phase de dépôts de Molasse Rouge (cf. § Faucon du Caire).

Au moment des dépôts des Molasses Rouges les contraintes tectoniques dues à la montée de l'Afrique vers l'Europe étaient encore actives et ont déformé le bassin molassique au fur et mesure qu'il se formait. C'est pourquoi on observe une répartition des chenaux en « éventail » autour de l'anticlinal calcaire.

Les dépôts molassiques de l'Oligocène sont recoupés stratigraphiquement par des dépôts molassiques gréseux qui datent du Miocène (cf. P1 : « le Vélodrome »). Les structures sédimentaires qui caractérisent ces molasses (rides de vagues, laminations planes parallèles, cordon coquiller...) indiquent un faciès de plage avec déferlement de houle. Les galets présents dans des couches gréseuses renseignent sur un possible apport terrigène dans l'estran marin. On remarque également des surfaces de réactivation de tempête qui entraînent un recoupement des structures sédimentaires de plage par régression forcée. On se trouve ici dans la zone de balancement des marées. Les surfaces de réactivations sont orientées N150 on en déduit que la mer, au Miocène inférieur, dans le sud-est de la France arrivait par le Sud-Ouest.

Le faciès de plage du Miocène inférieur est suivi au Miocène moyen par des dépôts continentaux. Cependant le passage du milieu d'estran au milieu purement continental se fait progressivement avec des alternances des dépôts à dominance continentale et des dépôts à dominance lagunaire voire marine. Entre le Miocène purement marin (faciès de plage) et le Miocène purement continental (chenaux conglomératiques), on remarque des alternances de faciès entre : 1) des dépôts d'argiles rouges avec quelques dépôts plus blanchâtres plus indurés de plaine de cône alluvial, 2) des argiles grises à noires de dépôts lagunaires faibles en oxygène et 3) des barres gréseuses de dépôts tidaux (cf. log Hte-Duyne : L3 et L4).

Les dépôts argileux de base de cône alluvial sont souvent intercalés avec des bandes fines noires de dépôts de lagune. Il y a donc une compétition entre l'avancement du cône alluvial dans la lagune et le niveau lagunaire (cf. schéma fig.14). Les dépôts lagunaires ne pourront s'effectuer que lorsque le cône alluvial s'arrêtera momentanément de prograder. Si le cône alluvial ne prograde plus alors les dépôts lagunaires seront totalement majoritaires. Cependant la progradation du cône alluvial n'est que minime étant donné que l'on n'observe pas de chenaux conglomératiques conséquents qui témoignent de la progradation du cône.

Les grands bancs gréseux intercalés à deux reprises dans la série des Hautes-Duynes, présentent de grandes mégarides qui reprennent à leur base les huîtres encroûtées de la lagune à huîtres. Les incursions marines dans la lagune résultent d'une augmentation momentanée du niveau marin relatif de la mer Miocène du sud-ouest (pulse tectonique). Les directions des mégarides d'Est en Ouest vont dans le sens d'une progradation de la mer en provenance du sud-ouest. Il est même possible d'observer des alternances d'estran mixte de vive-eau/morte-eau, dans la deuxième phase d'incursion marine, qui témoignent d'une présence assez prolongée de la mer.

Après cette dernière phase d'incursion de la mer miocène, les dépôts de base de cône alluvial se font de plus en plus importants au fur et à mesure que la mer régresse. On observe alors des lobes de débordement de chenaux (bancs gréseux fins rapprochés) qui sont recoupés à leur sommet par des chenaux conglomératiques surcreusés de base de cône alluvial. Puis les chenaux conglomératiques sont de plus en plus amalgamés ce qui reflète un faciès de haut de cône alluvial. Le cône alluvial prograde vers le Sud-Ouest. La direction des chenaux est N150 ce qui est en accord avec une telle direction de progradation. On remarque que les galets formant ces conglomérats proviennent en partie du paléorelief liasique adjacent mais aussi des Alpes internes. Les conglomérats qui finissent cette série, dits conglomérats de Valensole (plus d'argile) (d'âge Tortonien), témoignent de la dominance des dépôts continentaux avec le lit de la paléo-Durance qui commence à se former dans cette région.

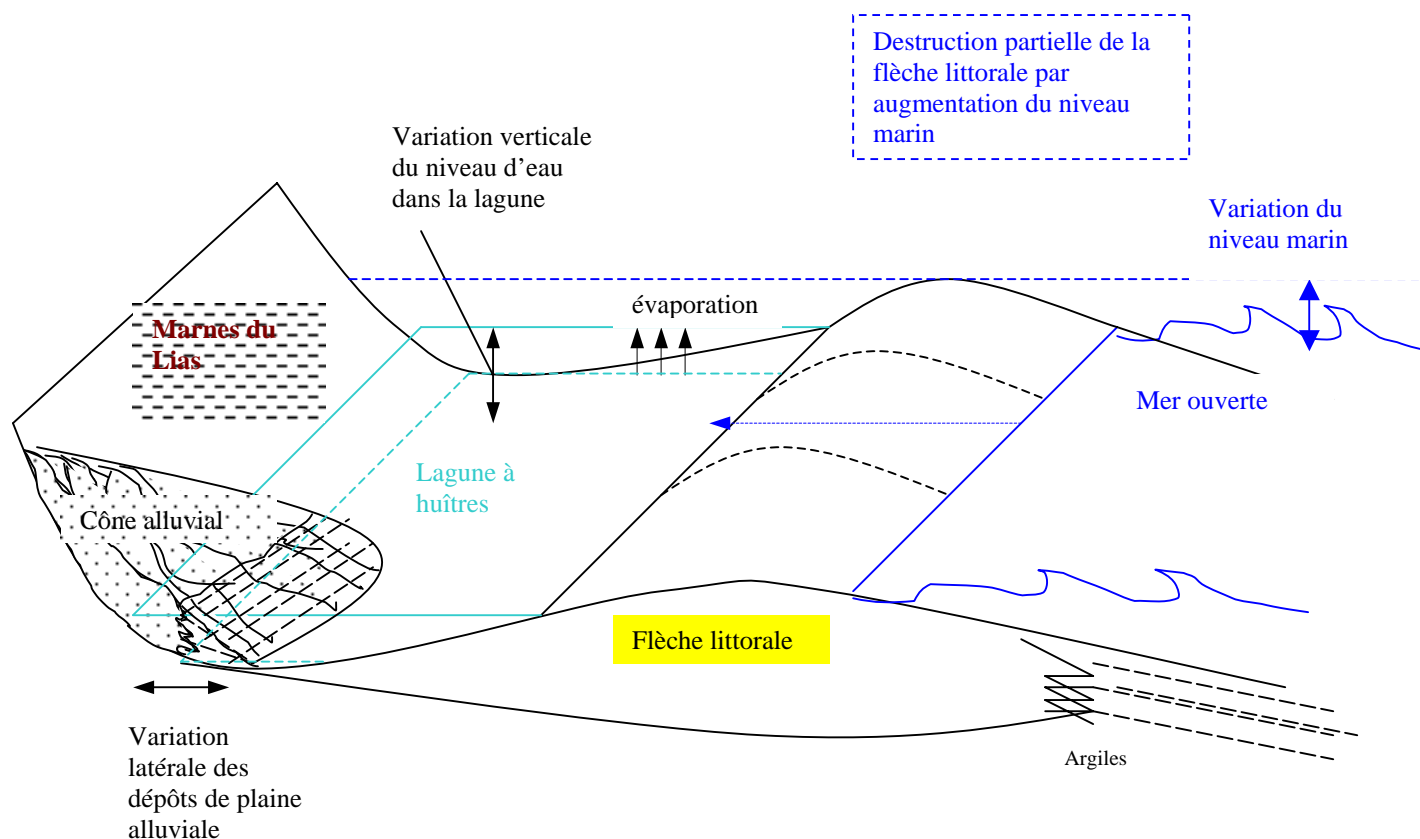


Fig.14 : schéma des influences marines et continentales entre le passage du Miocène marin au Miocène continental.

Puis, l'avancée de la nappe de Digne, au Mio-pliocène pendant une seconde phase alpine, déforme les structures de l'Oligocène et du Miocène en venant du NE. Ces déformations ont entraîné une concavité vers le bas des anticlinaux calcaires et le plissement des dépôts miocènes du vélodrome d'Esclagon entraînant un basculement vers le Sud du bassin molassique oligocène.