

Université Rennes 1
Géosciences Rennes

Travaux et activités scientifiques présentés pour l'obtention du diplôme de

L'Habilitation à Diriger des Recherches

**Du confinement morphologique
sur la sédimentation détritique**

**Sur le contrôle architectural et physiographique
de la distribution et des propriétés
des corps sédimentaires réservoirs**

FIGURES

par Olivier Parize

Ingénieur de recherche ARMINES
à l'Ecole nationale supérieure des Mines de Paris,
Enseignant-chercheur au centre de Géosciences,

Depuis le 1^{er} septembre 2007,
Chef de service Sédimentologie
AREVA NC,

Le 22 février 2008

à l'Ecole des Mines de Paris, 60 boulevard Saint Michel, Paris 5ème

devant le jury composé de

Raymonde André-Jéhan, Ingénieur
Bernad Beaudoin, Professeur
Jean-Claude Chermette, Ingénieur
Robert Dalrymple, Professeur, Rapporteur
Jean Dercourt, Professeur
Gérard Friès, Docteur ès Sciences
François Guillocheau, Professeur, Rapporteur
Henry Posamentier, Docteur, Rapporteur

Liste des figures

L'objectif de ces illustrations est de combiner les approches : terrain, sismique, diagraphie(s) et les échelles pour illustrer une même notion.

Figure 1 : Le Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris : de l'affleurement aux processus de dépôts et à la restitution des paléomorphologies.....	2
Figure 2 : Des prismes de bas niveau marin dans le Jurassique du bassin parisien.	3
Figure 3 : Lavoisier (1789) : les faciès de la craie,	4
Figure 4 : ... Les mouvements lents de la mer : Lavoisier (1789) apparaît comme celui qui a inventé notre science (Mémoire en dépôt à la bibliothèque du MNHN ; Reynaud, 2007, communication personnelle).	5
Figure 5 : Des exemples de transgressions et régressions dans le remplissage plio-quadernaire de la plaine côtière de l'Arno au voisinage de Pise (Tongioni & Trevisan, 1959, fig. 2). 7	
Figure 6 : Emersion, limite de séquence, lacune de l'enregistrement sédimentaire (d'après Heim, Gignoux et Combaluzier).	8
Figure 7 : Lacune, hiatus, érosion selon Wheeler (1958, figs 3, 4, 5).....	9
Figure 8 : Synchronisme 2D et diachronisme 3D de la limite de séquence selon Posamentier & Allen (1999).	10
Figure 9 : Biseaux d'aggradation <i>versus</i> comblement différentiel.	10
Figure 10 : La loi de corrélation de faciès : exemple pris dans des systèmes fluvio-lacustres (Debarre, 2000).	11
Figure 11 : La courbe de lit ou profil d'équilibre des rivières selon Surell (1841).....	12
Figure 12 : les principes de bases de la stratigraphie séquentielle (Posamentier & Allen, 1999, tab 1).....	13
Figure 13 : La crue du Rhône (Lenthéric, 1892, pl. 16 et 17 ; grâce à l'amitié de Jean-Loup Rubino).....	14
Figure 14 : Les expériences de sédimentation de Fayol (1881, 1886) : expériences en bassin, conditions aux limites, paramétrage... La première (?) et toujours moderne R&D dans le domaine des géosciences.....	16
Figure 15 : Exemple de substitution de faciès établis pour une côte dominée par les vagues (Heward, 1981, fig. 1 ; Homewood <i>et al.</i> , 1992, fig. 1).....	19
Figure 16 : Côte haute et basse énergie selon Guillocheau (1991).	20
Figure 17 : La séquence (de dépôt) classique en profondeur ou en temps (Haq <i>et al.</i> , 1987, <i>in</i> Delhaye-Prat <i>et al.</i> , 2007) et les blocs 3D correspondant aux principaux cortèges (Van Wagoner <i>et al.</i> , 1987, 1990).....	21
Figure 18 : La régression forcée : le concept selon Posamentier & Allen (1992, <i>in</i> Delhaye-Prat <i>et al.</i> , 2007), un exemple dans le BMRP (Serravallien du bassin de Valréas) et les prismes de régressions forcées quaternaires au large du delta du Rhône (grâce à l'amitié de M. Tesson).....	23
Figure 19 : Les surfaces repères associées à la crise de salinité messinienne caractérisée par Clauzon (1997).	26
Figure 20 : Le canyon de Céüse (Beaudoin, 1977).	27
Figure 21 : les processus sédimentaires en domaine de plate-forme marine.	28
Figure 22 : L'influence de l'énergie du domaine littoral sur la répartition des sédiments en domaine de plate-forme (Allen, 1990, fig. 3 ; Einsele, 1991, Fig. 3-27b).	28
Figure 23 : L'influence de l'énergie de côte sur l'architecture transgressive (Allen, 1993)...	30
Figure 24 : Delta et estuaire.	30
Figure 25 : Le Pô, sa plaine et son delta (Elie de Beaumont, 1845, pl. 7).	31

Figure 26 : « Le fleuve a fait reculer la mer par ses alluvions, et il a allongé son lit en même temps qu'il l'élevait » (Elie de Beaumont, 1845 ; extrait de la planche 7).	31
Figure 27 : L'exemple des deltas de type Gilbert comblant les rias pliocènes (Clauzon <i>et al.</i> , 1995 ; la photo est prise de la route D1 entre le Broc et Carros, vers Saint-Martin-du-Var) : la progradation en domaine marin s'accompagne de l'aggradation d'un piedmont continental.	32
Figure 28 : Le paléoBlavet : géométrie de la vallée, architecture et faciès du remplissage, paléogéographie (Kerviler, 1877 ; échantillon en dépôt au Musée Dobrée de Nantes, photo : Y. Bodeur).....	33
Figure 29 : Le Mississipi (Fisk, 1944).	36
Figure 30 : L'influence de la physiographie de la plate-forme émergée sur le comportement hydraulique des rivières (Summerfield, 1985, fig. 3).	38
Figure 31 : La ligne de baie : exemple pris pour la Garonne (Allen & Posamentier, 1994)...	39
Figure 32 : Le biseau d'aggradation côtière se confond avec la ligne de baie (Allen, 1990, fig. 21) à comparer avec la précédente proposition par Vail <i>et al.</i> (1977, part 3, fig. 4).....	40
Figure 33 : L'accommodation (Posamentier <i>et al.</i> , 1988).....	41
Figure 34 : Accommodation et bathymétrie (Posamentier & Allen, 1999, fig. 2-5).	42
Figure 35 : Accommodation et architecture sédimentaire : exemple en domaine continental (Allen, 1994, fig. 7-9).....	43
Figure 36 : Une synthèse : organisation stratigraphique d'une séquence « actualisée » par Delhaye-Prat (2006).	44
Figure 37 : La compaction différentielle : effet de l'enfouissement sur les dykes gréseux (Parize, 1988, fig. 138).....	46
Figure 38 : Des directions orogéniques (Elie de Beaumont, 1830) aux phases tectoniques... 46	
Figure 39 : Les biseaux divergents sur la bordure orientale du bassin de Valréas : témoignage de ravinements successifs.....	47
Figure 40 : « L'horizontalité primitive des dépôts » selon Dufrenoy & Elie de Beaumont (1841, figs 4 et 5). L'inventaire stratigraphique de ces discordances est à la base du modèle tectonique d'Elie de Beaumont (1830 ; cf. Fig. 38).....	49
Figure 41 : La variation latérale de faciès dans le BMRP (Demarcq, 1970, fig. 29). Le passage entre les calcaires bioclastiques et les marnes n'est jamais observable.....	50
Figure 42 : Reconnaissance de la signification stratigraphique des calcaires « molassiques » du BMRP (Combaluzier, 1932).	50
Figure 43 : La méthode d'analyse des flyschs par Vassoevich (1948, 1951).	51
Figure 44 : La séquence granoclassée turbiditique : de nombreux inventeurs.....	52
Figure 45 : Les slumps vocontiens du BMRP : l'affleurement de Montclus (Goguel, 1938b).	54
Figure 46 : Une source massive, vannée, bien triée, des dépôts résultants massifs, déjà vannés, bien triés (sur la plate-forme : Allan, Clansayes, Mormoiron ; dans le domaine vocontien : la falaise des Sibours à Bourdeaux et le serre d'Autruy à Saint-André-de-Rosans).	56
Figure 47 : Répartition volumétrique <i>versus</i> spatiale (respectivement selon Homewood <i>et al.</i> , 1996, 2000 et revue selon les préceptes de Posamentier & Allen, 1999 et la sédimentologie de faciès).	58
Figure 48 : Relation entre accommodation et architecture stratigraphique (Homewood <i>et al.</i> , 2000, fig. 22).	59
Figure 49 : Accommodation et apport sédimentaire <i>versus</i> architecture stratigraphique (respectivement selon Homewood <i>et al.</i> , 1996, 2000 et selon les préceptes de Posamentier & Allen, 1999).....	60

Figure 50 : Evolution temporelle des deltas en fonction de l'augmentation de l'accommodation (Homewood & Lafont, inédit <i>in</i> Guillocheau, 2004). A comparer avec la Fig. 22	62
Figure 51 : Bathymétrie, espace disponible, accommodation (Homewood <i>et al.</i> , 2000, figs 14 et 15). Comparer cette proposition avec l'originale (Fig. 33).....	62
Figure 52 : Le niveau de base universel (Wheeler, 1964) et sa version moderne (<i>in</i> Proust, 1990). A comparer avec la « courbe de lit » de Surell (1841 : Fig. 11).....	63
Figure 53 : L'organisation stratigraphique des séries sédimentaires : une représentation schématique.....	64
Figure 54 : La première carte géologique de la France (Dufrénoy & Elie de Beaumont, 1841).	65
Figure 55 : La classification des faciès turbiditiques proposée par Mutti <i>et al.</i> (1999, figs 8 et 12).....	67
Figure 56 : Le diagramme de Hjulström (1935).	68
Figure 57 : Les mécanismes de transport par un écoulement selon Gilbert (Ottmann, 1965, fig. 3 : 1, traction comme dans les coulées de boue ou le transport pas les glaciers ; 2, roulement ; 3, saltation ; 4, suspension ; Degoutte, 2006, fig. 1 : paramètres géométriques relatifs à la section du chenal ; Bohm, 2005, fig. 1-1 et 1-2 : les paramètres d'hydraulique fluvial).....	69
Figure 58 : Eléments de sédimentologie dynamique (Simons <i>et al.</i> , 1965 ; Harms <i>et al.</i> , 1982 ; Ashley, 1990 ; et une synthèse).....	71
Figure 59 : Les vecteurs de pente (Parize, 1988, fig. 41).....	72
Figure 60 : Etagement bathymétrique des dépôts de tempête (Guillocheau, 1995).....	72
Figure 61 : Etagement altitudinal des associations polliniques (Suc, 2006, communication écrite).....	75
Figure 62 : Un exemple de synthèse de données paléontologiques existantes sur une coupe levée dans le cadre de notre projet d'étude intégrée du remplissage du BMRP.	76
Figure 63 : Un mode de représentation des levés (Guillocheau, 1992).	77
Figure 64 : Les dykes en relais de Pantano au sud de Geraci Siculo (Parize, 1988, fig. 129). 78	
Figure 65 : Des éléments de base de géométrie descriptive (Voilquin, 1976, figs 1 et 2).	79
Figure 66 : La géométrie, un langage indispensable pour comprendre les pierres, du tailleur de pierre au géologue (photo prise à Venterol, Drôme).	80
Figure 67 : Quelques règles pour le levé 3D des injectites et tous autres corps sédimentaires.	81
Figure 68 : L'affleurement de la Baume, flanc méridional de la colline du Puy à Bevons. ...	82
Figure 69 : « The Imperial Wall » ou la juste nécessité d'aller observer.....	83
Figure 70 : Une marche d'escalier : évidence d'injection sableuse.	84
Figure 71 : Comment distinguer les remplissages de chenaux (liquéfiés) d'injectites ? Le recours à l'analyse de faciès.....	85
Figure 72 : Les stratifications lenticulaires, ondulées ou madrées. Un exemple de Reineck et Singh (1980).	86
Figure 73 : Les tidalites (Dalrymple <i>et al.</i> , 1991).	86
Figure 74 : La surface d'abrasion par les vagues : un exemple de terrain (BMRP) et un exemple sismique.	87
Figure 75 : Le ressaut hydraulique selon Mutti & Normark (1987).	88
Figure 76 : Des affouillements dans le secteur du Lauzanier (Alpes-de-haute-Provence ; Grès d'Annot).	89
Figure 77 : Exemples de séquences progradantes à haute et basse énergie de houles.....	90
Figure 78 : Le diachronisme de la MFS : exemple du BMRP au Langhien entre Bayanne et Châteauredon dans le remplissage sédimentaire d'une ria.....	91

Figure 79 : La paléovallée de Saint-Pantaléon (modifié de Besson, 2005, fig. 56). Cet exemple montre le caractère fluvial du ravinement car des perforations se retrouvent jusque dans le thalweg. Le flanc de la ria est structuré en aplombs et terrasses, E. Cet affleurement illustre à lui seul la notion d'emboîtement – déboîtement car cette vallée à remplissage sableux de Miocène moyen est incisée à 90° dans le remplissage bioclastique de la vallée du Miocène inférieur : à ce titre il s'agit d'un affleurement historique.....	93
Figure 80 : L'estuaire de la Loire : ses grandes unités physiographiques selon Ottmann <i>et al.</i> , (1970) et vues de la Brière, plaine côtière, depuis Bréca et de l'estuaire depuis Mindin (photos B. Parize).....	94
Figure 81 : La Gironde - Vitrezay (Source de la photo, www.bernezac.com).....	95
Figure 82 : Le bouchon vaseux (Glangeaud, 1938, figs 5, 6 et 7 et 1939, fig. 8 <i>in</i> Ottmann, 1965, fig. 78) : de l'observation des troubles à sa modélisation.	96
Figure 83 : L'épigénie d'aggradation selon Clauzon (2001) : en Roussillon, Têt et Tech ; en Languedoc, Orb ; en Provence, Durance ; en Ligurie, Var et Arroscia. Parce que le fleuve divague sur son piedmont, son nouveau thalweg est déboîté du précédent. Les rivières pliocènes n'ont pu s'extraire de leurs canyons messiniens que grâce à l'extraordinaire potentiel d'aggradation observé dans les prismes continentaux des Gilbert deltas pliocènes (Clauzon, 1998). Ce processus original d'évasion/migration a été appelé « épigénie d'aggradation » (Clauzon, <i>in</i> Besson <i>et al.</i> , 2002).....	97
Figure 84 : L'étagement des prismes de régression forcée (Posamentier & Allen, fig. 4-42).98	
Figure 85 : Des exemples possibles de deltas de bas niveau et de haut niveau (Moore & Asquith, figs 1 et 2).	99
Figure 86 : Prismes de régression forcée <i>versus</i> delta de bas niveau (Posamentier & Allen, fig. 4-23).....	100
Figure 87 : L'histoire de la Toscane selon Stenon (1669, <i>in</i> Elie de Beaumont, 1834).....	101
Figure 88 : Le calendrier tectono-sédimentaire « Carbonifère – Andes » d'Elie de Beaumont (1830) : un mode de représentation qui fera école.	102
Figure 89 : L'évolution de la Gironde depuis le dernier épisode glaciaire (Allen & Castaing, 1970).....	103
Figure 90 : L'évolution de la baie de la Lavaca depuis le dernier épisode glaciaire (Wilkinson & Byrne, 1977).....	104
Figure 91 : Les instabilités de la Fournaise (Ollier <i>et al.</i> , 1998).....	105
Figure 92 : L'éventail de Céüse durant l'Aptien (Friès & Parize, 2003).	106
Figure 93 : Coupes de référence des systèmes turbiditiques aptiens du BSEF (Rubino <i>et al.</i> , 2002 ; Friès & Parize, 2003 ; Parize <i>et al.</i> , 2003, 2005).	107
Figure 94 : La carte des enveloppes chenalisantes du Miocène supérieur du bassin du Bas Congo (Ferry <i>et al.</i> , 2004, 2005).	108
Figure 95 : La berge d'un remplissage de chenal turbiditique, Aptien supérieur, serre d'Autruy, Saint-André-de-Rosans.....	109
Figure 96 : Coupe transversale à la bordure d'un chenal entre son remplissage et les injectites dans la berge, Aptien supérieur, serre d'Autruy, Saint-André-de-Rosans.	110
Figure 97 : Le trousseau de MANE par Rigollet <i>et al.</i> (2001).	112
Figure 98 : La partie haute du canyon sous marin du Var. Analyse physiographique et faciologique de la mosaïque SAR.	113
Figure 99 : Le réseau en tresse de la tête du canyon du Var.	114
Figure 100 : Mode de formation et d'évolution du canyon du Zaïre (Ferry <i>et al.</i> , 2004, figs 6 et 7).....	116
Figure 101 : Evolution Amont – Aval de l'architecture des remplissages de chenaux ou de complexes de chenaux turbiditiques (Ferry, 2004).	117

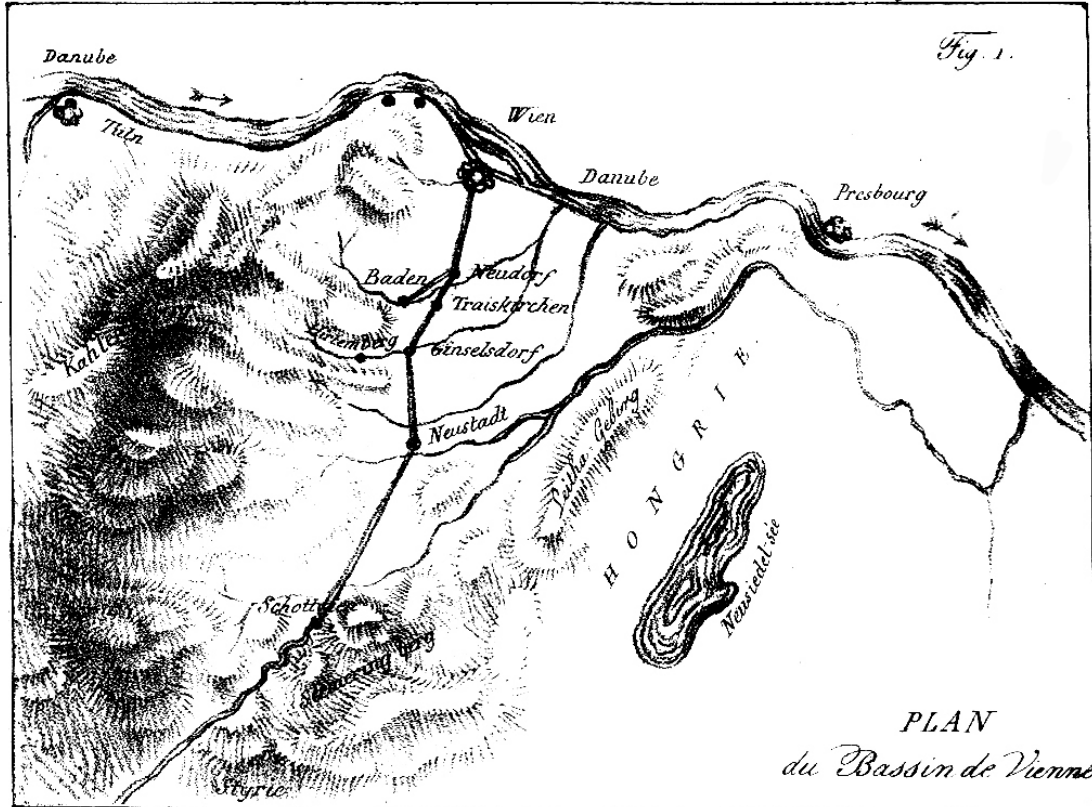
Figure 102 : Le complexe chenalisant de Saint-André-de-Rosans : un exemple terrain de LOSC.....	120
Figure 103 : Un exemple de LOSC en subsurface (Labourdette <i>et al.</i> , 2004).....	120
Figure 104 : Les hétérogénéités associées aux systèmes turbiditiques confinés : externes <i>versus</i> internes selon leur relation avec le remplissage du chenal.	121
Figure 105 : Les hétérogénéités externes : les dykes et les sills gréseux sédimentaires. Elles correspondent à des objets <i>per descensum</i> ou <i>per ascensum</i> associés aux sables massifs turbiditiques.....	122
Figure 106 : Des hétérogénéités dans la caisse filonienne. Relation entre la forme des injectites et la rhéologie de la roche encaissante.....	124
Figure 107 : Les hétérogénéités internes : <i>septa</i> et pseudodébrites. Modèle de mise en place et guides de prospection.	126
Figure 108 : Les variations de la sinuosité, la largeur et la profondeur de l'incision basale, l'apparition des dépôts de lobes et de levées, la localisation des zones d'aggradation verticale et d'avulsions des chenaux se corrèlent avec les variations longitudinales de la pente (Ferry <i>et al.</i> , 2004).....	129
Figure 109 : L'extension cartographique des principaux corps sédimentaires aptiens vocontiens (Friès & Parize, 2003). Il n'est pas indispensable d'opérer une reconstitution palinspatique pour une restitution paléomorphologique : il faut seulement s'assurer que l'orographie actuelle accentue la physiographie au moment du dépôt	130
Figure 110 : Un modèle pour les Sables massifs turbiditiques : l'exemple du domaine vocontien (Parize <i>et al.</i> , 1998 ; Parize <i>et al.</i> , 2007). La source et la topographie contrôlent leur localisation.	131
Figure 111 : Les barres tidales bioclastiques burdigaliennes de Vacqueyras.	132
Figure 112 : Les barres tidales bioclastiques de Saint-Gens (Burdigalien, Saint-Didier ; Parize, 1996).....	133
Figure 113 : Des exemples de barres tidales (Burdigalien, Venasque ; Descote & Parize, en cours).....	134
Figure 114 : Cartographie en isopaches du complexe de barres tidales (région de Venasque, Fontaine-de-Vaucluse, <i>in</i> Besson, 2000).....	135
Figure 115 : Composition bioclastique des carbonates de plate-forme de la région de Venasque (Parize, 1996).	136
Figure 116 : Exemple de dunes composites (Burdigalien, Saint-Gens ; Parize, 1996).....	136
Figure 117 : Des exemples de très grandes dunes tidales (Burdigalien, région de Vénasque ; Parize, 1996).....	137
Figure 118 : Exemple de remplissage de chenaux méandriques en contexte tidal.	138
Figure 119 : Le flanc de la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse (Parize, 1996 ; Descote & Parize, en cours).	139
Figure 120 : Les piedmonts miocènes du BMRP : les piedmonts fini-tortonien « Valensole I » de l'Aigues et de l'Ouvèze dans le bassin de Valréas, de Cucuron et de Digne Valensole ; la barre de Facibelle, un piedmont « Valensole 0 ».	140
Figure 121 : L'archipel de basse-Provence : Combaluzier (1932),.....	144
Figure 122 : Les trois ravinements fluviaux et leur remplissage miocène (Besson <i>et al.</i> , 2005).....	146
Figure 123 : La paléogéographie miocène du BMRP en dessin animé (Besson <i>et al.</i> , 2005).	147
Figure 124 : Le découpage stratigraphique de la série vocontienne apto-albienne du BSEF.	148
Figure 125 : L'organisation stratigraphique des systèmes turbiditiques confinés du domaine vocontien. Comparaison avec des analogues de subsurface.	150

Figure 126 : Durées de l'étage Aptien. Nos deux propositions sont identiques, la seconde prend en compte la nouvelle définition du passage apto-albien proposée par le Groupe du Crétacé (figure transmise par Nicolas Fiet).....	151
Figure 127 : La série miocène du BMRP : de l'empilement stratigraphique et de la variation latérale de faciès à l'emboîtement – déboîtement.	152
Figure 128 : Un modèle stratigraphique pour le remplissage bioclastiques des vallées littorales miocènes : l'amalgame des surfaces stratigraphiques sur la physiographie, une évolution à haute fréquence et un schéma stratigraphique adapté au comblement bioclastique des rias ou des « calanques ennoyées ».	153
Figure 129 : Le concept d'emboîtement – déboîtement (pour se rappeler que la stratigraphie est d'abord une science géométrique)	156
Figure 130 : Une proposition de situation des niveaux d'Abros – Maurel , de Pré Forant et de Reynier (bassin miocène de Digne-Valensole) sur une échelle chronostratigraphique (e.g. Hardenbol <i>et al.</i> 1998) et corrélations avec les biozones et les gisements de références (voir Fig. 78). L'emboîtement du Miocène moyen dans les terrains sous-jacents et une hypothèse de continuité sédimentaire infirmée par l'analyse de faciès ont pu conduire à placer le gisement de Châteauredon 1 en passage latéral de faciès avec des dépôts burdigaliens. Ce gisement de Châteauredon 1 et son équivalent d'Abros (Aguilar & Clauzon, <i>in</i> Besson et al., 2002) appartiennent au remplissage transgressif d'une ria du Miocène moyen qui se suit de Bayanne à Digne.	157
Figure 131 : Le Miocène inférieur et moyen du BMRP : deux grands complexes de remplissage de vallées incisées. Ces deux réseaux sont déboîtés l'un par rapport à l'autre, soulignant ainsi un changement majeur du paysage (de la géométrie des bassins de drainage) au passage entre le Burdigalien et le Langhien. Le second réseau est d'autre part emboîté dans le premier. Le paysage de la partie centrale du BMRP acquiert une physiographie proche de l'actuelle à ce même moment : les synclinaux du Lubéron, des Alpilles, les Monts de Vaucluse etc., deviennent des barrières morphologiques. Les implications stratigraphiques de cette physiographie sont nombreuses. Il ne faut plus mettre en variation latérale de faciès les Molasses du Miocène inférieur avec les marnes décrites sous faciès Schlier... Notons le pic à <i>Avicennia</i> qui marque l'optimum climatique et qui est daté par les Préorbulines du Langhien en Provence. L'expression sismique des produits de démantèlement et de ravinement fini-burdigalien : le changement des paysages conduit à l'édification d'un prisme sédimentaire très important sur la marge continentale au débouché des fleuves.	158
Figure 132 : La paléomorphologie du domaine vocontien sous contrôle de tectonique gravitaire (halocinèse et argilocinèse).....	159
Figure 133 : Exemple sismique de contrôle des dépôts turbiditiques par la déformation gravitaire.....	160
Figure 134 : Relation entre diapirisme et drainage fluvial : le Miocène du dôme de Suzette.	161
Figure 135 : Relation entre plissement et drainage fluvial : le Miocène du dôme de Mirabeau.....	161
Figure 136 : La ria pliocène du Rhône de Fontannes (1882 ; en dépôt à la BNF) à Clauzon (1997).	162
Figure 137 : L'ampleur du ravinement aquitano-burdigalien. L'amplitude de l'incision fluviale à la base de S1 est localement très supérieure à l'amplitude de la chute eustatique admise pour l'océan global : au passage entre l'Aquitainien et le Burdigalien, elle est un peu moins de 50 mètres.....	164
Figure 138 : L'ampleur du ravinement fini-burdigalien. Cette valeur doit être comparée avec l'amplitude de la chute eustatique admise pour l'océan global qui au passage entre le	

Burdigalien et le Langhien, est un peu moins de 100 mètres. L'amplification tectonique des incisions fluviales est de l'ordre de la différence entre ces valeurs mesurées dans le BMRP et l'amplitude de la chute eustatique au même moment, en prenant en compte les dernières chartes (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) et les calages biostratigraphiques disponibles (discussion *in* Besson, 2005). 164

Figure 139 : Les divergences sur le flanc septentrional du Lubéron entre les dépôts du TST de S1b et de la TST de S2 et le prolongement des surfaces marines sur le Lubéron et (Besson 2005 ; Besson *et al.*, 2005). Sur cette figure, les dépôts du TST de S2 sont notamment en discordance sur les marnes du HST de S1c, voire directement sur le TST de S1b, alors qu'à 500 m au NW, cet intervalle marno-sableux fait plus de 40 m d'épaisseur. Si l'on tient compte de la déformation, la surface d'aplanissement sommitale du Lubéron peut être reliée à la MFS de S1, et la surface d'abrasion qui érode les dépôts du TST de S1 au S-SE de Chantebelle peut être reliée à la surface d'abrasion de la MFS de S2. Dans l'axe du Lubéron, cette surface est clairement emboîtée dans la précédente et permet de démontrer la surrection du Lubéron pendant cette période.... 165

Figure 140 : Quantification des mouvements verticaux affectant le Lubéron depuis le Miocène (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005). 167



Explication de la Planche.

Fig. 1^{re}. Plan du bassin situé au midi de la ville de Vienne en Autriche.

- Fig. 2. Coupe idéale du même bassin.
- A Calcaire compacte en bancs inclinés.
 - B Poudingue-calcaire (*Nagelsflue?*)
 - C Couches supposées d'argile et de lignite.
 - D Argile grise ou bleuâtre peu micacée.
 - E Marne argileuse verdâtre très-micacée.
 - F Calcaire en bancs horizontaux et sable calcaire coquilliers.
 - G Calcaire ou tuf d'eau douce.
 - a Rochers de calcaire compacte percés en place par des pholades.
 - bb Puits creusé auprès de Baden, pour la recherche du lignite, et dans lequel on a rencontré des blocs de calcaire compacte et de poudingue enfouis dans l'argile grise.
 - c Clocher de la ville de Baden.

Fig. 2.



lith. de C. Constant à Sévres.

1783 .ECOLE DES MINES DE PARIS. 1983

MINES

GÉOLOGIE SÉDIMENTAIRE

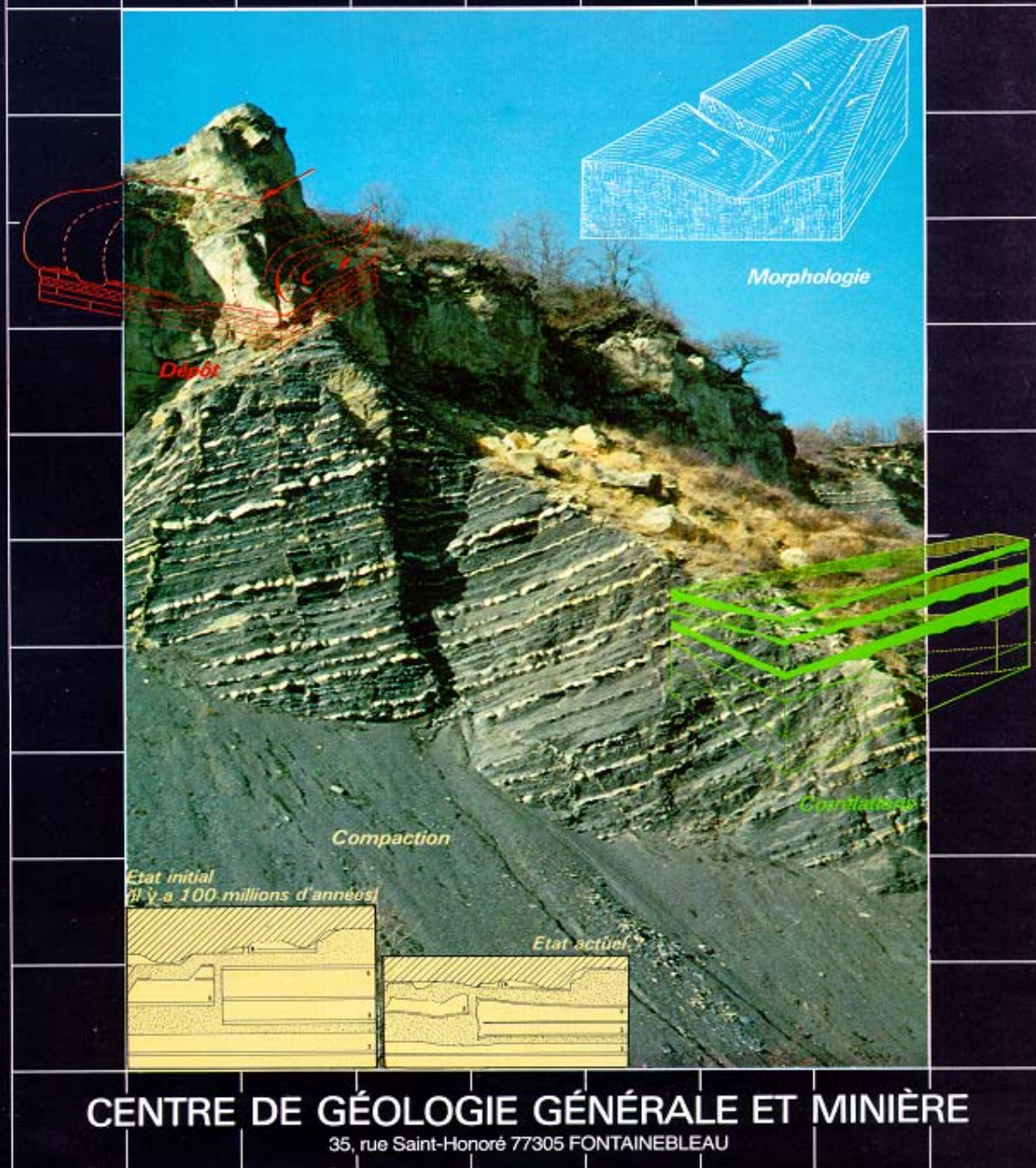


Figure 1 : Le Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris : de l'affleurement aux processus de dépôts et à la restitution des paléomorphologies.

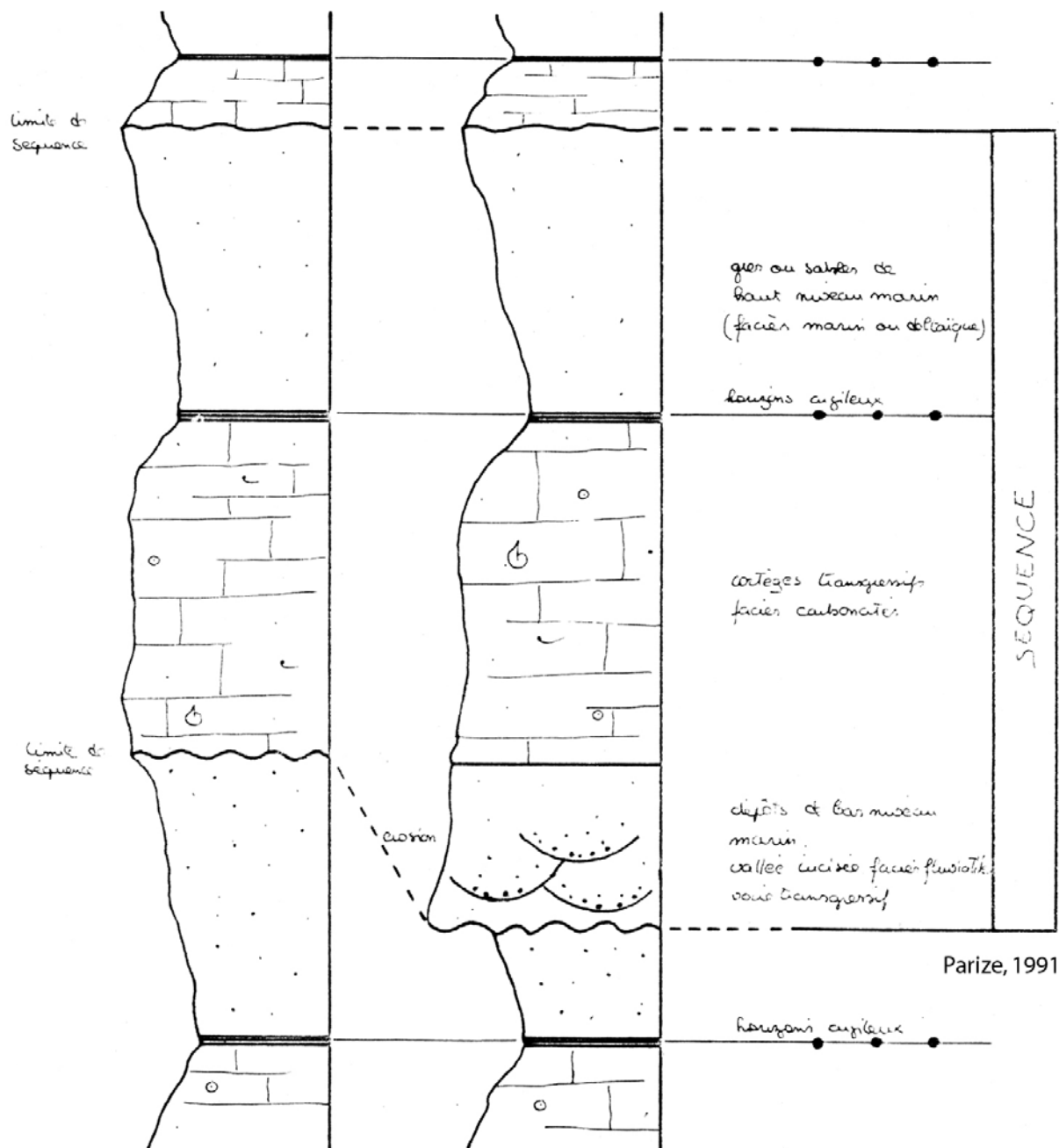


Figure II.1 : Modèle d'organisation séquentielle en faciès carbonaté. Application au site de Beynes Profond.

Figure 2 : Des prismes de bas niveau marin dans le Jurassique du bassin parisien.

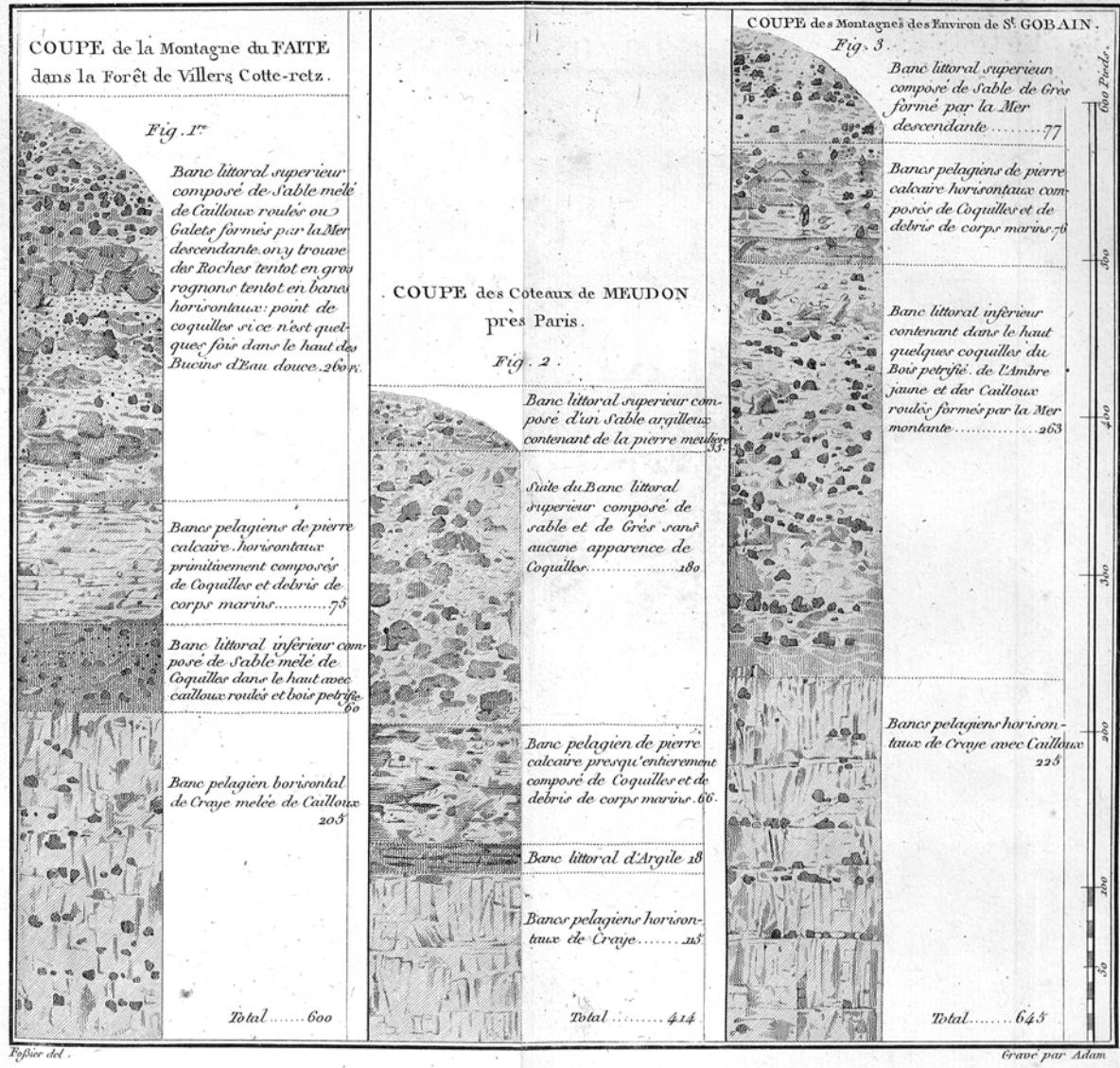


Figure 3 : Lavoisier (1789) : les faciès de la craie, ...

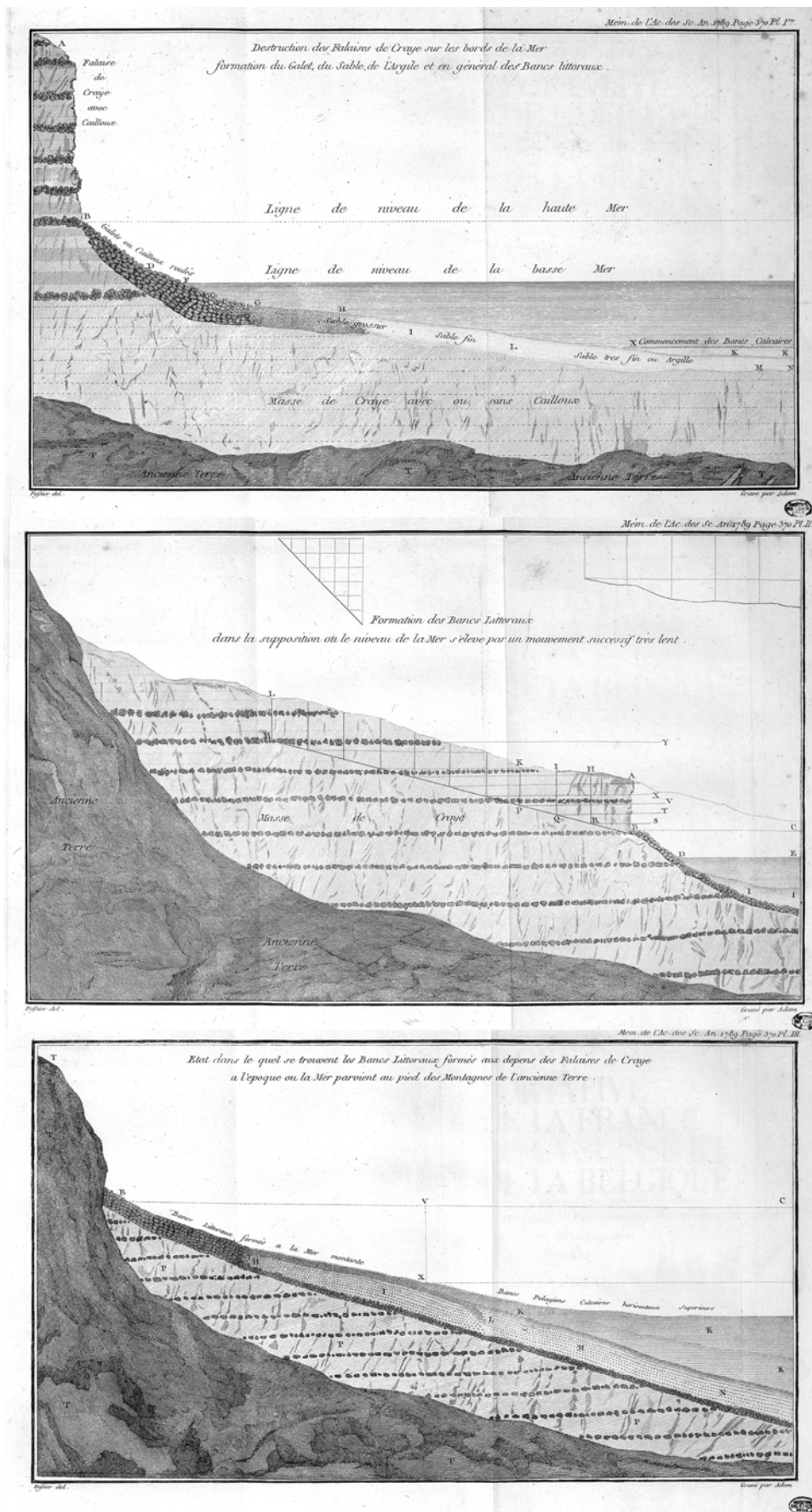


Figure 4 : ... Les mouvements lents de la mer : Lavoisier (1789) apparaît comme celui qui a inventé notre science (Mémoire en dépôt à la bibliothèque du MNHN ; Reynaud, 2007, communication personnelle).

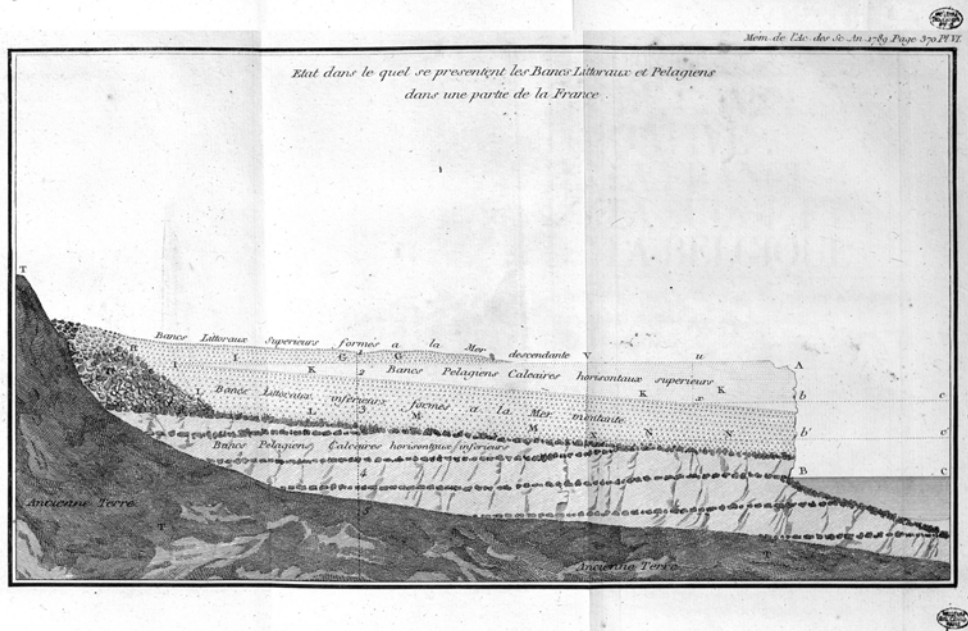
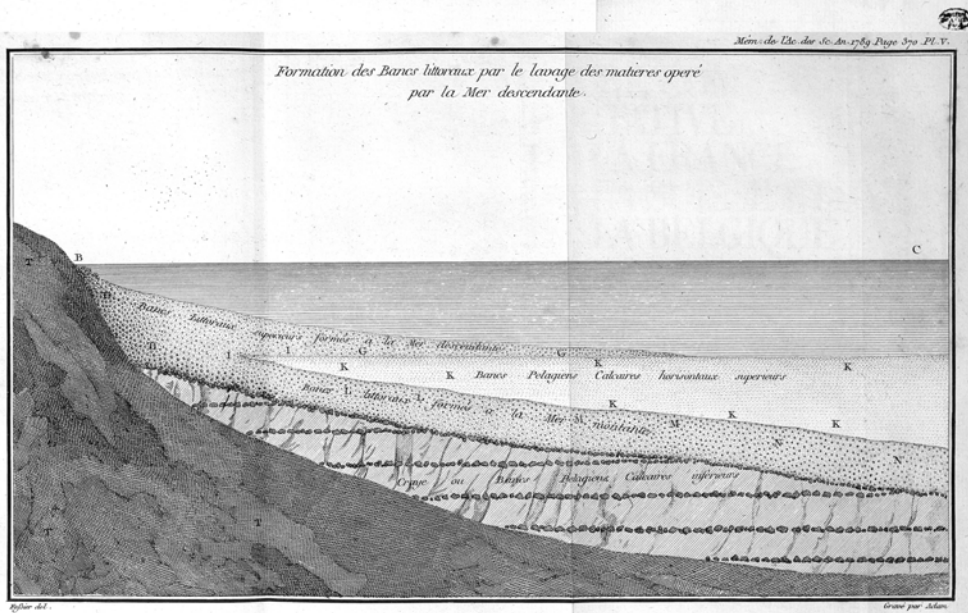
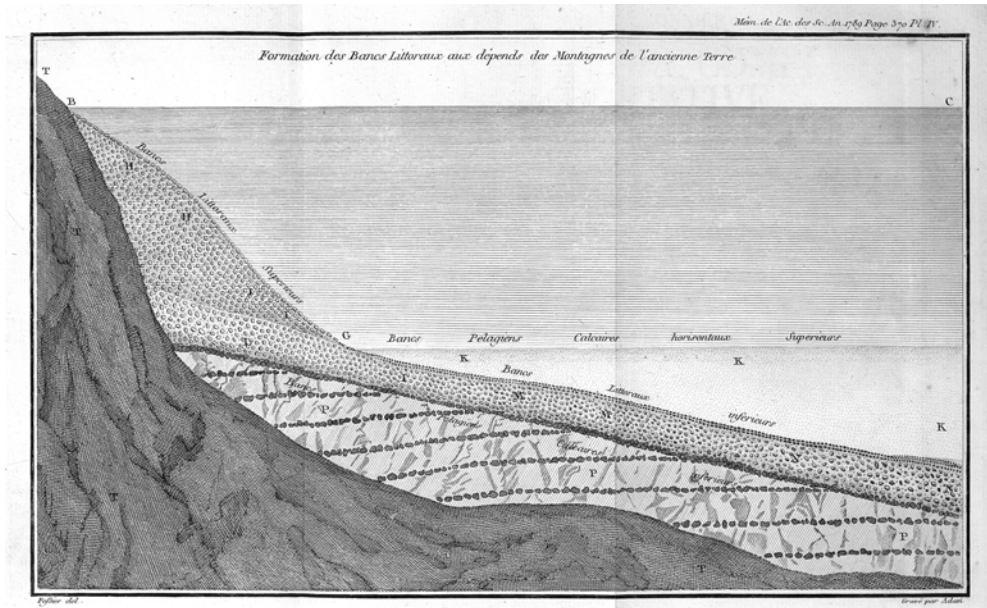


Figure 4 : Suite.

La figure 2 montre un schéma de 4 séquences rythmiques, inspiré au cas réel de la plaine alluviale de l'Arno, aux environs de Pise.

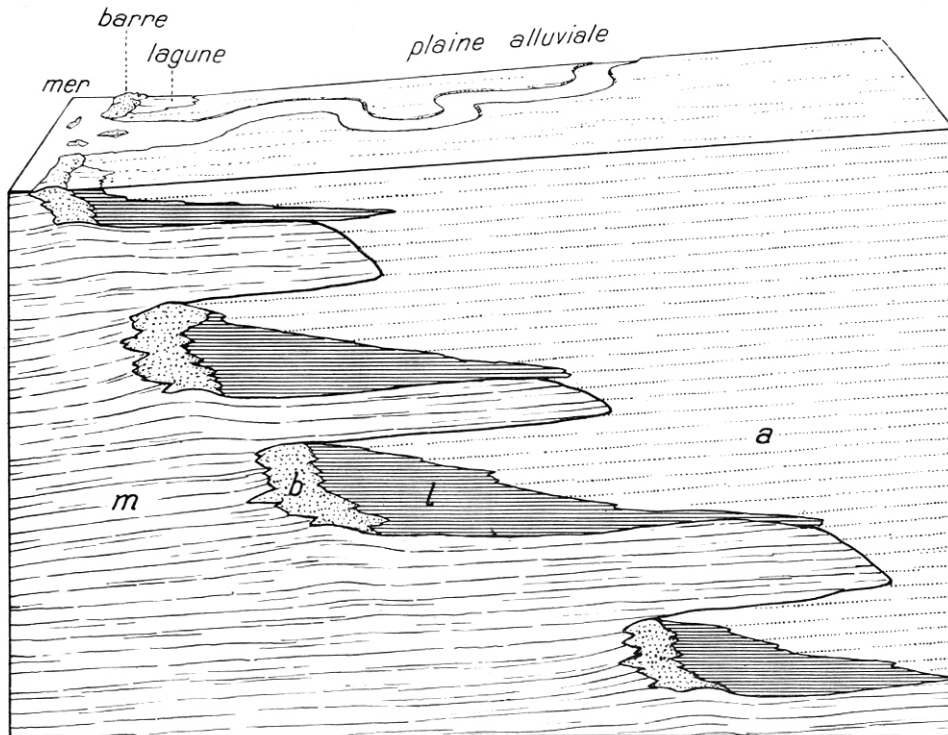


Fig. 2. Coupe schématique de la sédimentation rythmique dans la basse vallée de l'Arno. L'épaisseur de la coupe est de 200 mètres environ.
m = dépôts marins; *b* = barres sableuses; *l* = dépôts lagunaires; *a* = alluvions fluviales

Figure 5 : Des exemples de transgressions et régressions dans le remplissage plio-quaternaire de la plaine côtière de l'Arno au voisinage de Pise (Tongioni & Trevisan, 1959, fig. 2).

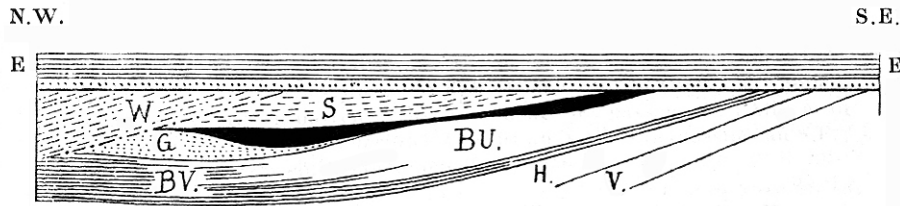
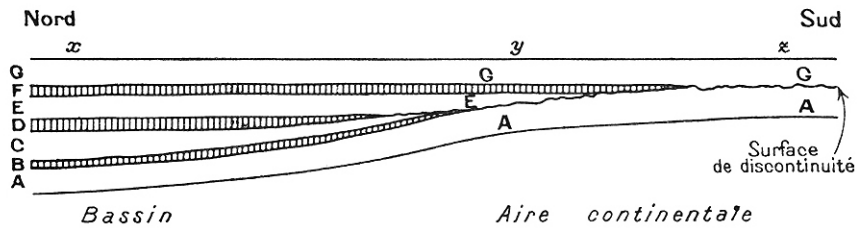


Fig. 8. — Coupe schématique de la transgression du Lutétien et de ses rapports avec le Crétacique moyen dans les Alpes suisses centrales et orientales; faciès helvétique.

E, Éocène (Lutétien); W, couches de Wang (Danien ?); S, Sénonien, Turonien et Cénomaniens; ■ Albien; G, Gargasien; BU, Bédoulien et Barrémien, faciès urgonien; BV, Barrémien, faciès vaseux; H, Hauterivien V, Valanginien.

[Heim, 1909 : fig. 8]



En x = sédimentation continue, sans lacunes.
 En y = lacune correspondant aux étages B, C, D.
 En z = lacune plus importante, correspondant aux étages B, C, D, E, F.
 Il y a donc eu régression du S au N, puis transgression du N au S.

FIG. 2. — Représentation théorique d'une régression, d'une lacune et d'une transgression.

[Gignoux, 1926 : fig. 1 ; 1950 : fig. 2]

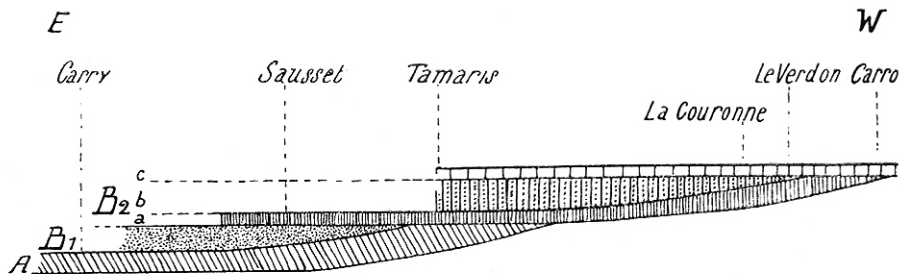
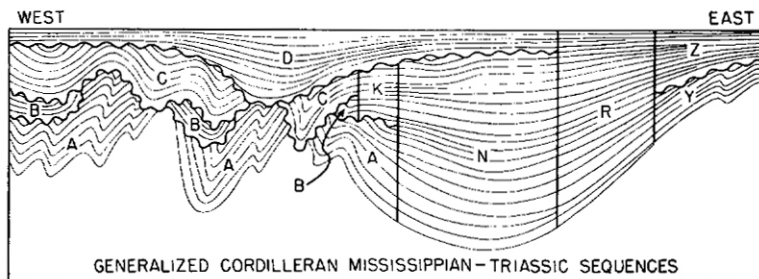


Fig. 2. — Coupe théorique Ouest-Est de Carro à Carry, montrant l'ordre de succession des dépôts miocènes antérieurement à tout mouvement tectonique.

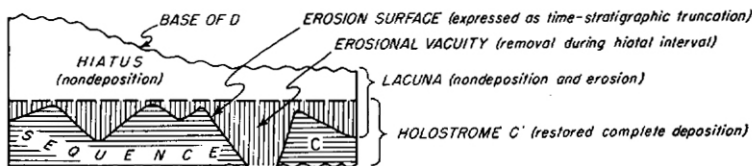
B2 : Burdigalien supérieur :
 c) Horizon supérieur de Couronne à *Clyp. intermedius*.
 b) Horizon moyen de Couronne à *P. Jostlingi*, *Schiz. Lovisatoi*.
 a) Horizon inférieur de Couronne à grosses huitres.
 B1 : Burdigalien inférieur.
 A : Aquitanien.

[Combaluzier, 1932 : fig. 2]

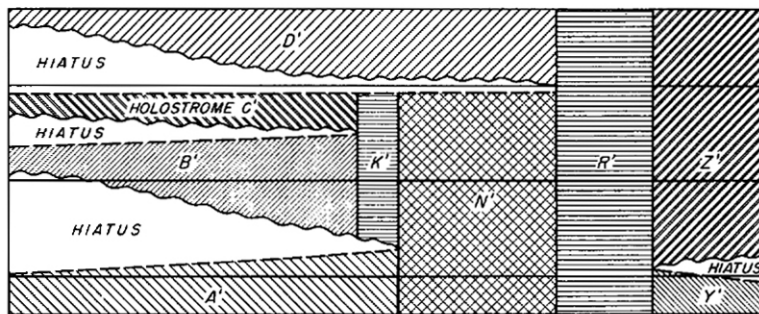
Figure 6 : Emersion, limite de séquence, lacune de l'enregistrement sédimentaire (d'après Heim, Gignoux et Combaluzier).



2.



3.



4.

FIG. 2.—Generalized cross section approximately along Fortieth Parallel from Pacific Coast to Rocky Mountains showing principal sequences and intervening unconformities from base of Upper Mississippian (Chesterian) to Triassic-Jurassic boundary.

FIG. 3.—Time-stratigraphic cross section through lateral extent of Sequence C in Figure 2, illustrating derivation of holostrome and hiatus as primary components of regional stratigraphic cycle.

FIG. 4.—Time-stratigraphic cross section showing holostromes and hiatuses derived from sequences shown in Figure 2. Horizontal reference lines are boundaries of periods designated in Figure 5.

Figure 7 : Lacune, hiatus, érosion selon Wheeler (1958, figs 3, 4, 5).

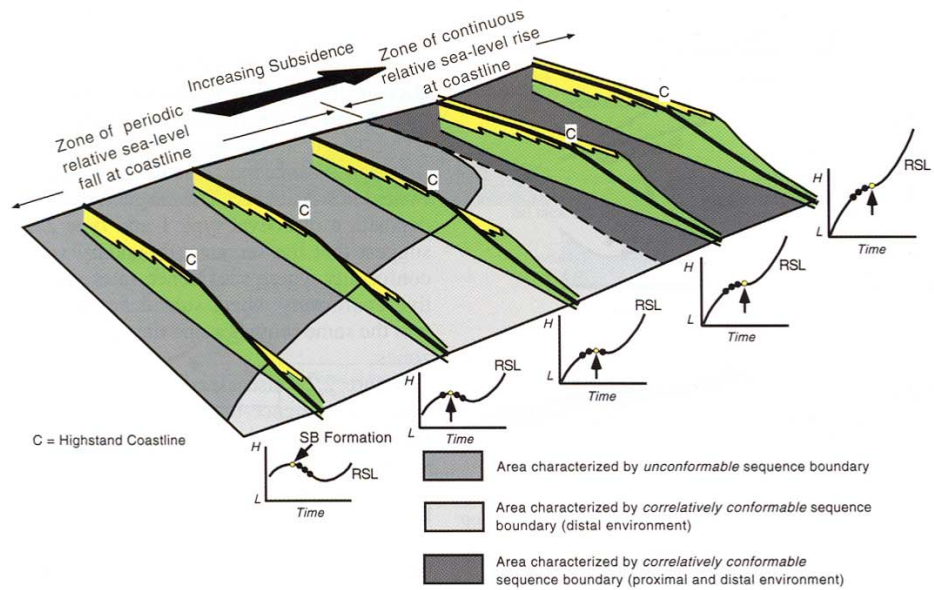


FIG. 2.28.—Schematic depiction of the relationship between stratigraphic architecture that has previously been described as type 1 and type 2 sequence boundaries. In this illustration, the rate of subsidence increases from lower left to upper right. Given the same eustatic fall, the sequence boundary is in part expressed as an unconformity (i.e., updip) and in part as a correlative conformity (i.e., downdip) where subsidence rates are low (i.e., lower than the rate of eustatic fall), as is the case for the lower left side of this illustration. This manifestation of the sequence boundary has, in the past, had been referred to as a type 1 sequence boundary. In the area of higher subsidence (i.e., the upper right side of this illustration), where the rate of subsidence exceeds the rate of eustatic fall at all times, the entire sequence boundary is expressed as a correlative conformity. In this area, the sequence boundary in the past had been referred to as a type 2 sequence boundary. Note that with increasing subsidence (i.e., from left to right on this figure) the area characterized by an unconformable type 1 sequence boundary progressively decreases. The sequence boundary grades from an unconformity to a correlative conformity both along dip (along the left side of the illustration) as well as along strike (from left to right across the illustration).

Figure 8 : Synchronisme 2D et diachronisme 3D de la limite de séquence selon Posamentier & Allen (1999).

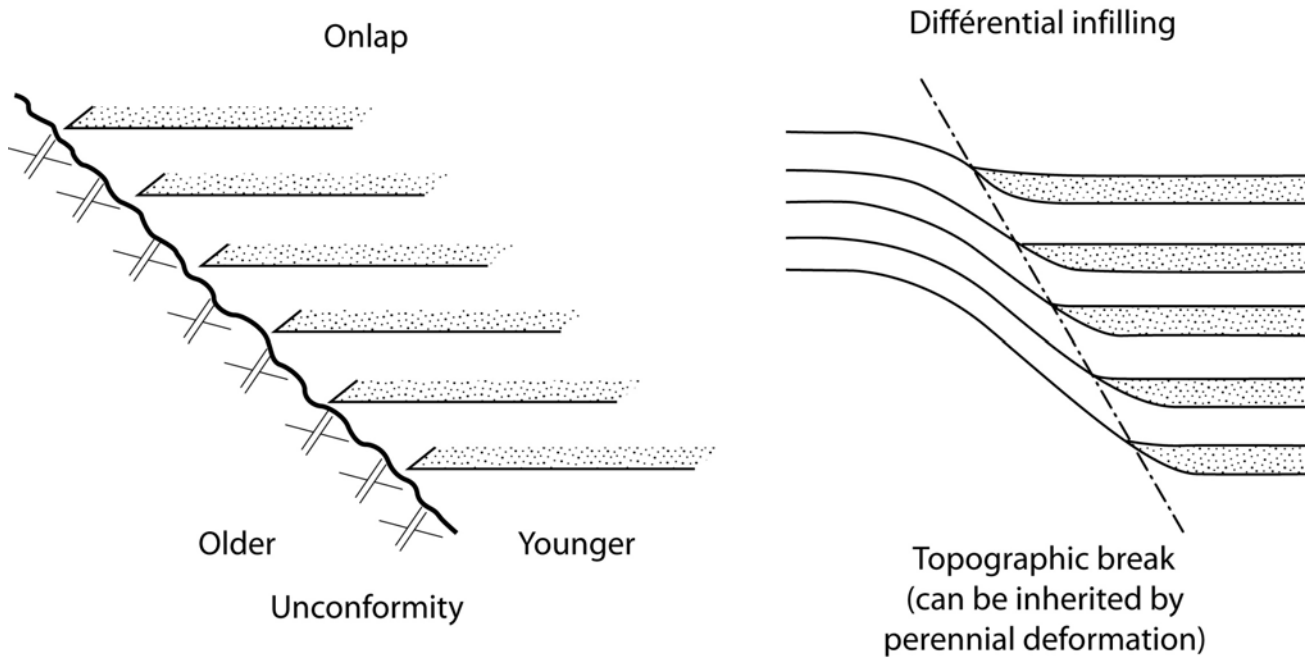


Figure 9 : Biseaux d'aggradation versus complément différentiel.

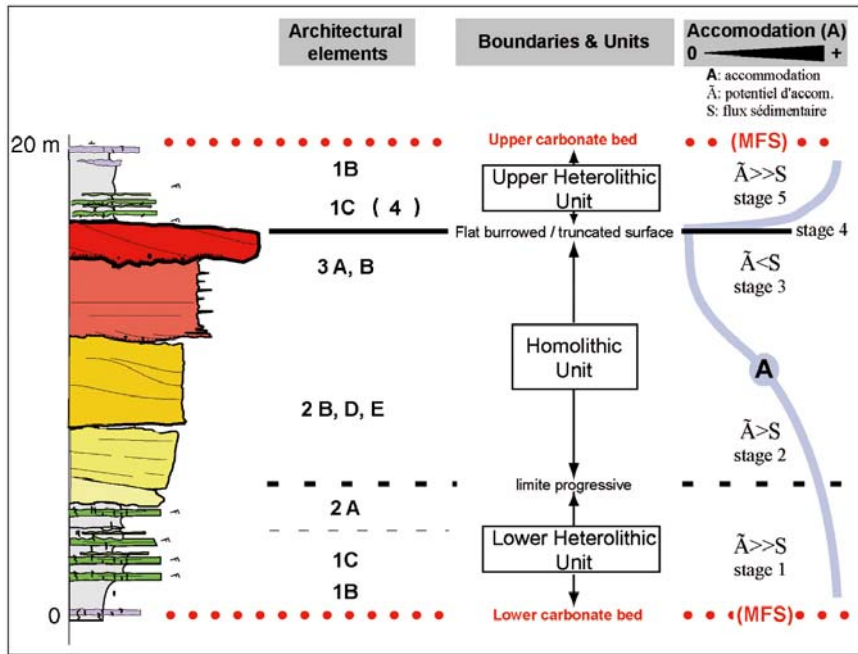


Figure 42 : Synthetic model of a 5th order stratigraphic cycle.

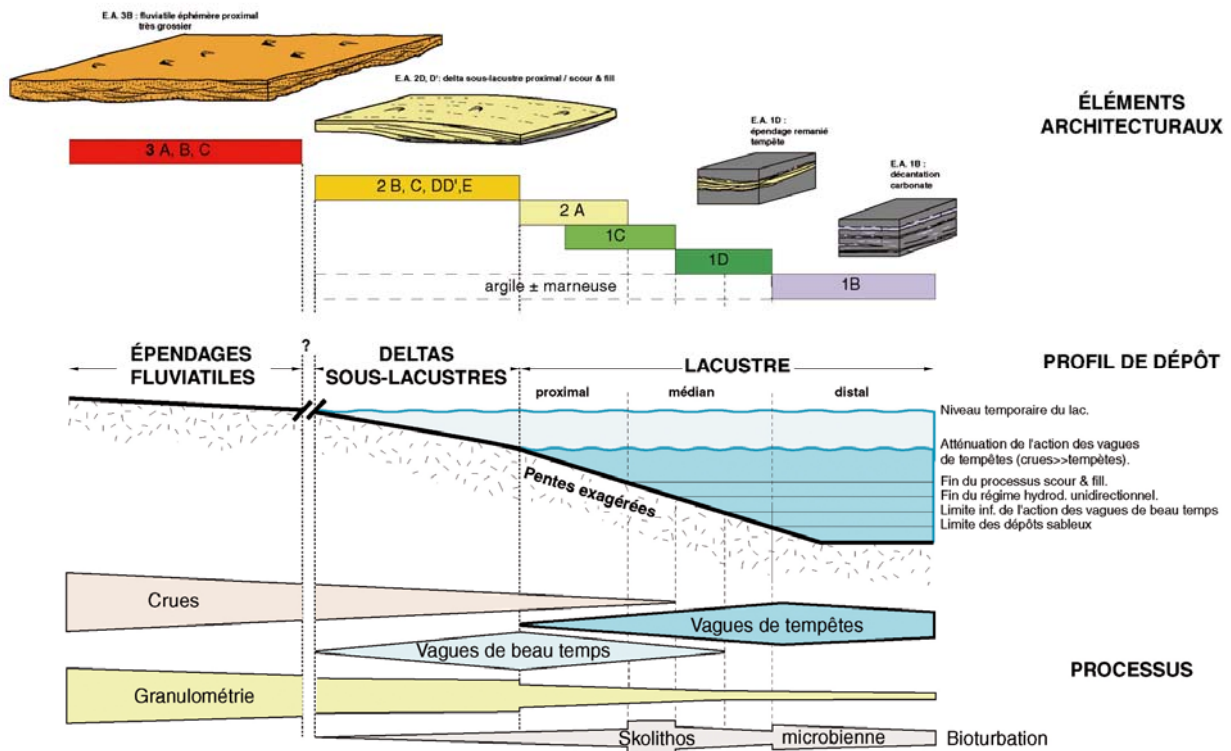


Figure 47: Succession des systèmes sédimentaires le long du profil de dépôt: zonation des processus et des éléments architecturaux.

Figure 10 : La loi de corrélation de faciès : exemple pris dans des systèmes fluvio-lacustres (Debarre, 2000).

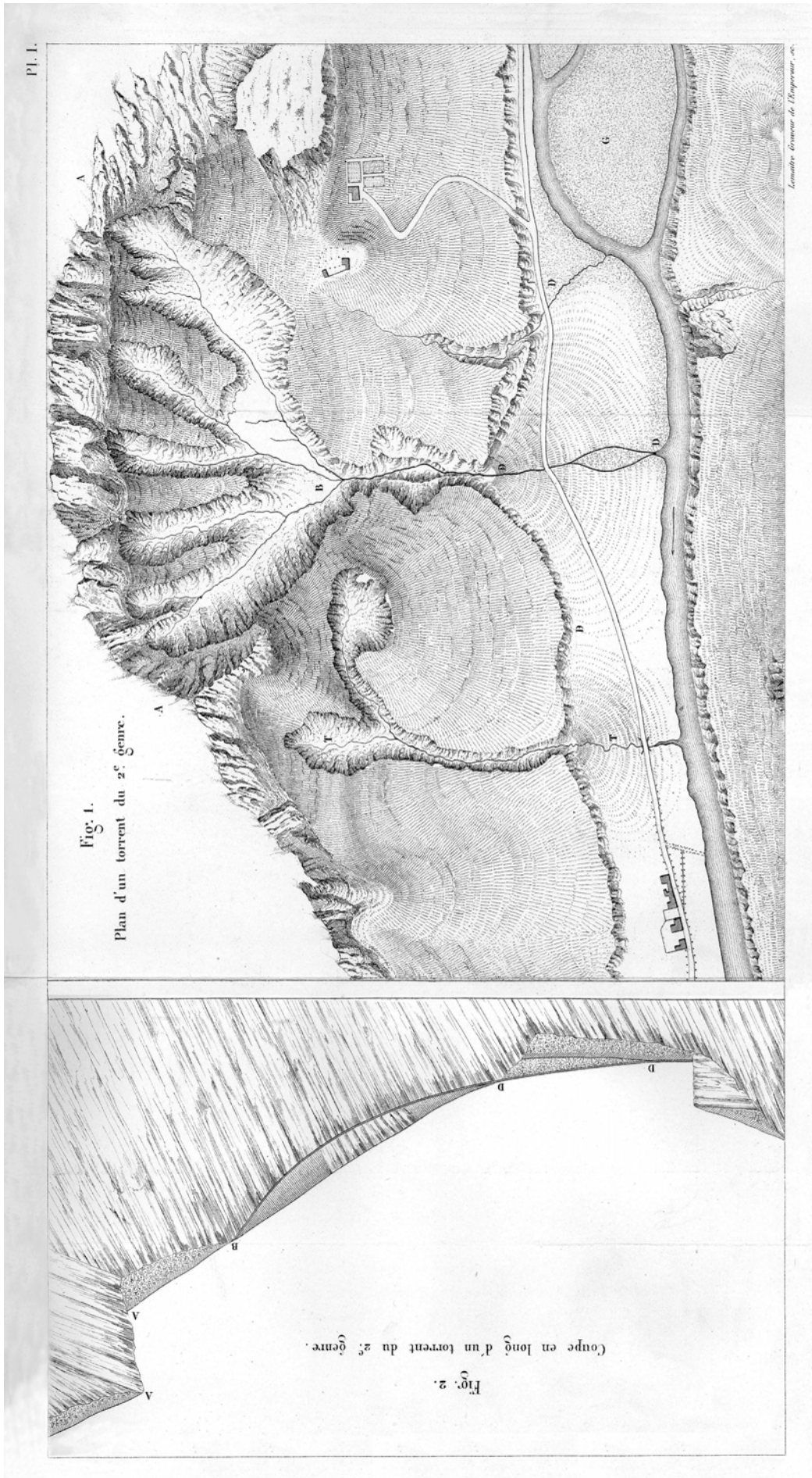


Figure 11 : La courbe de lit ou profil d'équilibre des rivières selon Surell (1841).

TABLE 1.1.—LIST OF SOME KEY GEOLOGICAL “FIRST PRINCIPLES”
RELEVANT
TO SEQUENCE STRATIGRAPHY.

-
-
- All natural systems tend toward a state of equilibrium in which there is the most efficient use of energy. This state of equilibrium can be expressed as a graded or steady-state profile in alluvial, shelfal, or deep-water settings, and sea level in near-shore marine settings.
 - Fluid and sediment gravity flows tend to move from high to low elevations, i.e., water flows downhill, tending to follow topographic or bathymetric lows.
 - Walther’s Law: the same succession that is present vertically also is present horizontally *unless there is a break in sedimentation*.
 - Sedimentation patterns reflect the ratio between the rate of sediment supply and the rate of change of accommodation (i.e., space available for sediment to accumulate).
 - The significant bulk of siliciclastic sediments is derived from hinterland areas and is delivered to sedimentary basins by river systems.
 - Flow velocity is directly proportional to slope magnitude.
 - Flow discharge (subaerial or subaqueous) is equal to flow velocity times cross-sectional area.
 - Sediment grain size and flux is directly proportional to stream power, i.e., flow velocity and discharge.
 - Fine-grained sediment (e.g., silt and clay) generally is transported in suspension whereas coarser sediment (e.g., sand sized and greater) generally is transported as bed load or in suspension.
 - As environmental energy decreases, coarse-grained sediments are deposited first.
 - The larger a fluvial drainage basin, the less flashy the fluvial discharge.
-

Figure 12 : les principes de bases de la stratigraphie séquentielle (Posamentier & Allen, 1999, tab 1).

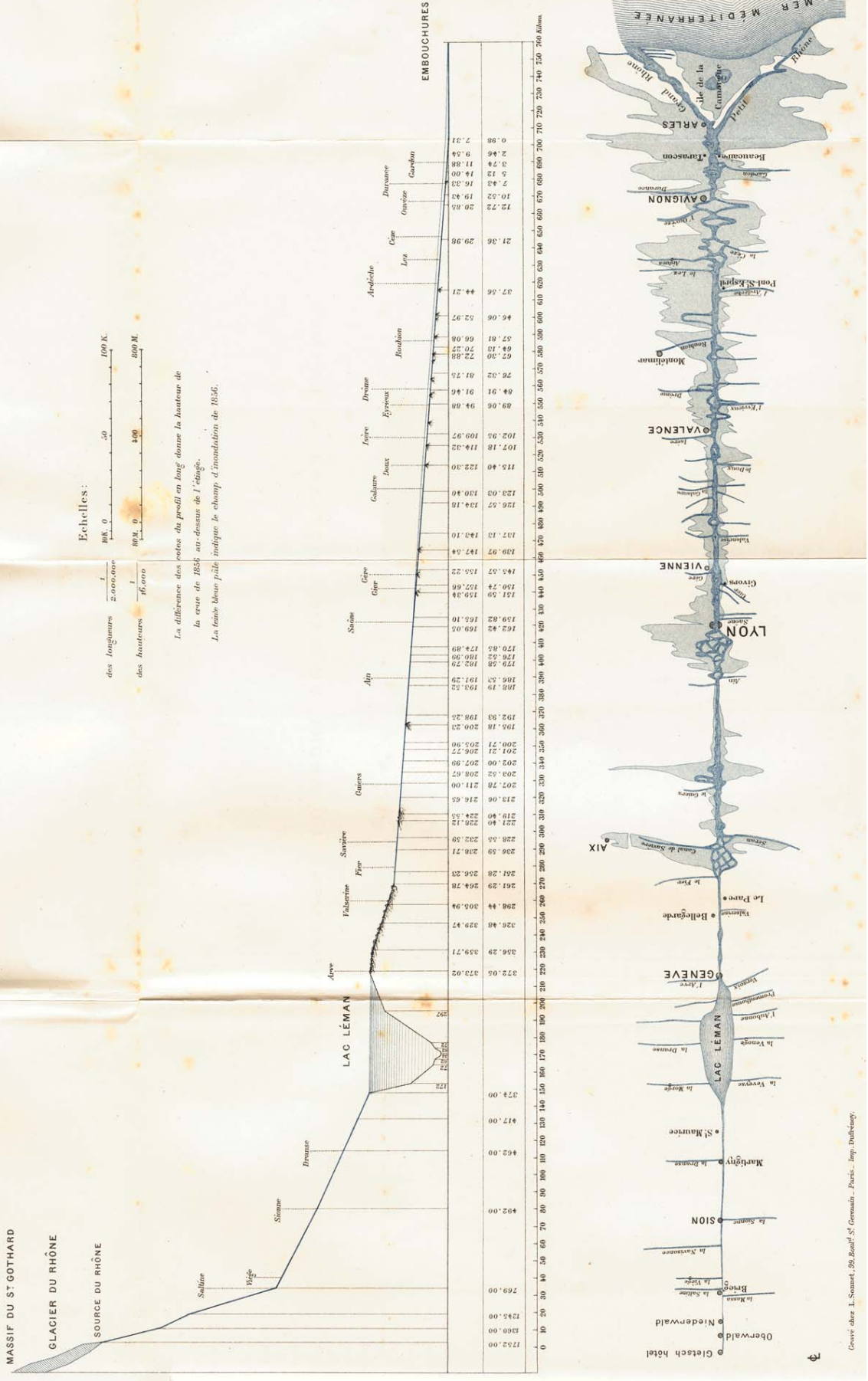
DÉVELOPPEMENT DU RHÔNE, DU SAINT-GOTHARD À LA MER

MASSIF DU ST GOTHARD
GLACIER DU RHÔNE
SOURCE DU RHÔNE

Echelles:
des longueurs 1/200,000
des hauteurs 1/10,000

0 50 100 K.
0 400 800 M.

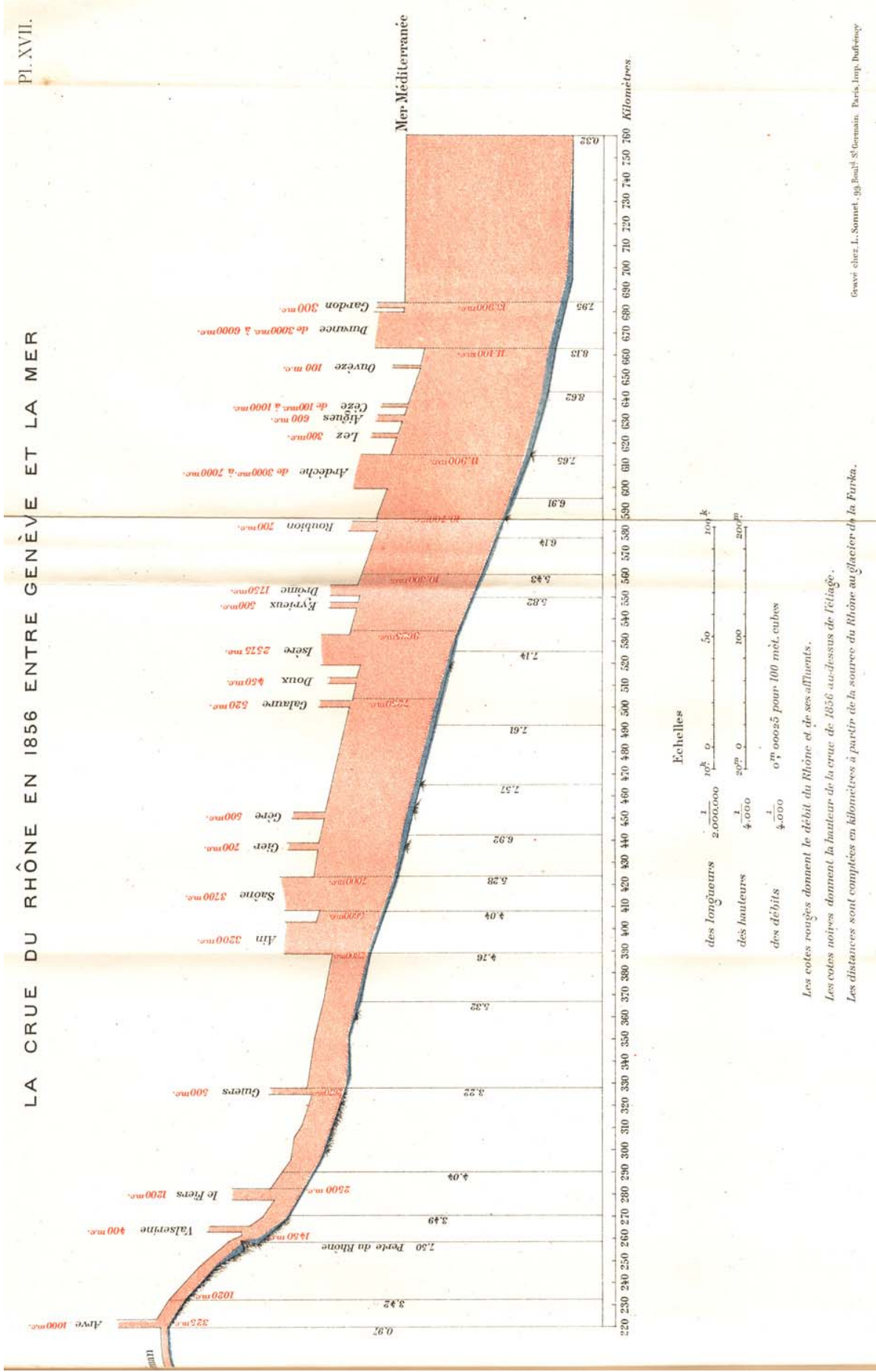
La différence des cotes du profil en long donne la hauteur de la crue de 1856 au-dessus de l'étiage.
La tangente bleue pointillée indique le champ d'inondation de 1856.



Gravé chez L. Sionnet, 29, Boulevard St Germain, Paris. Imp. Dubouche.

Figure 13 : La crue du Rhône (Lenthéric, 1892, pl. 16 et 17 ; grâce à l'amitié de Jean-Loup Rubino).

LA CRUE DU RHÔNE EN 1856 ENTRE GENÈVE ET LA MER



Les cotes rouges donnent le débit du Rhône et de ses affluents.
 Les cotes noires donnent la hauteur de la crue de 1856 au-dessus de l'étiage.
 Les distances sont comptées en kilomètres à partir de la source du Rhône au glacier de la Furka.

Géogr chez L. Sommet, 99, Boulevard S'Germain, Paris, Imp. Dufrenoy

Figure 13 : Suite.

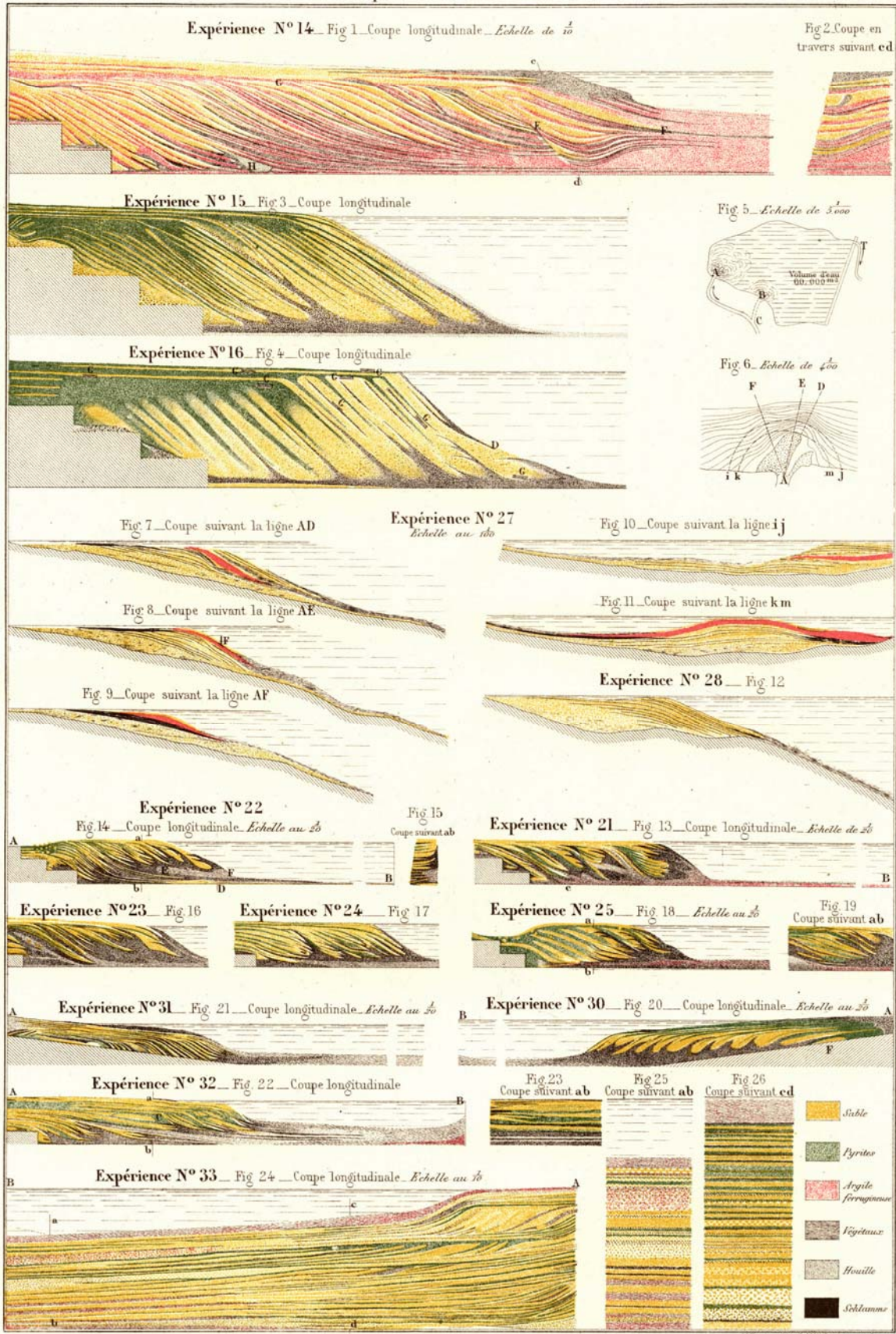


Figure 14 : Les expériences de sédimentation de Fayol (1881, 1886) : expériences en bassin, conditions aux limites, paramétrage... La première (?) et toujours moderne R&D dans le domaine des géosciences.

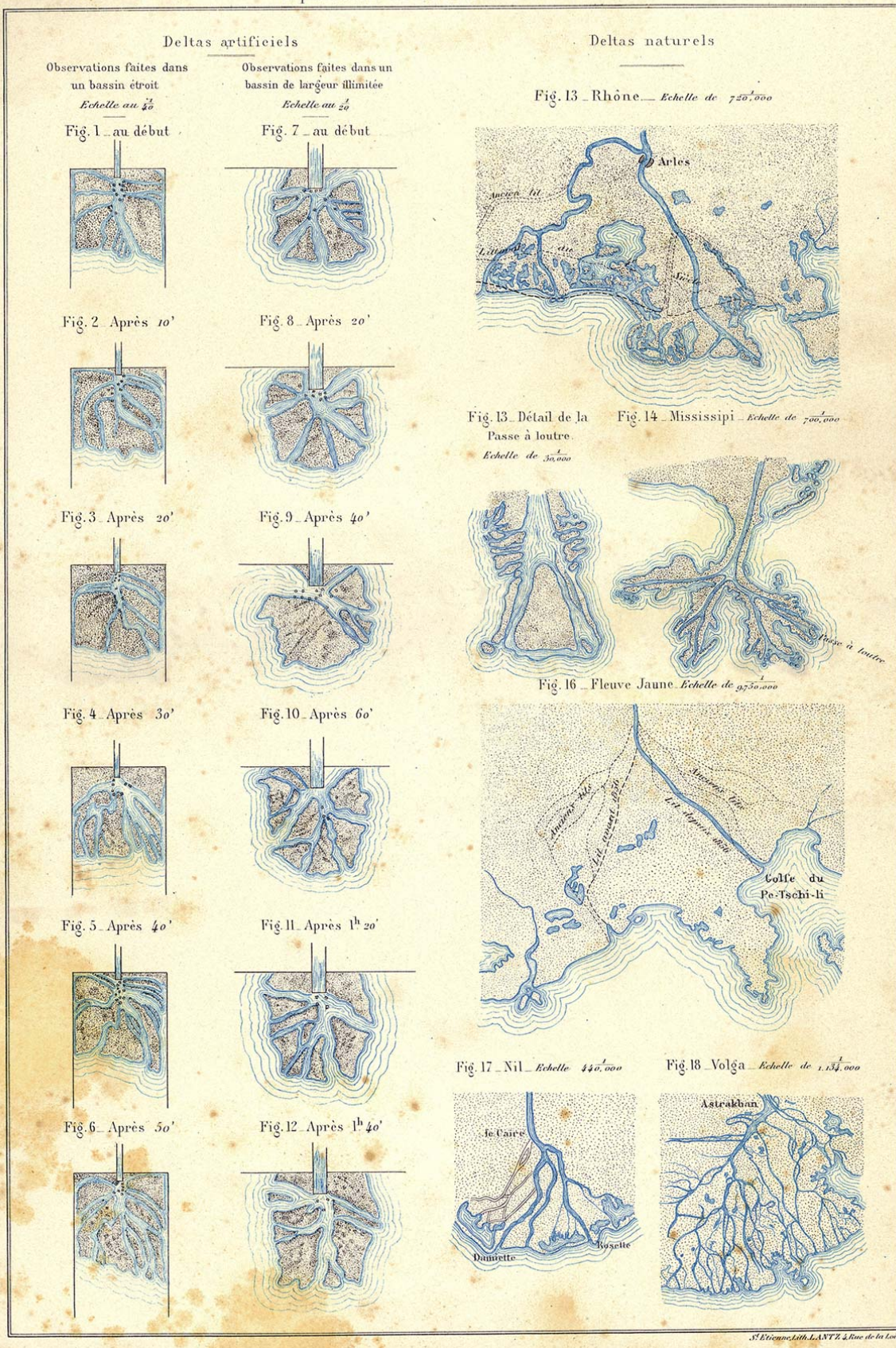


Figure 14 : Suite.

Glissement de l'Espérance

Fig. 23 — Formation houillère avant le glissement

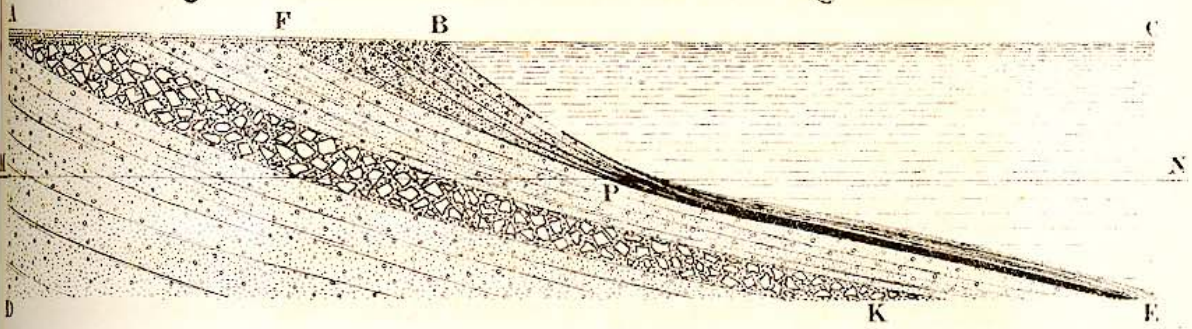


Fig. 24 — Dépôt après le glissement

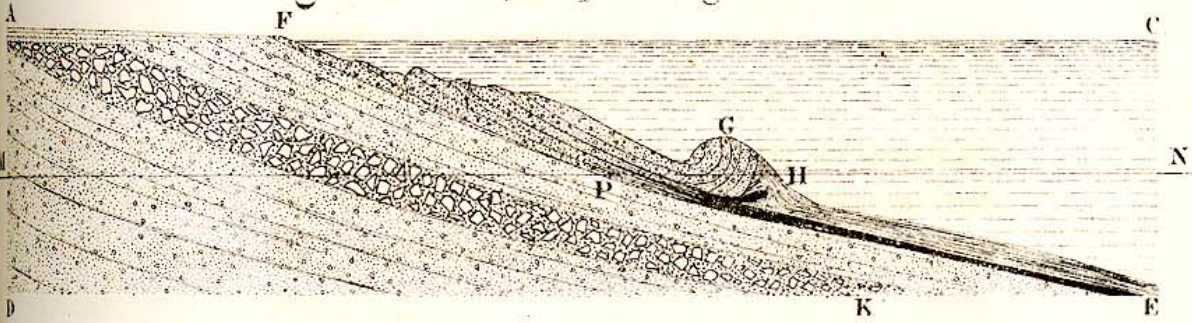


Fig. 25 — Dépôt après la formation des grès noirs

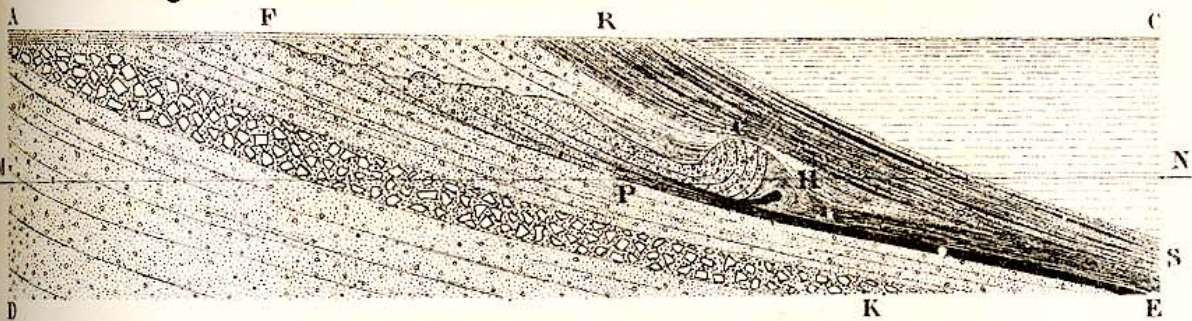
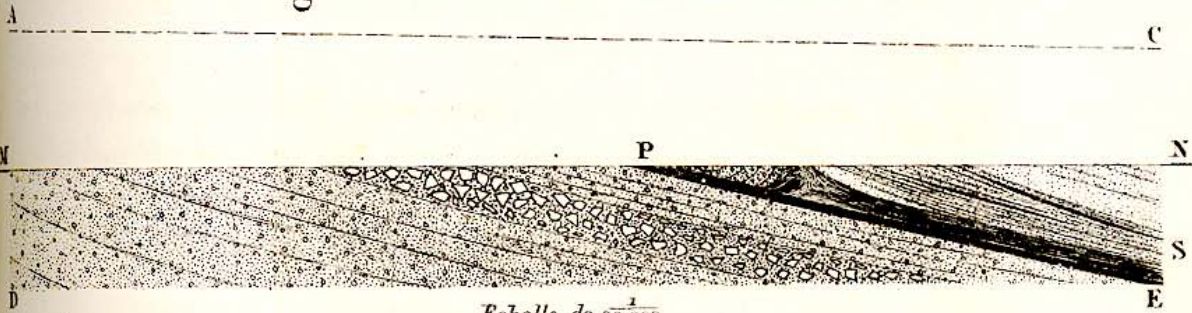


Fig. 26 — Terrain houiller actuel



Echelle de $\frac{1}{20,000}$

MN Niveau actuel du sol
 ACMN Partie détruite par l'érosion

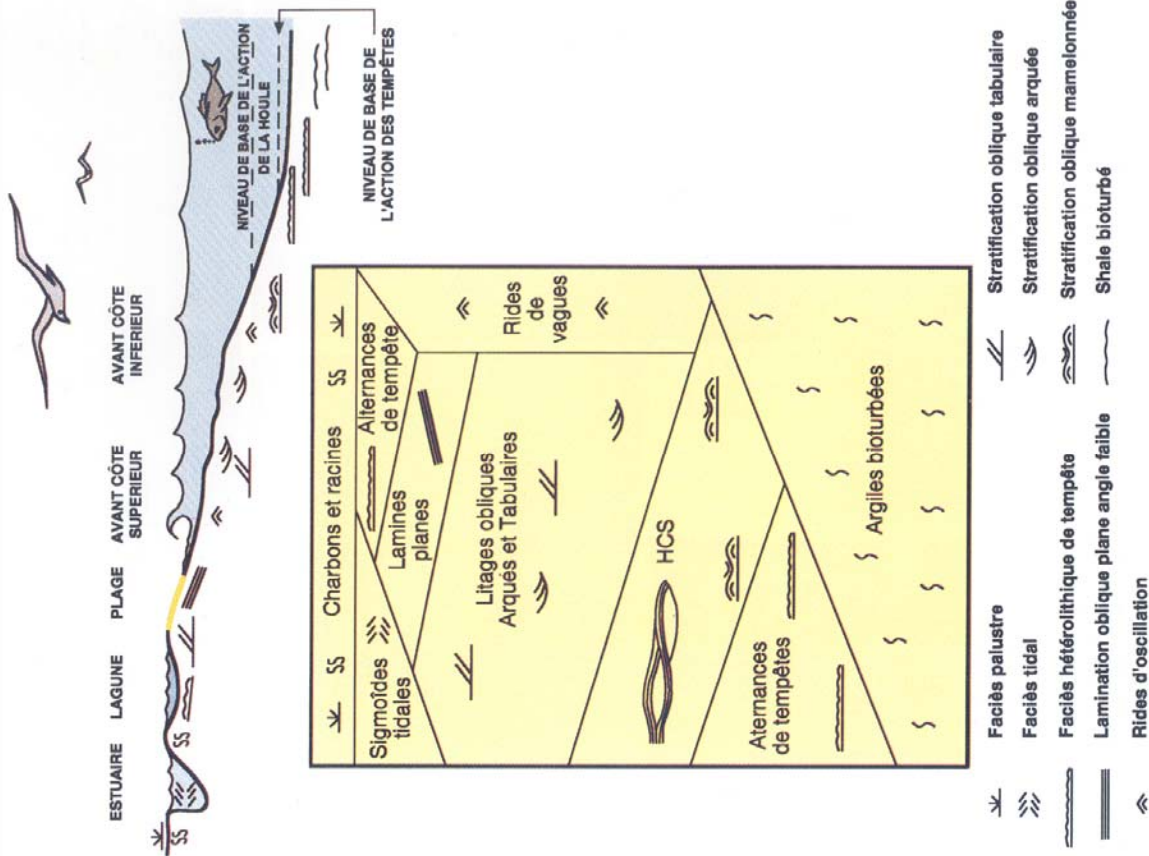


FIGURE 1
Diagramme de succession et de substitution latérale de faciès en domaine littoral dominé par la houle.
Diagram of facies substitution for a wave-dominated shoreline.

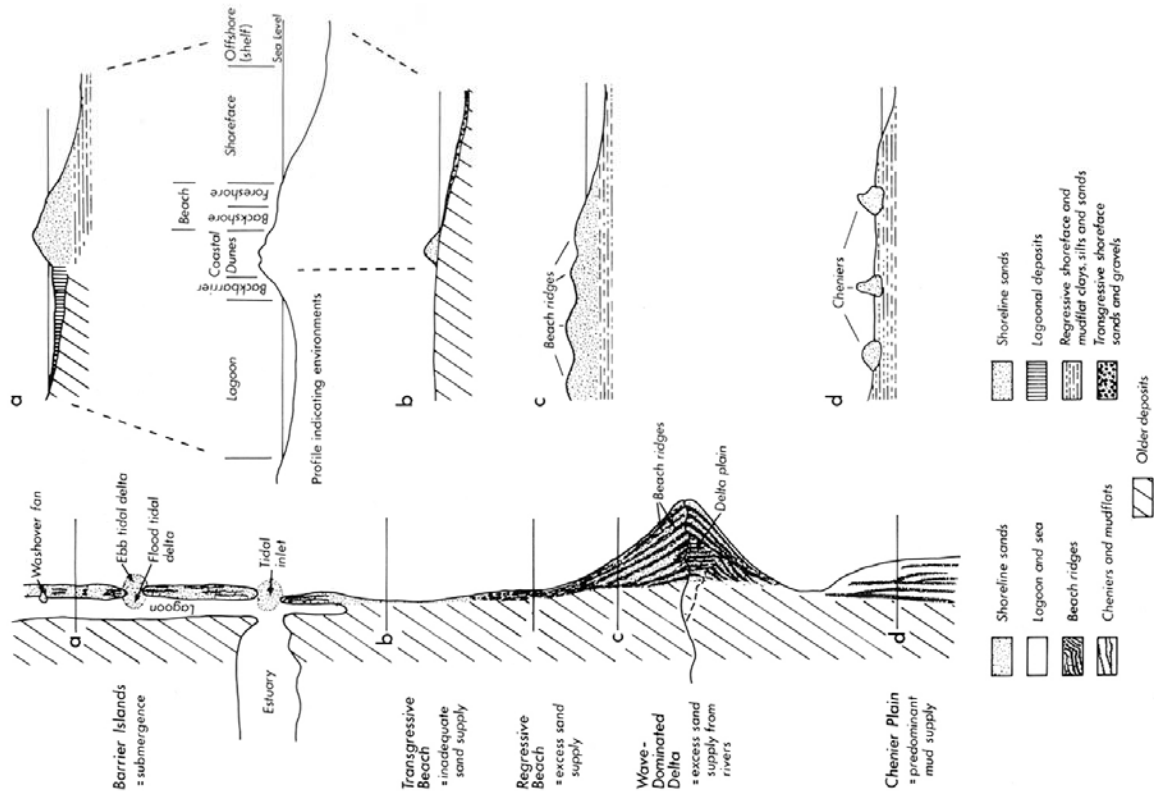


Fig. 1. Plan views and sections of barrier island, beach, wave-dominated delta and chenier plain shoreline to illustrate morphologies and distribution of environments. Regressive beach section identical to seaward portion of section c.

Figure 15 : Exemple de substitution de faciès établis pour une côte dominé par les vagues (Heward, 1981, fig. 1 ; Homewood *et al.*, 1992, fig. 1).

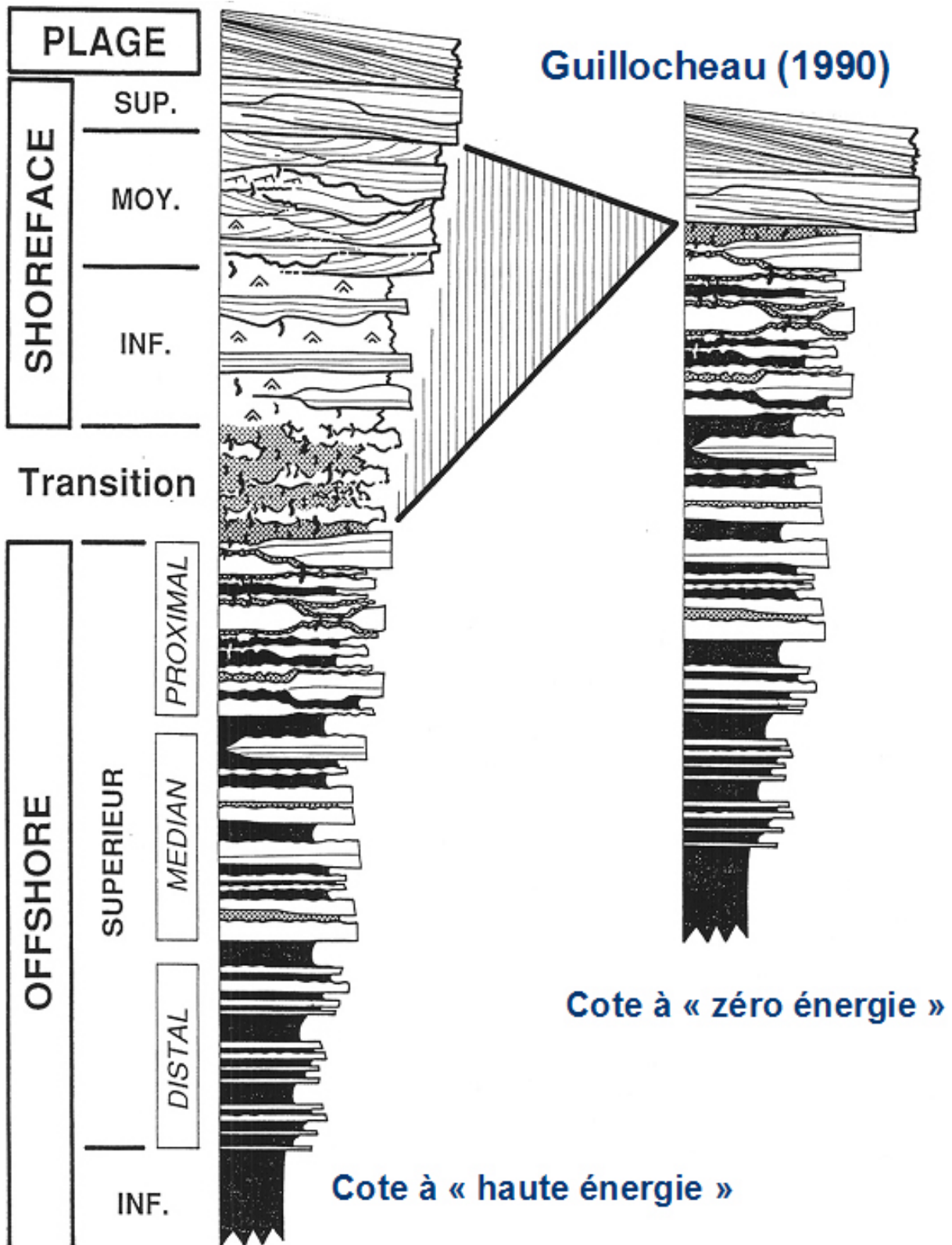


Figure 16 : Côte haute et basse énergie selon Guillocheau (1991).

Le premier modèle de stratigraphie séquentielle (EXXON)

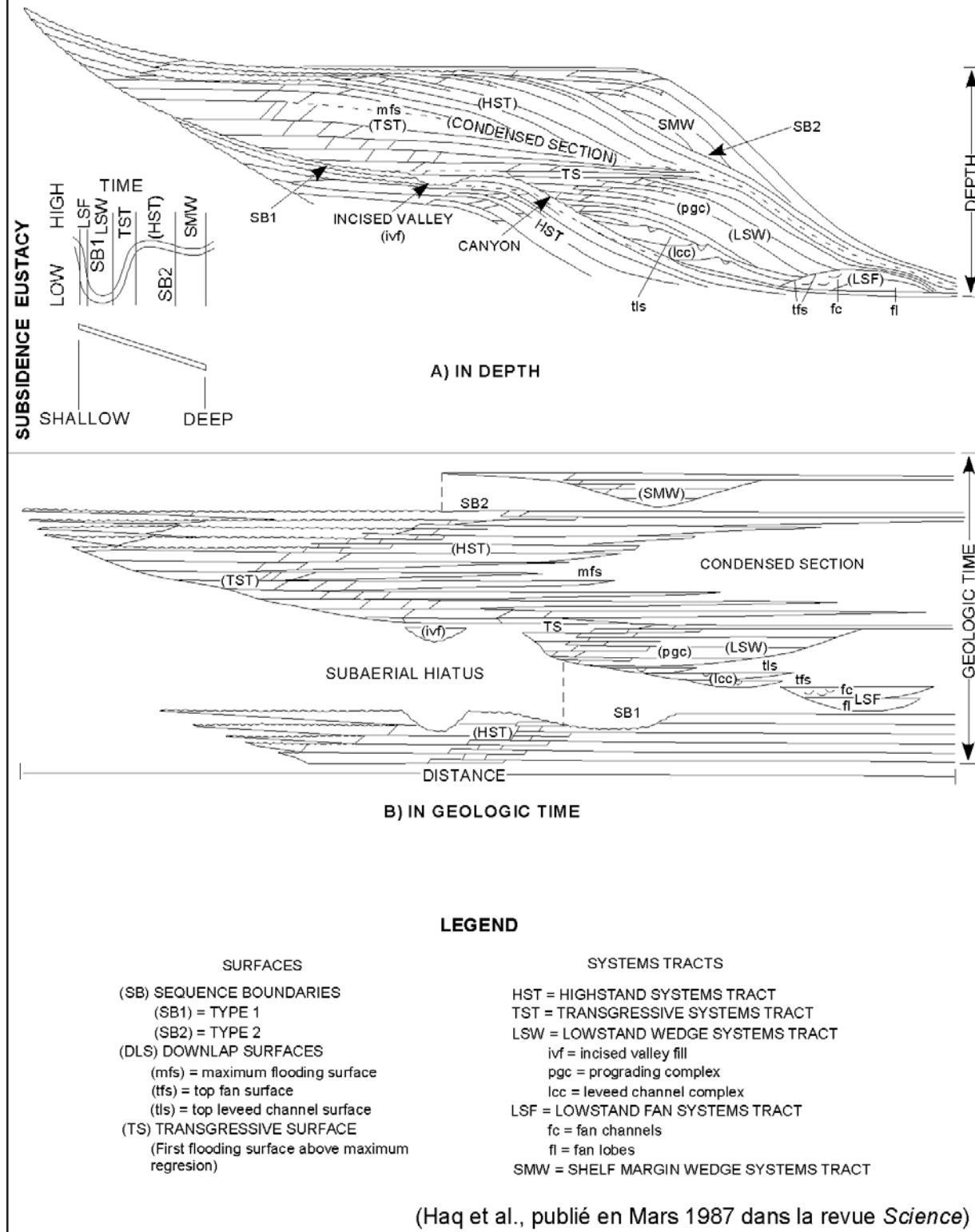


Figure 17 : La séquence (de dépôt) classique en profondeur ou en temps (Haq *et al.*, 1987, in Delhaye-Prat *et al.*, 2007) et les blocs 3D correspondant aux principaux cortèges (Van Wagoner *et al.*, 1987, 1990).

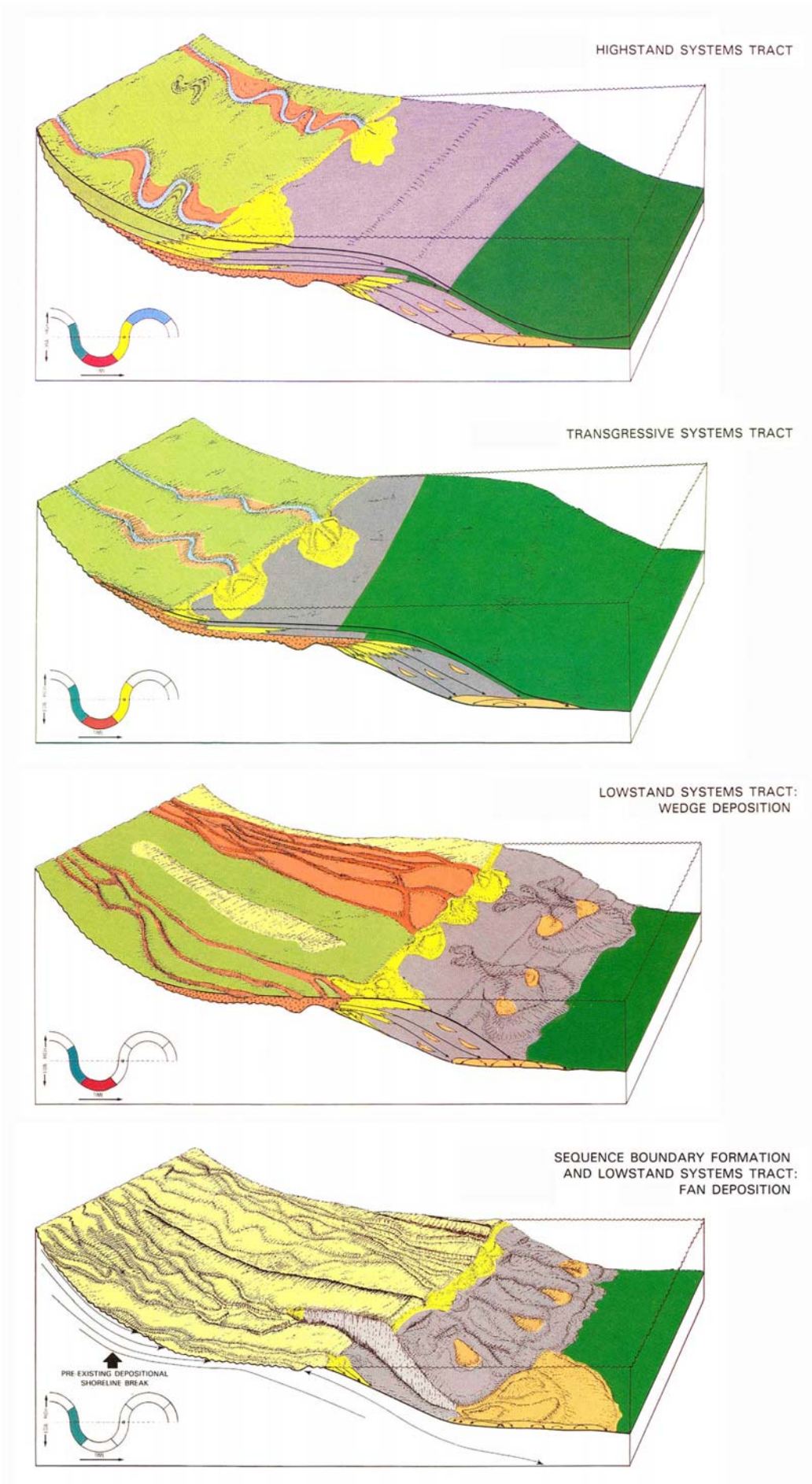


Figure 17 : Suite.

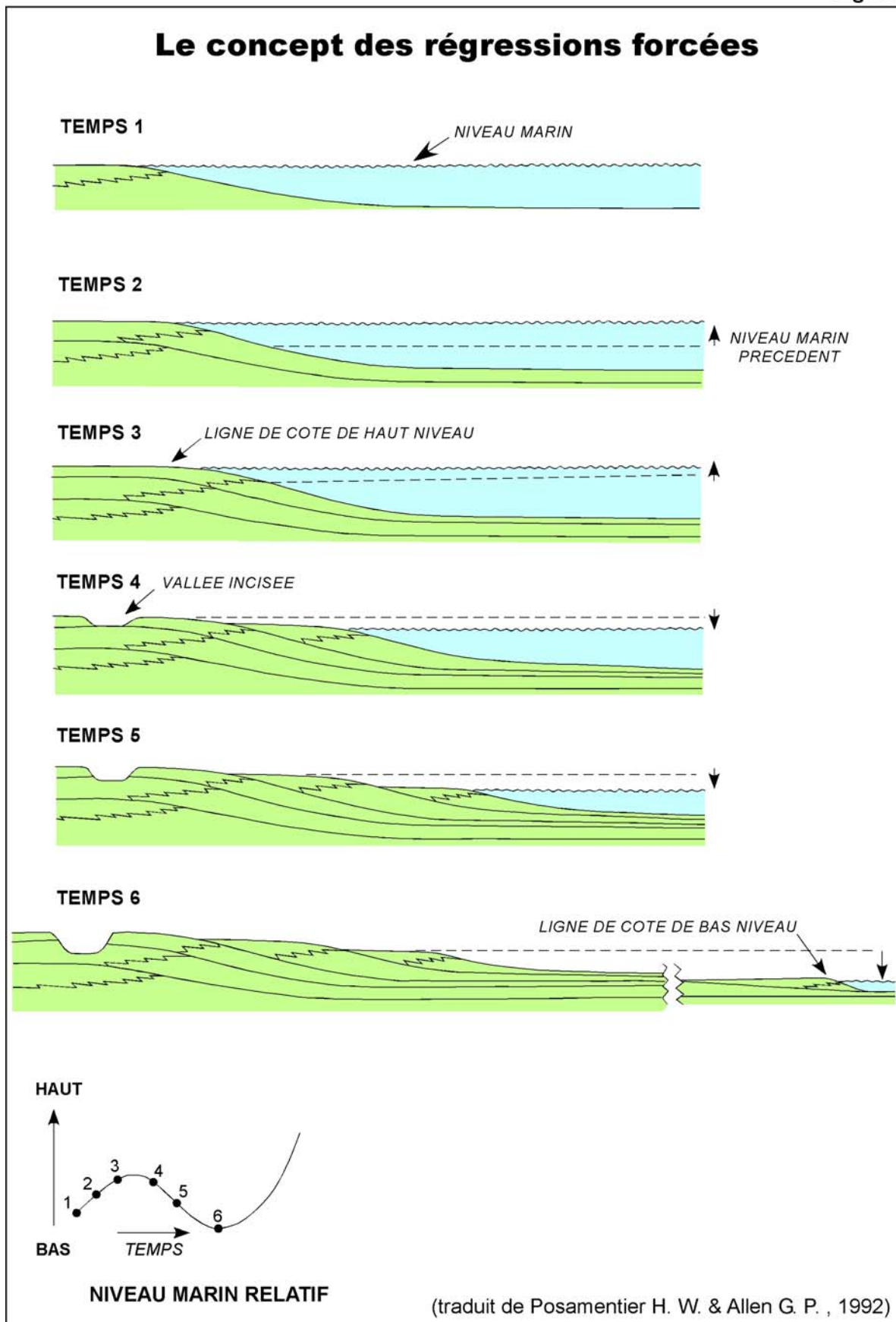
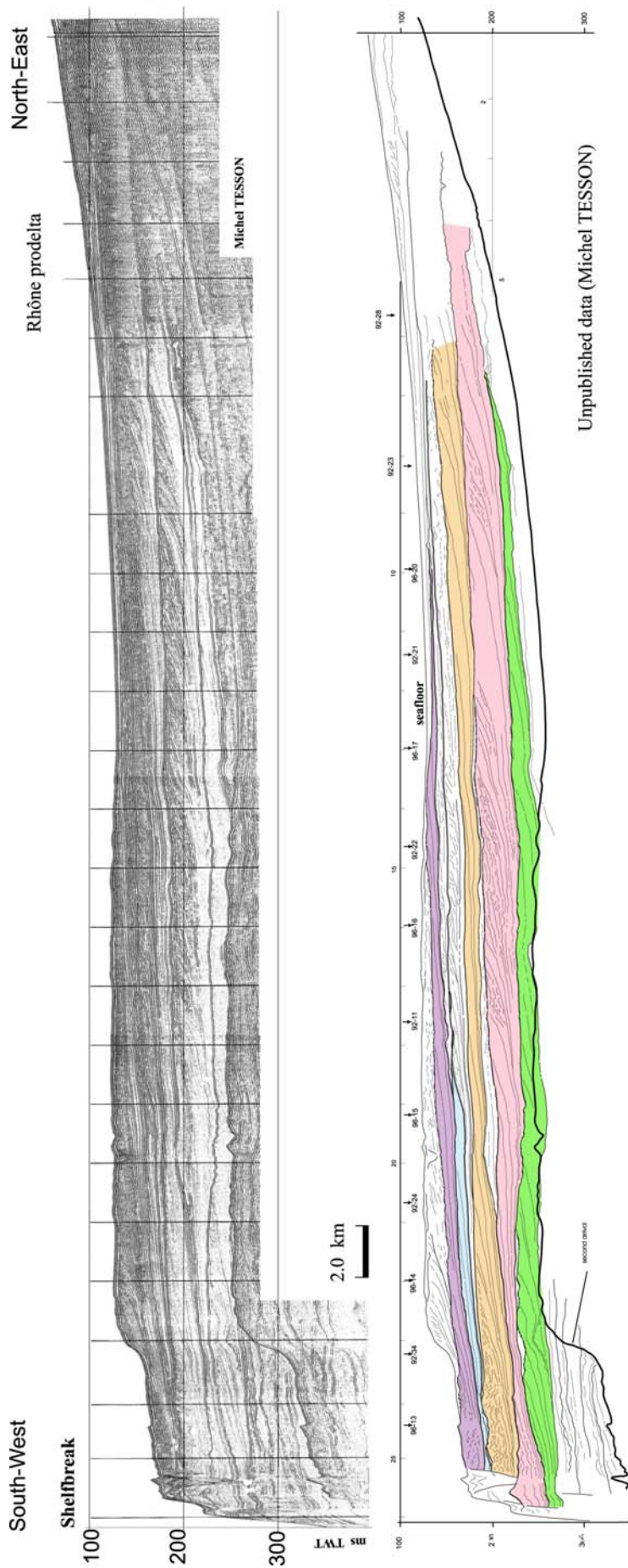


Figure 18 : La régression forcée : le concept selon Posamentier & Allen (1992, *in* Delhaye-Prat *et al.*, 2007), un exemple dans le BMRP (Serravallien du bassin de Valréas) et les prismes de régressions forcées quaternaires au large du delta du Rhône (grâce à l'amitié de M. Tesson).



Figure 18 : Un exemple dans le BMRP.



Reprocessed seismic ligne (above) and interpretative ligne-drawing (below) across the Golfe du Lion continental shelf front of the Rhône delta. Application of classical rules of seismic stratigraphy analysis lead to identify internal reflectors and numerous discontinuities bounding seismic units. Nevertheless the main scientific goal is to clearly separate the discontinuities and units originating from global environmental changes (i.e. climate, eustasy etc...), from those induced by local stresses (deltalobe switching, lateral facies changes, catastrophic events, local structural events). The distinction would allow to classify the seismic units as "alloyclic" and/or "autooyclic" features even if, in fact, it applies only to repetitive events. To reach this main goal, we need to have a broad overview of the regional architecture of the deposits in very large data bank in order to cross-correlate the interpreted section and identify the discontinuities of regional extent. On the across shelf section shown on this picture, only some of the identified discontinuities and seismic units are highlighted and color painted. They represent the regionally cross correlated stratigraphic features all over the Golfe du Lion shelf, considered as linked to pleistocene alloeyclic events. Cyclicity is considered as mainly of 3 to 4th order (about 0.1 My) but, probably, several higher order cycles are overprinted and preserved. At the late Pleistocene time scale, subsidence rate has been an important key factor, but its origin is not clear. The regional structural behavior of deep substratum interplaid and it explains the global differences of the stratigraphic architecture from East to South-West of the Gulf.

Figure 18 : Les exemples du golfe du Lion.

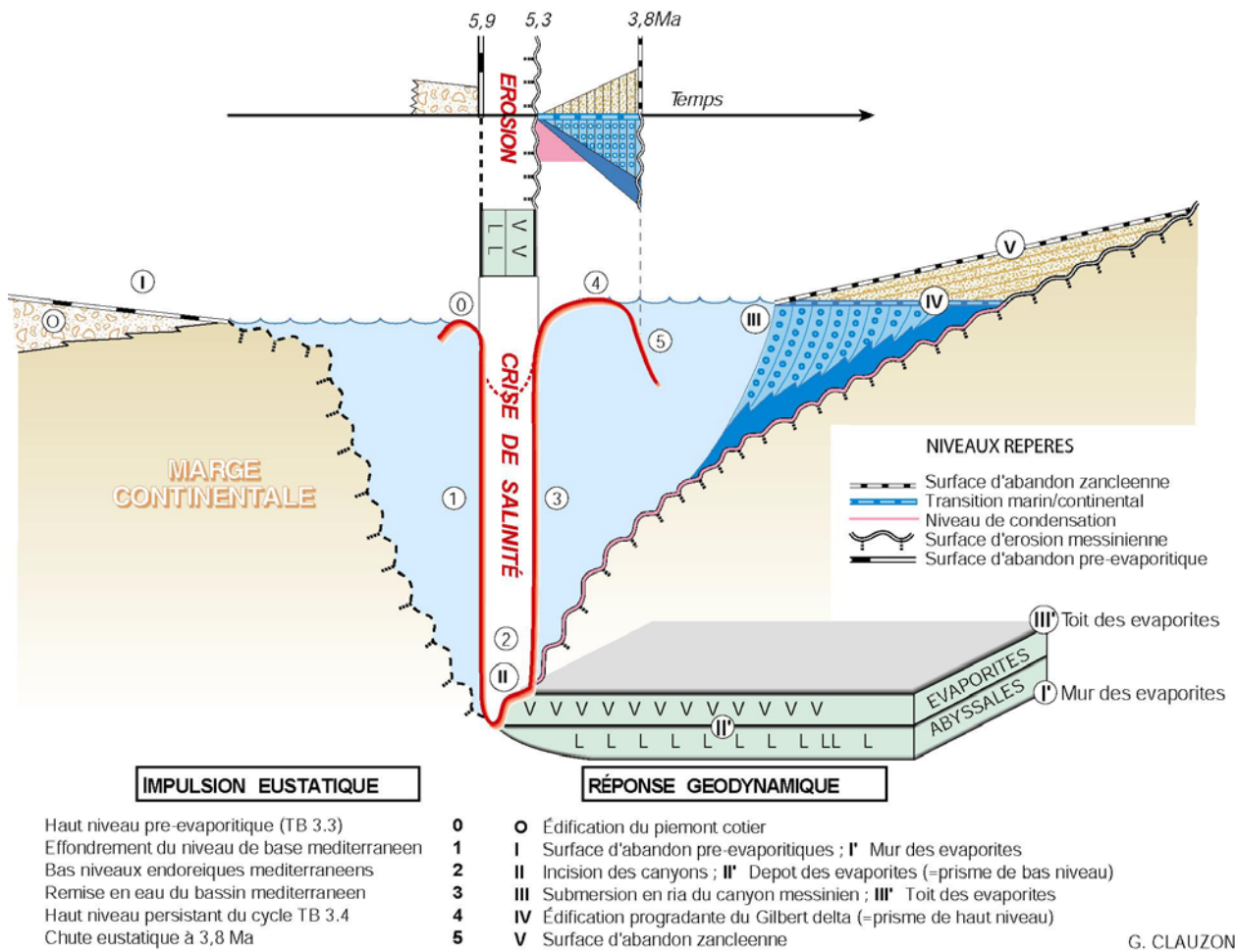
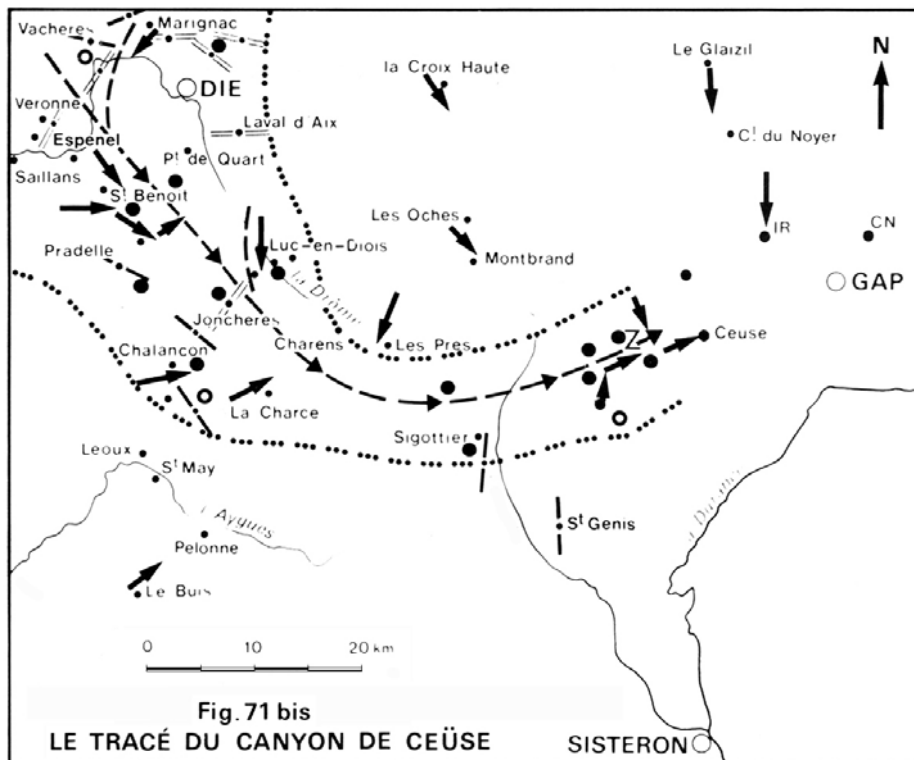
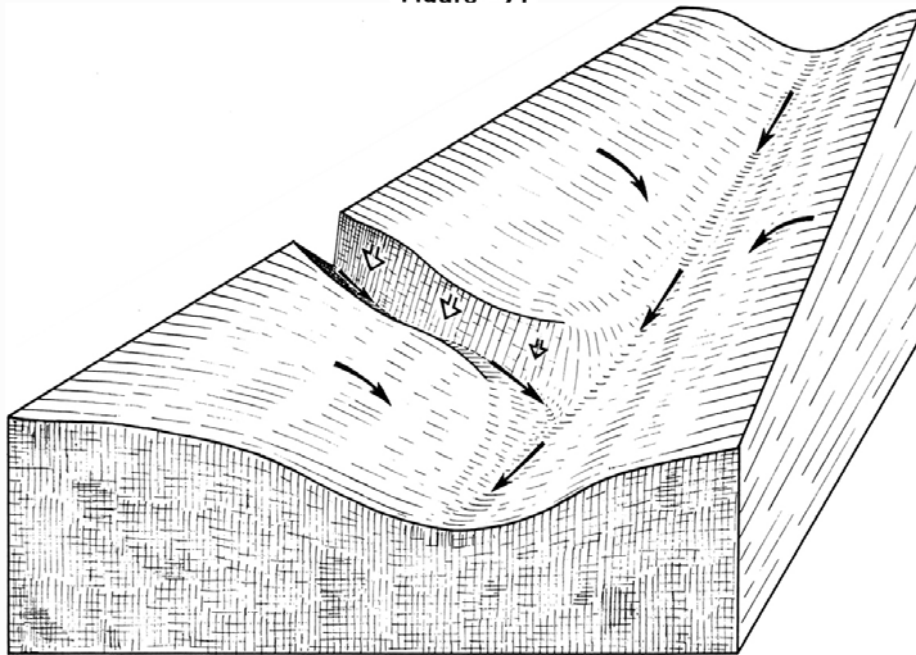


Figure 19 : Les surfaces repères associées à la crise de salinité messinienne caractérisée par Clauzon (1997).

LE CANYON DE CEÛSE DANS SON CONTEXTE

Figure - 71



- ➔ sens de courant
- sens de glissement
- zone A absente (d'après REMANE 1970)
- zone A partiellement absente
- ⋯ limite d'absence de la zone A
- axe du canyon

Figure 20 : Le canyon de Céüse (Beaudoin, 1977).

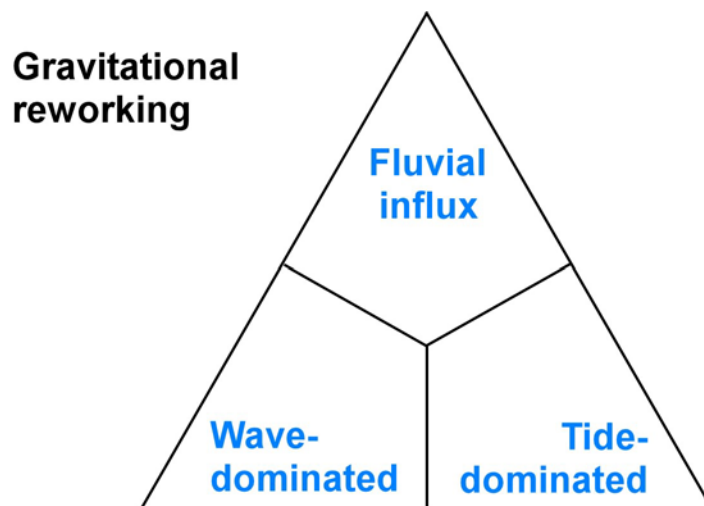


Figure 21 : les processus sédimentaires en domaine de plate-forme marine.

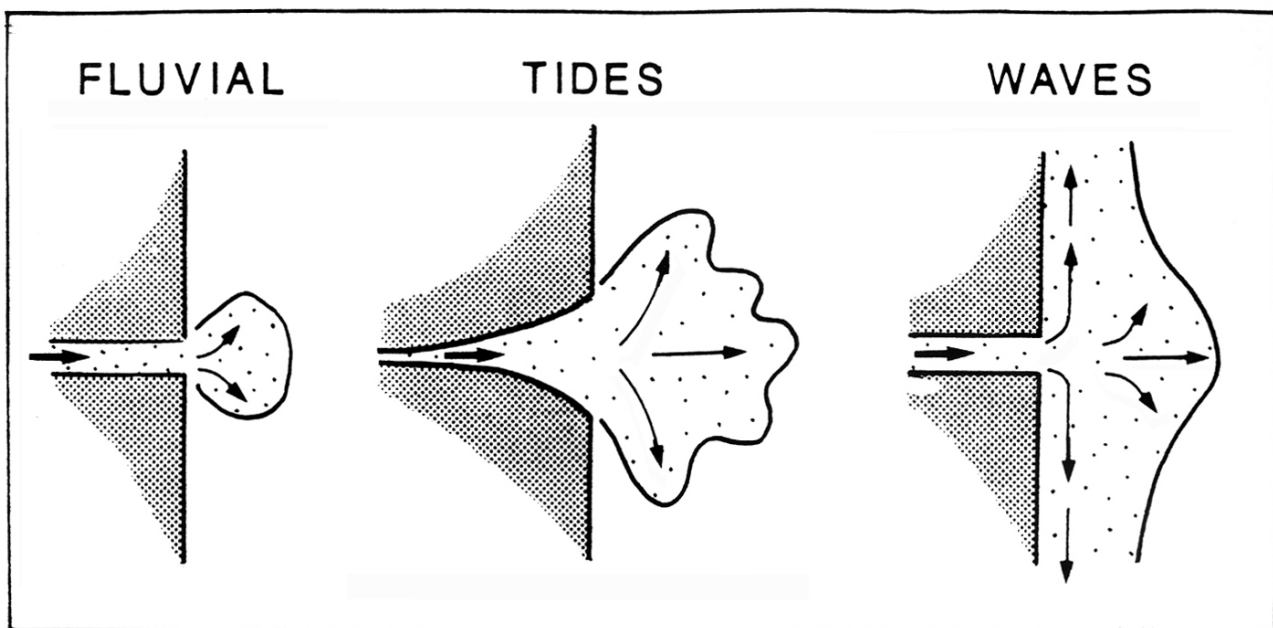


Fig. 3 - Schematic illustration of sediment dispersion area on the shelf as function of predominant type of coastal processes. In wave-dominated coasts, longshore drift disperses sediment a considerable distance from river mouths

Figure 22 : L'influence de l'énergie du domaine littoral sur la répartition des sédiments en domaine de plate-forme (Allen, 1990, fig. 3 ; Einsele, 1991, Fig. 3-27b).

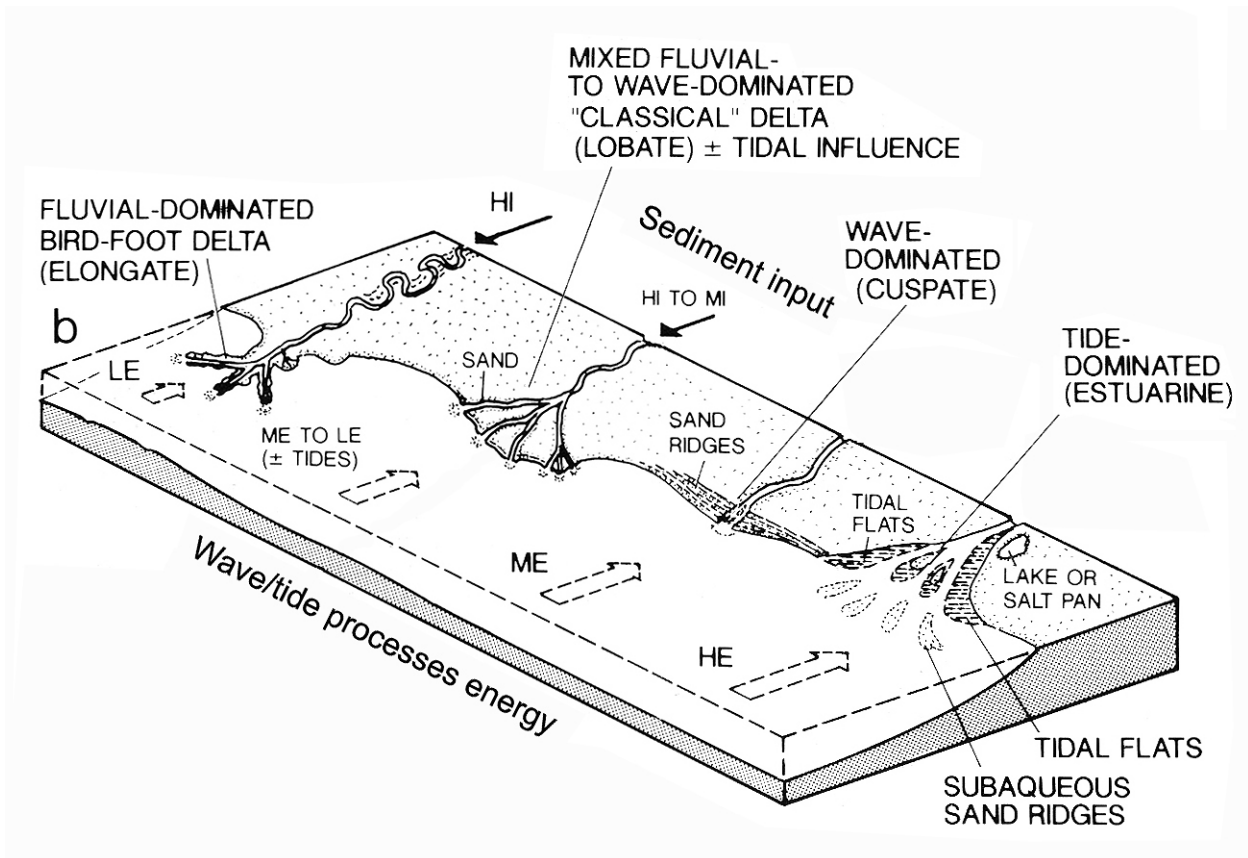


Figure 22 : Suite (Einsele, 1991).

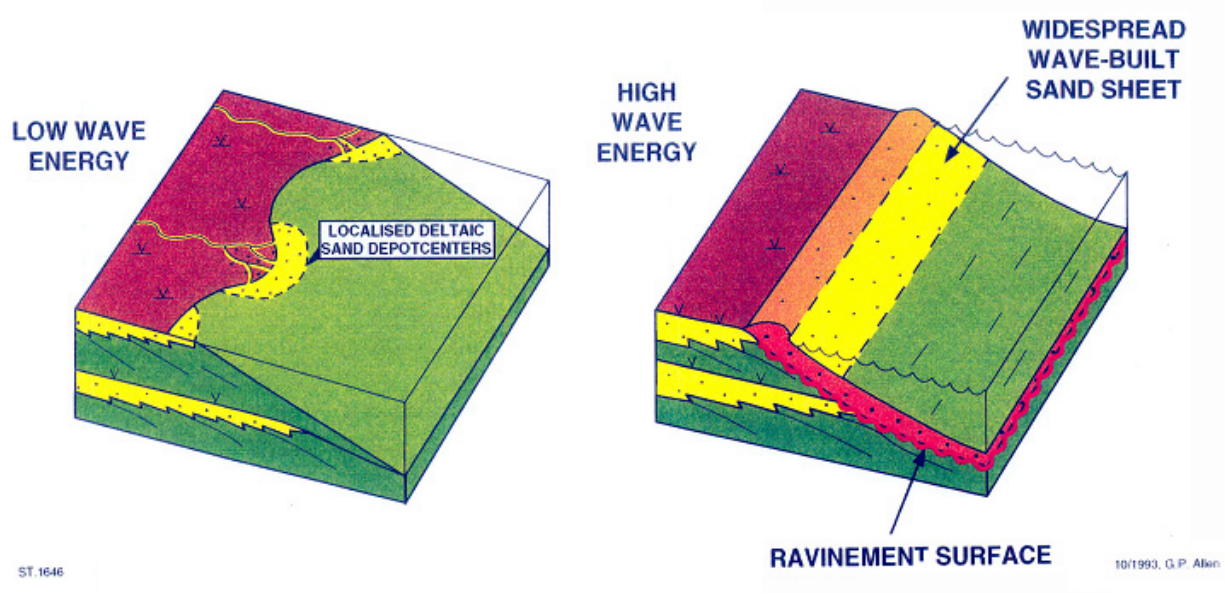


Figure 23 : L'influence de l'énergie de côte sur l'architecture transgressive (Allen, 1993).

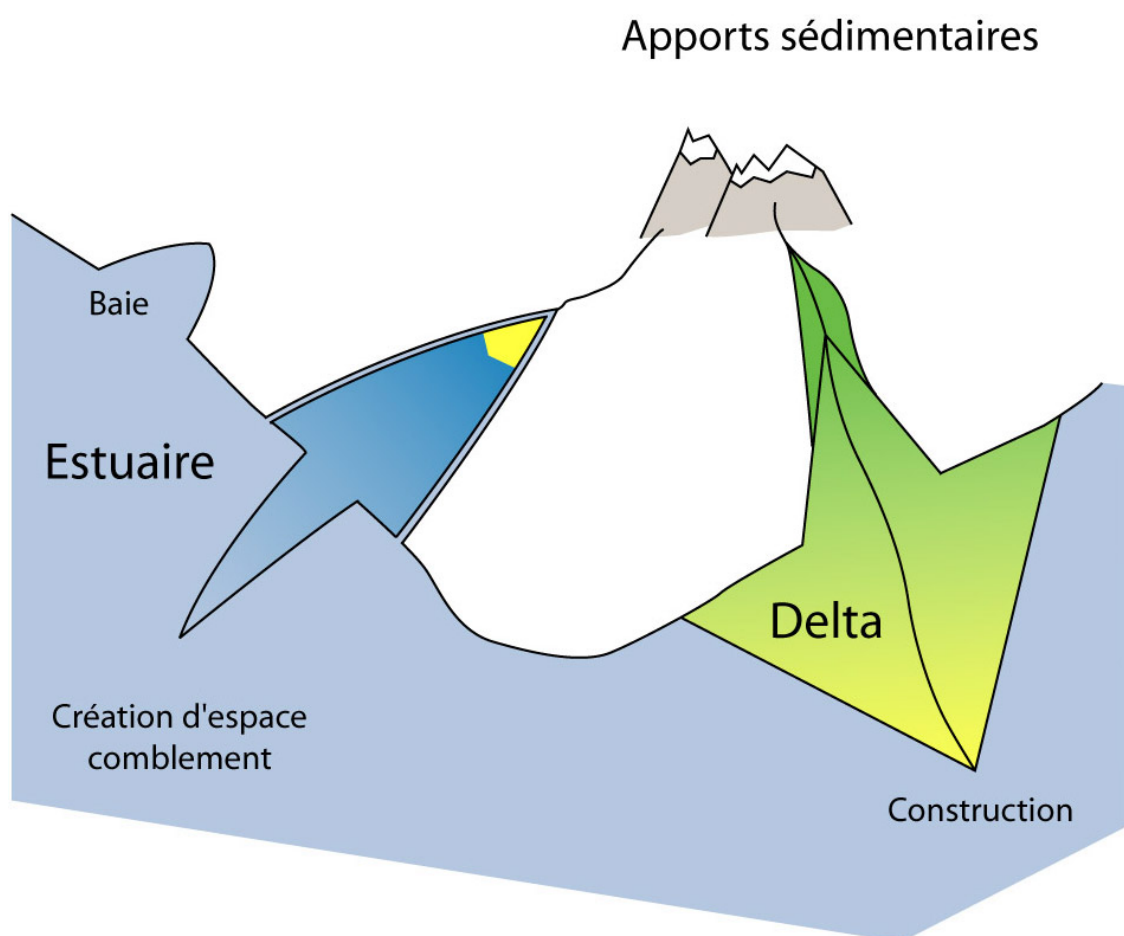


Figure 24 : Delta et estuaire.

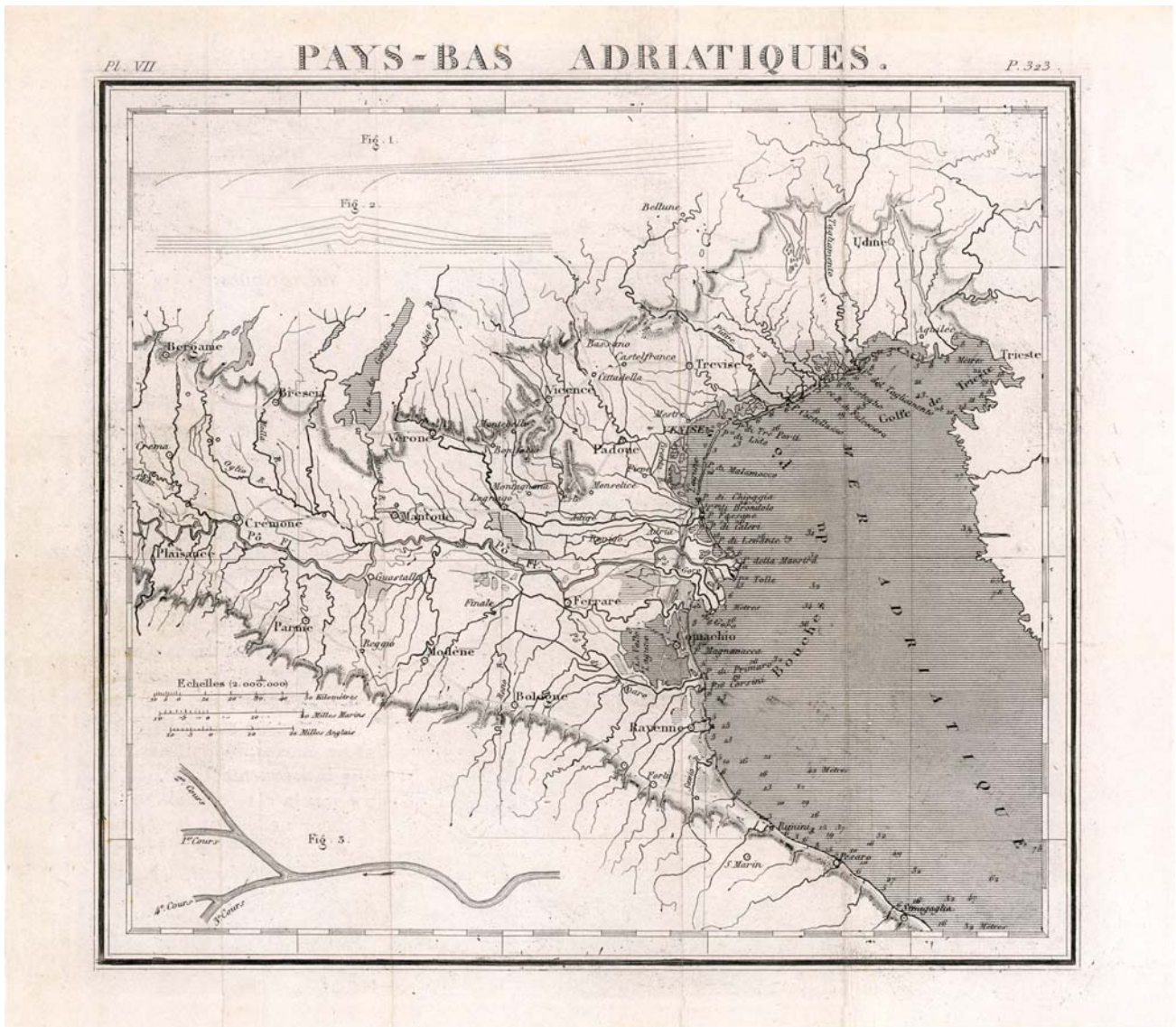


Figure 25 : Le Pô, sa plaine et son delta (Elie de Beaumont, 1845, pl. 7).

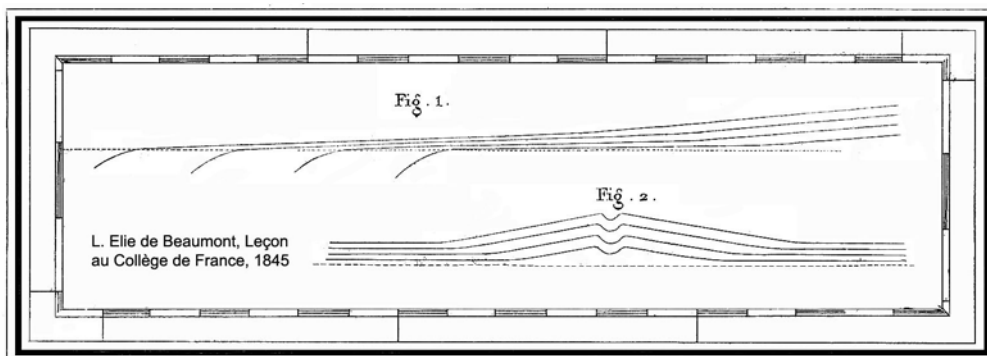
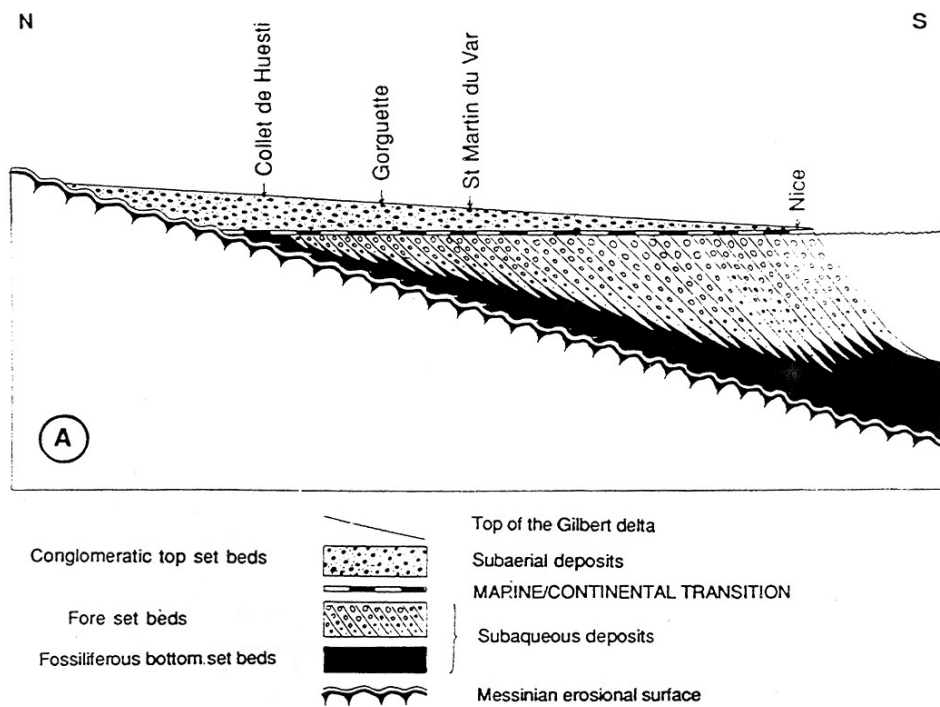


Figure 26 : « Le fleuve a fait reculer la mer par ses alluvions, et il a allongé son lit en même temps qu'il l'élevait » (Elie de Beaumont, 1845 ; extrait de la planche 7).



The Var Gilbert delta : 4 Ma ago Le Gilbert delta du Var : il y a 4 Ma



Figure 27 : L'exemple des deltas de type Gilbert comblant les rias pliocènes (Clauzon *et al.*, 1995 ; la photo est prise de la route D1 entre le Broc et Carros, vers Saint-Martin-du-Var) : la progradation en domaine marin s'accompagne de l'aggradation d'un piedmont continental.

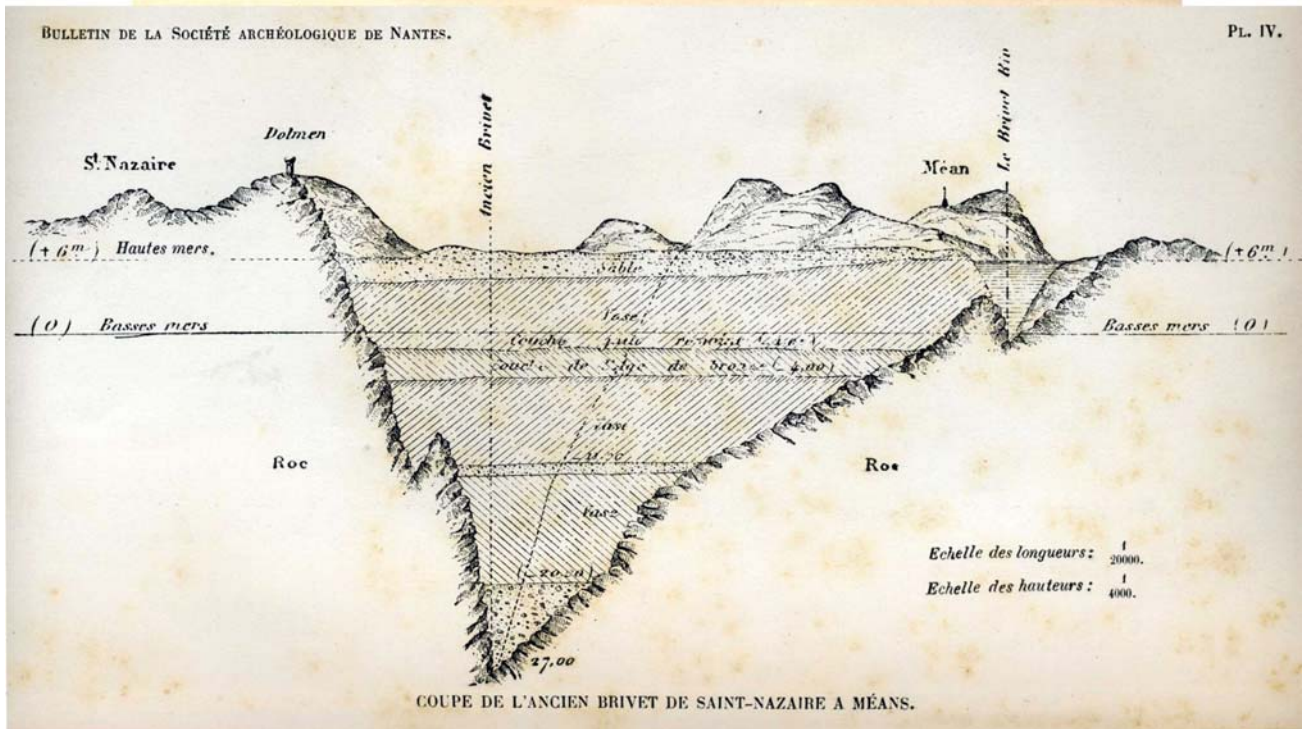
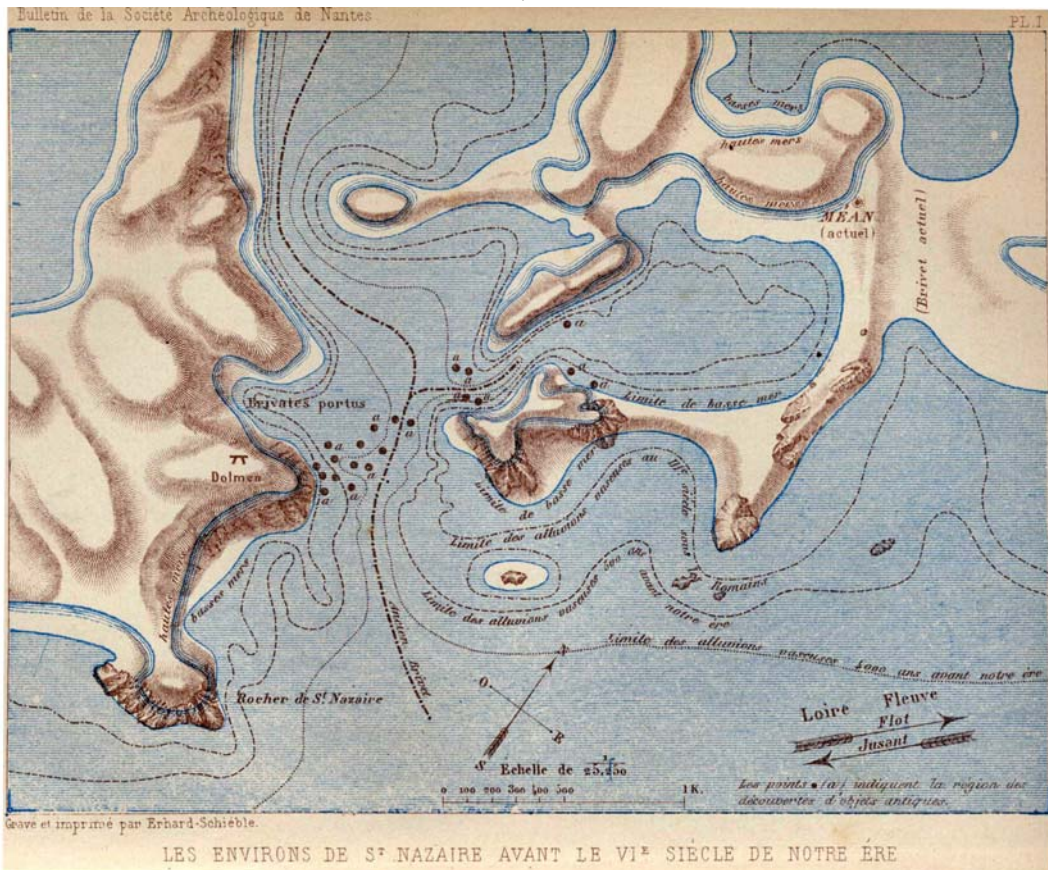


Figure 28 : Le paléoBlavet : géométrie de la vallée, architecture et faciès du remplissage, paléogéographie (Kerviler, 1877 ; échantillon en dépôt au Musée Dobrée de Nantes, photo : Y. Bodeur).



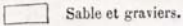
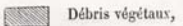
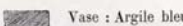
Gravé et imprimé par Erhard-Schieble.
LES ENVIRONS DE ST NAZAIRE EN 1840



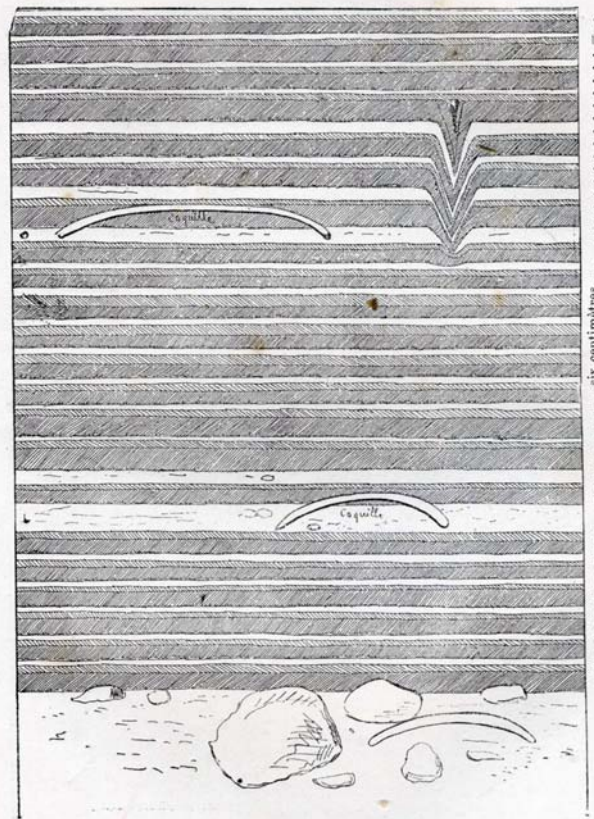
Gravé par Erhard
LES ENVIRONS DE ST NAZAIRE EN 1876

Figure 28 : Suite.

Coupe figurative des alluvions de la baie de Penhouët à 7 mètres de profondeur.

- LÉGENDES.
- Sable et graviers.
 - Débris végétaux,
 - Vase : Argile bleue compacte,

(Echelle du double de grandeur naturelle.)



Couche de l'âge du bronze.

N. B. L'épaisseur proportionnelle du sable et des débris végétaux a dû être un peu augmentée pour que le dessin fût plus net.

PORT DE L'ÂGE DU BRONZE A SAINT-NAZAIRE



Figure 28 : Suite et fin.

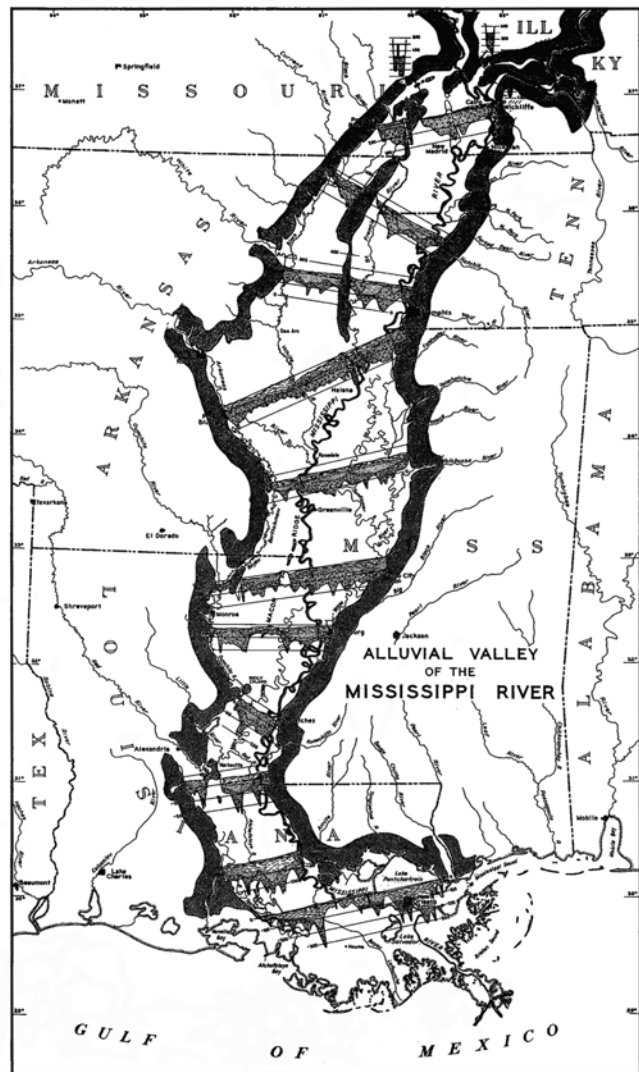
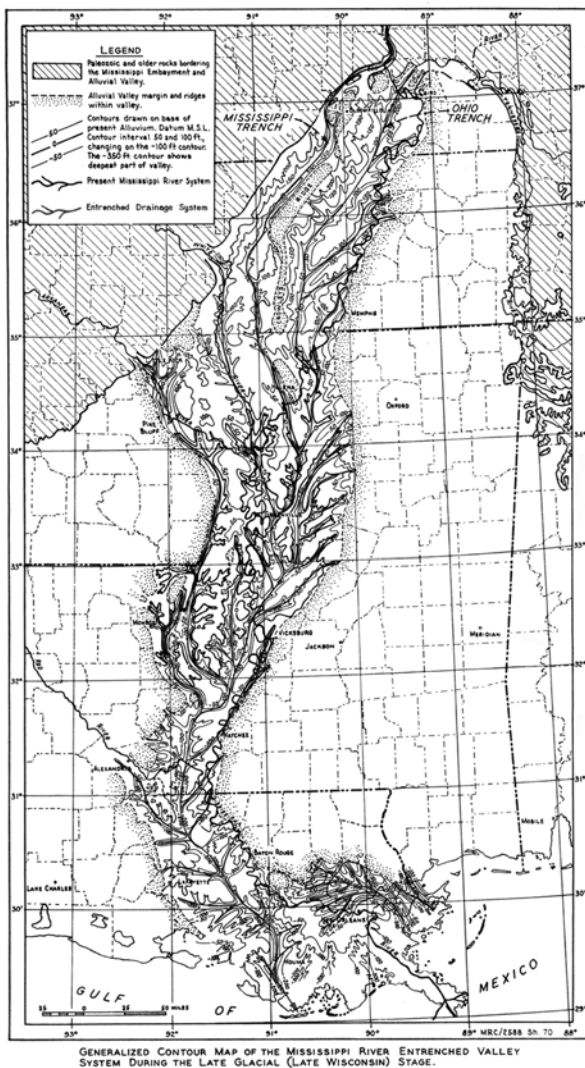


Figure 29 : Le Mississippi (Fisk, 1944).

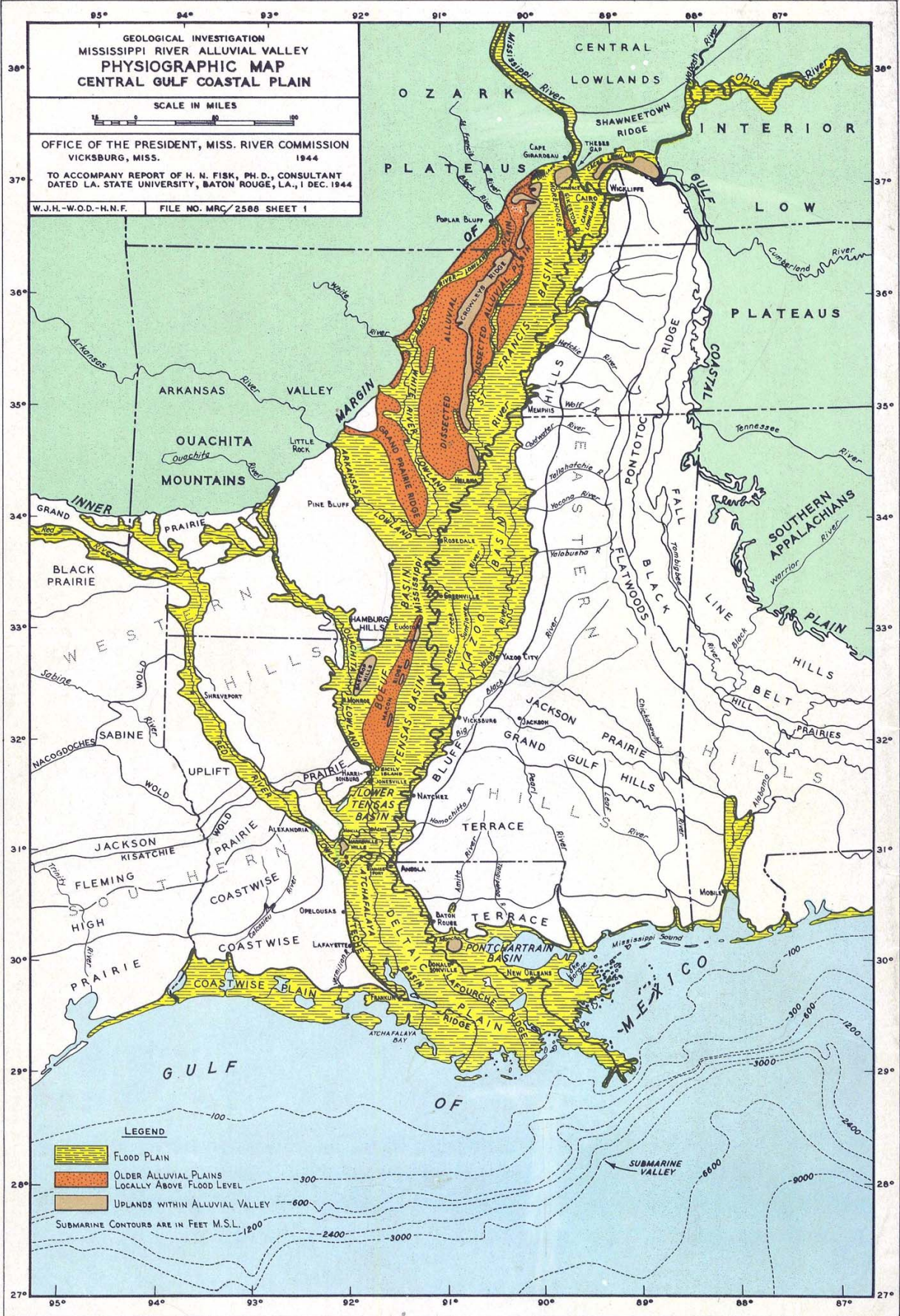


Figure 29 : Suite.

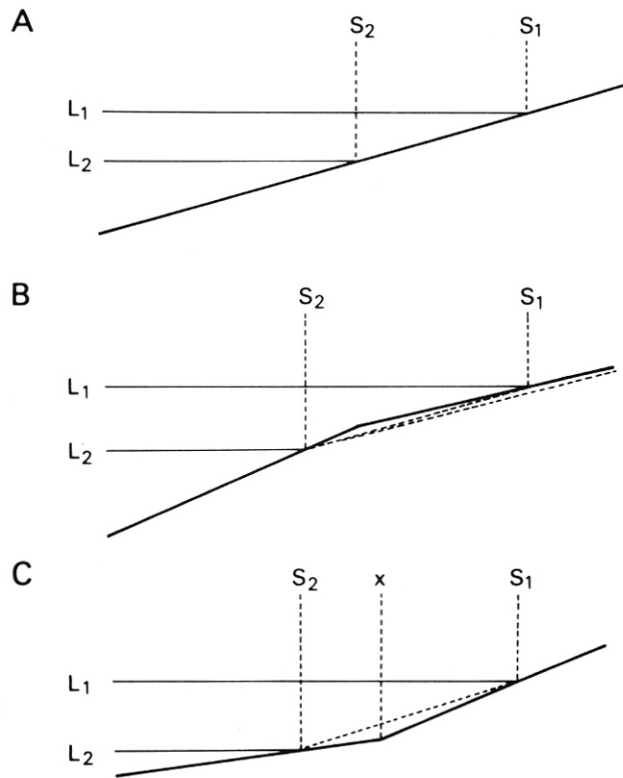


Figure 2. Possible effects of sea level change along continental margins with various configurations. x, slope break, S, shore line.

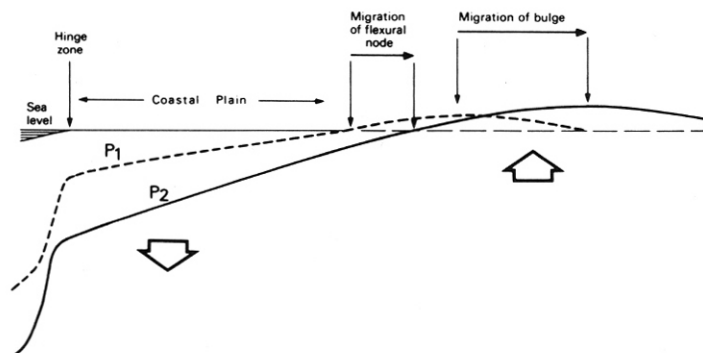


Figure 3. Inland migration of flexural bulge on a passive margin. P_1 represents an early and P_2 a later position of the basement. Ongoing sedimentation maintains the coastal plain above sea level as the basement subsides.

Figure 30 : L'influence de la physiographie de la plate-forme émergée sur le comportement hydraulique des rivières (Summerfield, 1985, fig. 3).

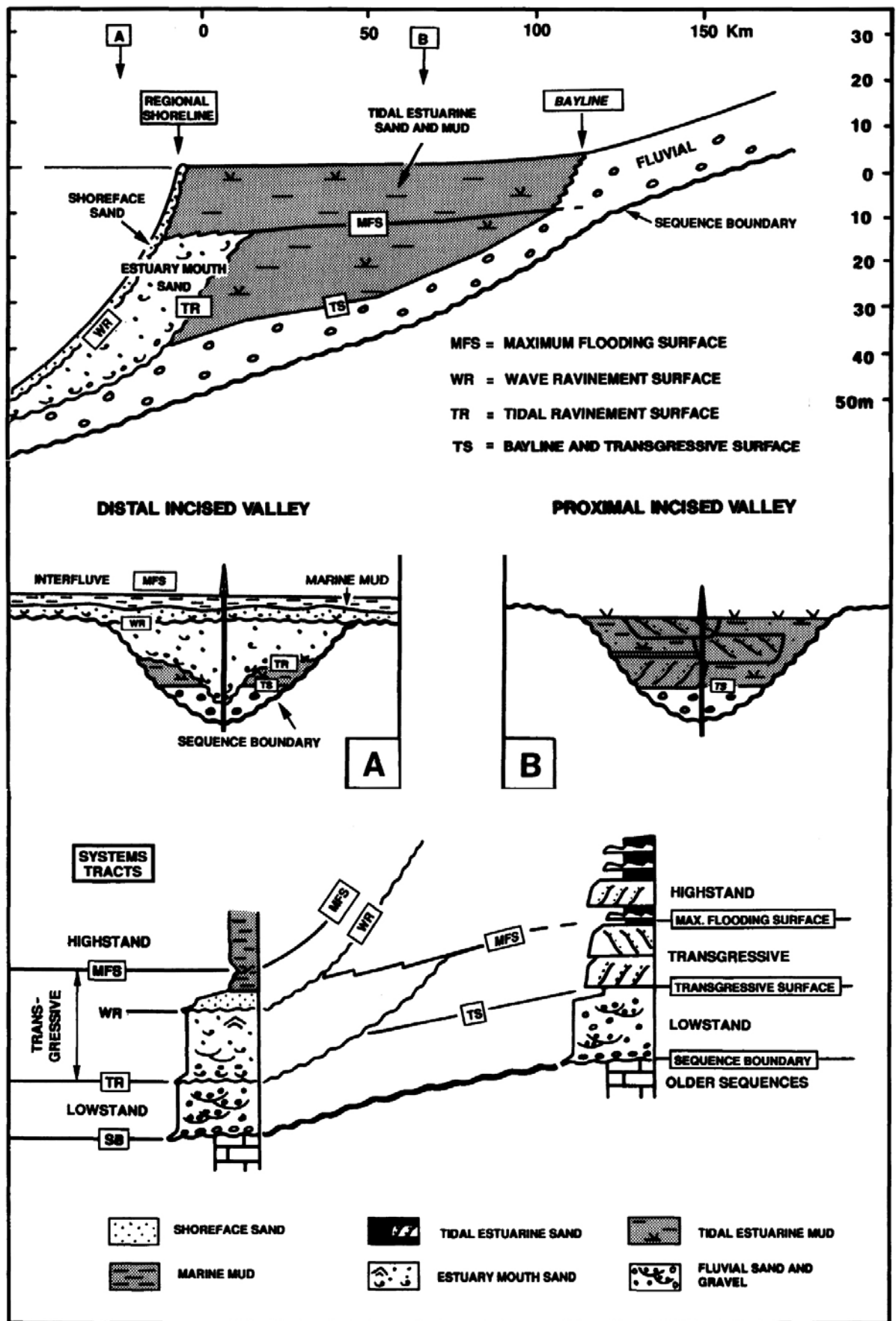


Figure 31 : La ligne de baie : exemple pris pour la Garonne (Allen & Posamentier, 1994).

COASTAL ONLAP AND REGRESSION - TRANSGRESSION

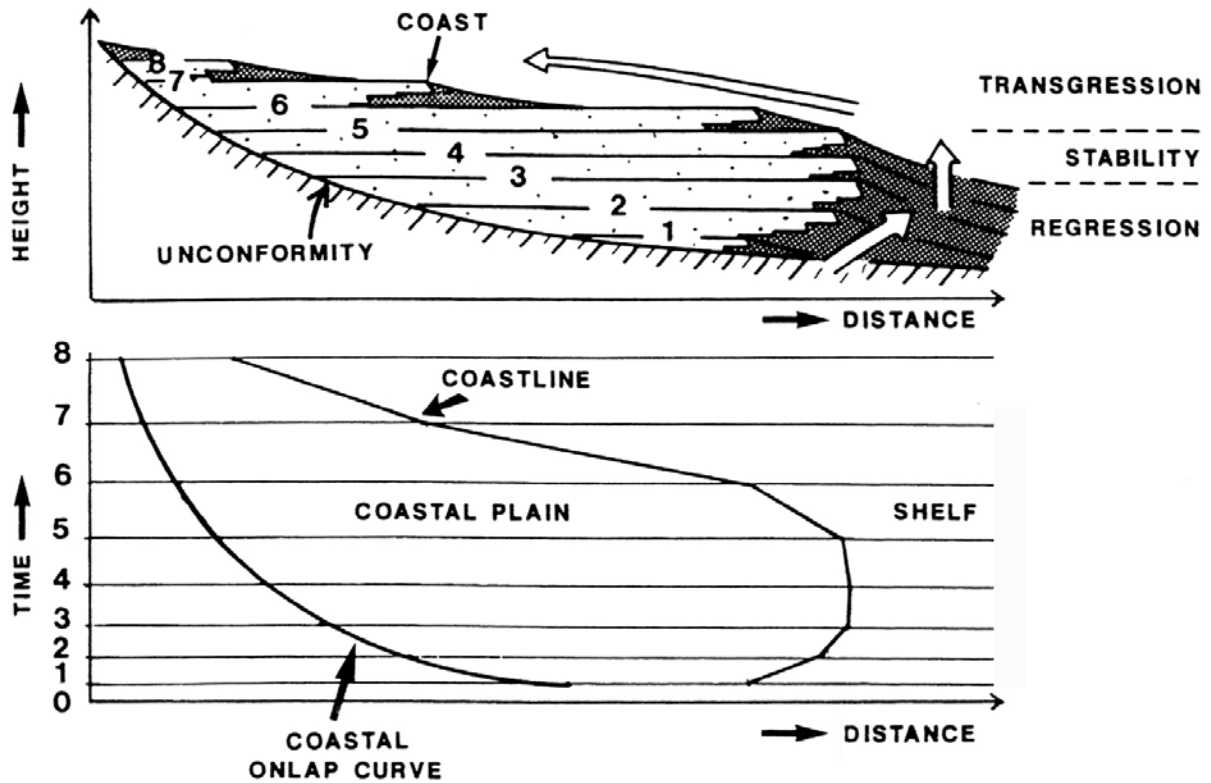


Fig. 21 - Relation between coastal onlap and paleobathymetry. If accommodation rises at a rate less than sediment supply, a regressive section is formed, whereas if accommodation rises faster than sediment supply, a transgressive section is formed. In both cases, the coastal onlap is migrating landward, since relative sea level is rising.

Figure 32 : Le biseau d'aggradation côtière se confond avec la ligne de baie (Allen, 1990, fig. 21) à comparer avec la précédente proposition par Vail *et al.* (1977, part 3, fig. 4).

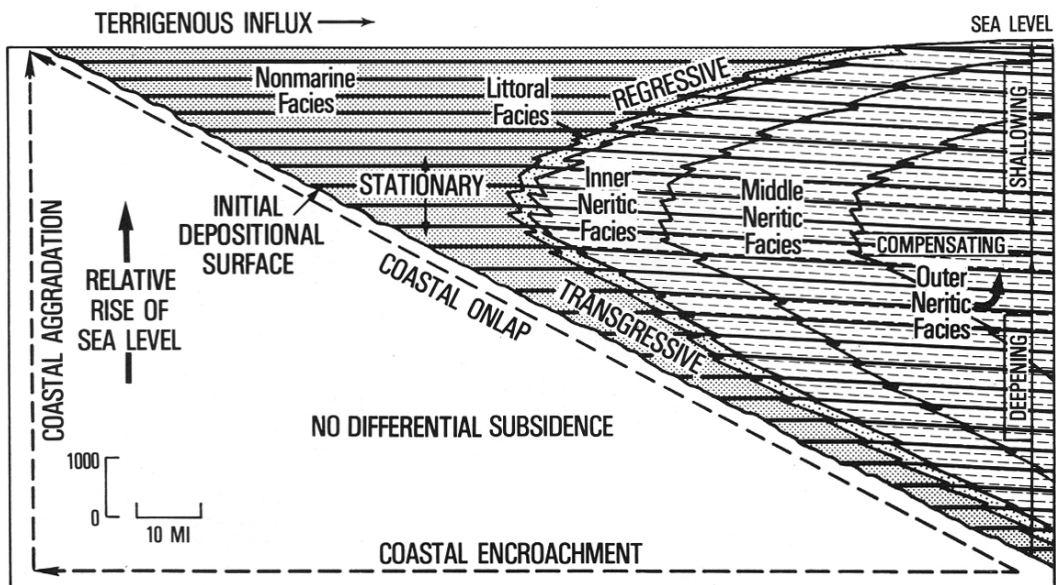


FIG. 4—Coastal onlap with marine transgression and regression. During relative rise of sea level, littoral facies may be transgressive, stationary, or regressive, and neritic facies may be deepening, compensating, or shallowing.

Figure 32 : Suite.

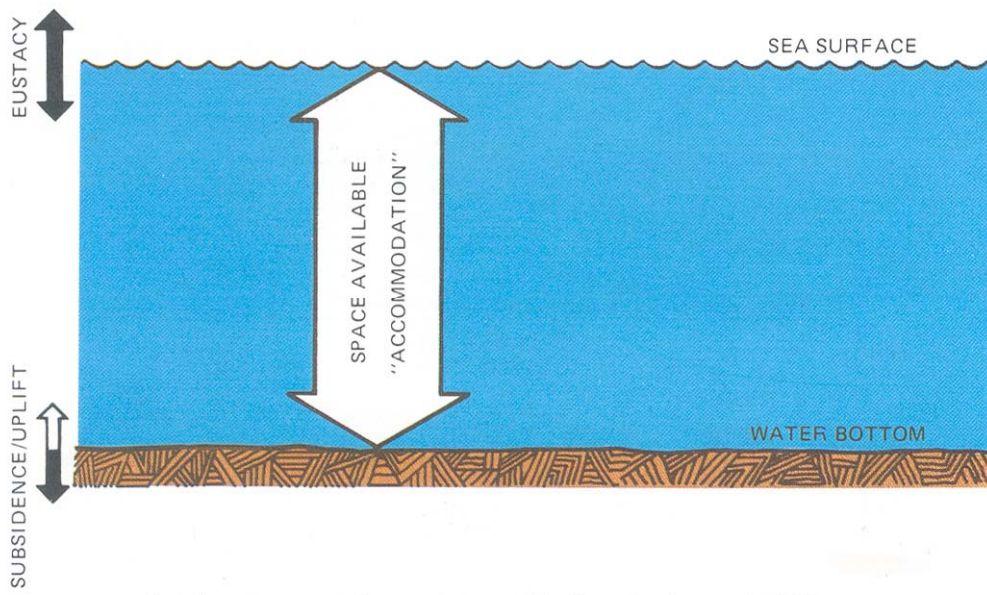


FIG. 7.—Accommodation envelope as a function of eustacy and subsidence.

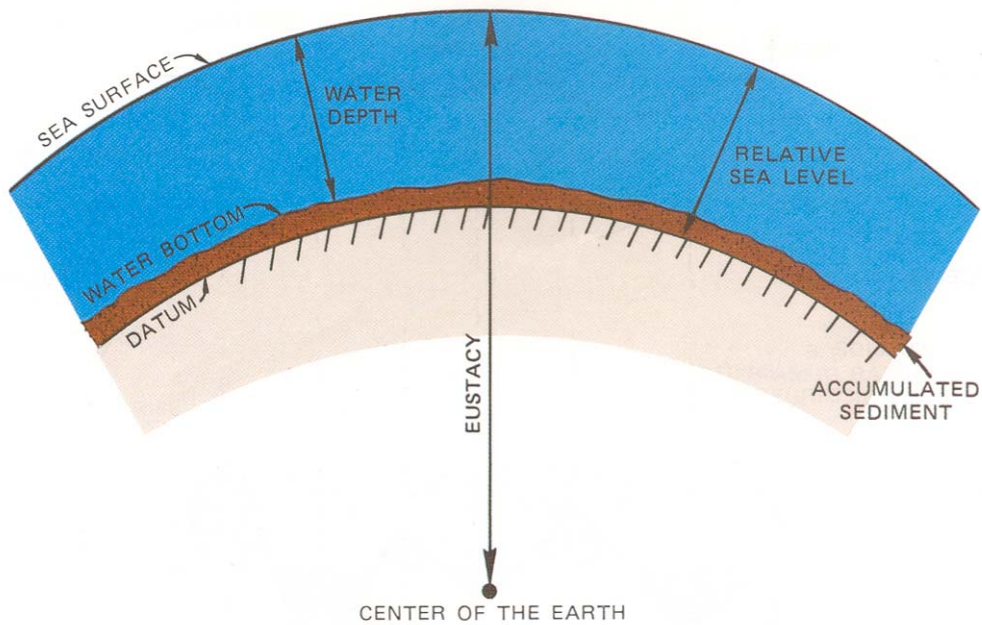


FIG. 8.—Eustacy, relative sea level, and water depth as a function of sea surface, water bottom, and datum position.

Figure 33 : L'accommodation (Posamentier *et al.*, 1988).

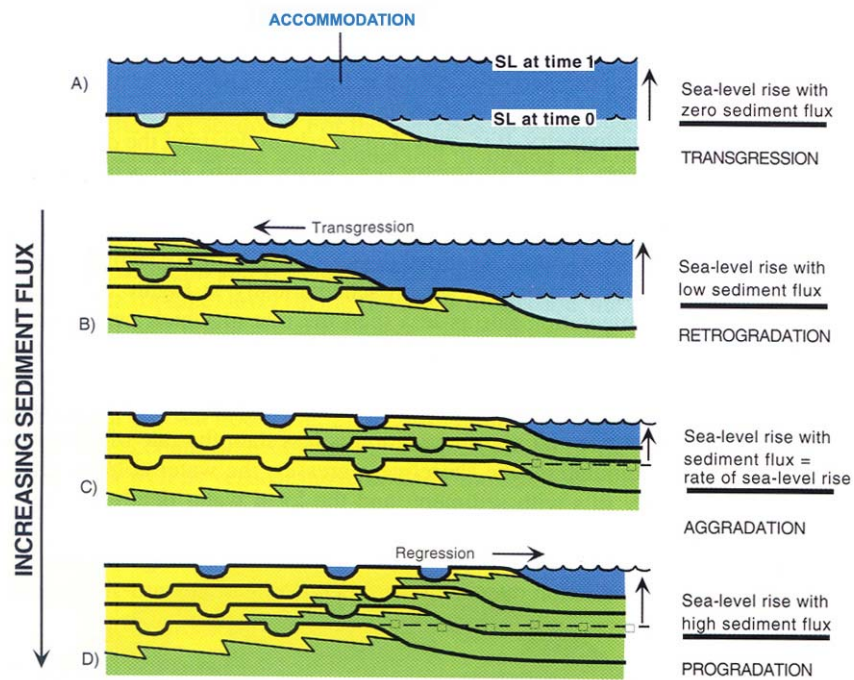


FIG. 2.5.—Schematic illustration of the relationship and difference between accommodation and paleobathymetry. Changes in paleobathymetry reflect the degree to which the available accommodation is filled with sediment, whereas accommodation refers to the *potential* volume available for sedimentation. On the shelf and in the coastal zone, changes in accommodation are brought about by changes of relative sea level. In A, B, C, and D, the relative sea-level rise is the same. In A, relative sea-level rise occurs without any accompanying sediment influx, so that there is an increase in water depth equivalent to the relative sea-level rise. In B, there is some sediment influx, but not enough to fill the accommodation created by the relative sea-level rise. Consequently, the increased accommodation is only partly filled and water depth increases, but less than the total

relative sea-level rise, and the magnitude of the increase varies with location. In C, there is a balance between sediment influx and the rate of increase of accommodation so that the position of the shoreline remains stable and water depth at any given location remains constant. In D, there is an oversupply of sediment with respect to increasing accommodation, therefore a regressive section develops with upward-decreasing water depth. In each section, although the increase in accommodation (i.e., relative sea-level change) is identical, the type of stratigraphic succession and variations in paleobathymetry are a function of the ratio between sedimentation rates and the increase of accommodation. The stratigraphic stacking patterns shown can be described as progradational or foresteping (D), aggradational (C), and retrogradational or backstepping (B).

Figure 34 : Accommodation et bathymétrie (Posamentier & Allen, 1999, fig. 2-5).

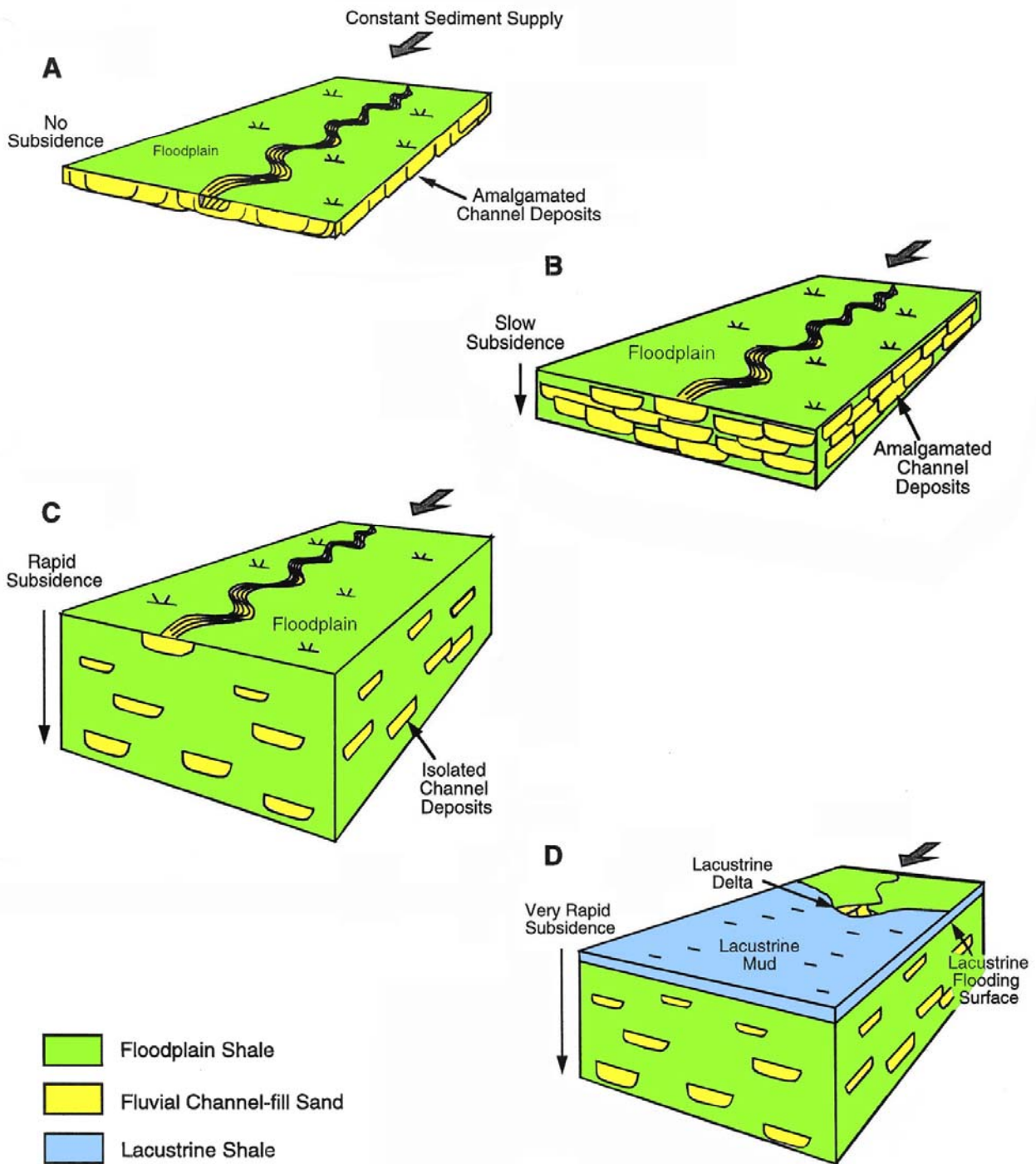
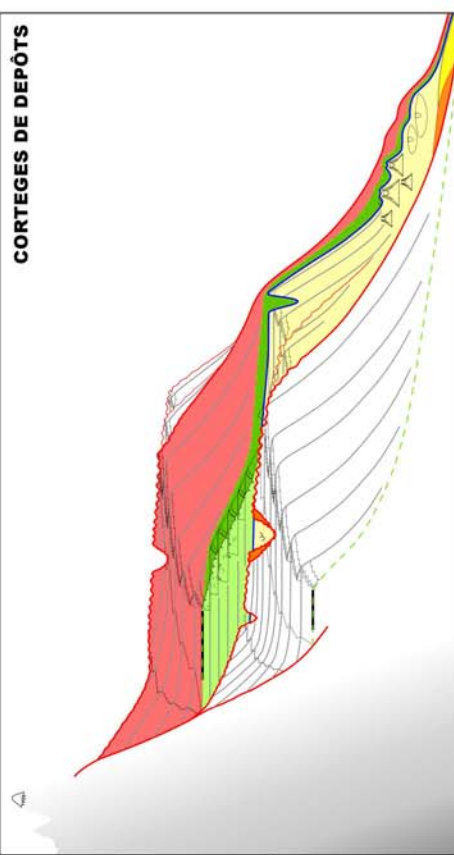
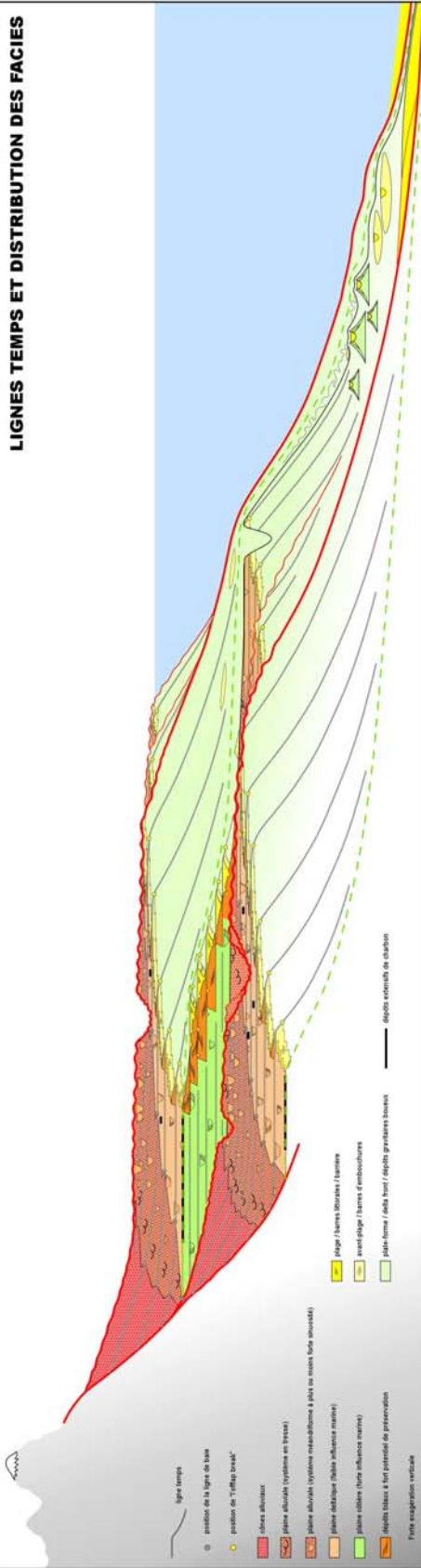


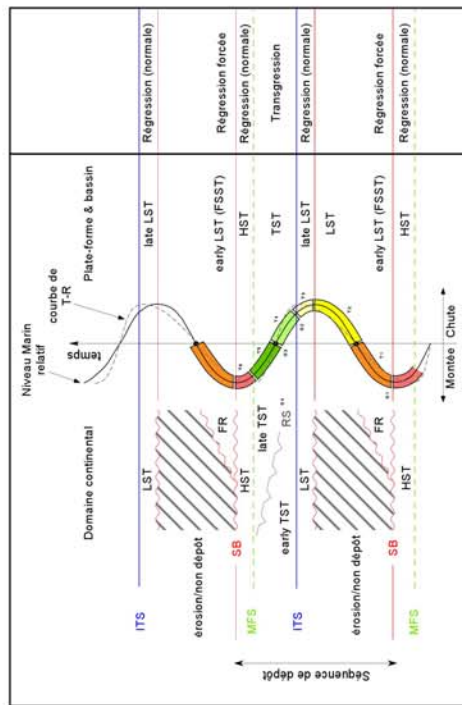
Fig. 7.9 - Illustration of the effects of increasing the rate of fluvial accommodation on alluvial stacking patterns. Sediment supply is assumed to be constant and fluvial accommodation is caused by tectonic subsidence. The higher the rate of accommodation increase, the more isolated are the channels within floodplain shales. When the rate of accommodation is much higher than the rate of sediment supply, a lacustrine system is formed on the alluvial plain (D). These concepts are adapted from Allen (1974) and Leeder (1978).

Figure 35 : Accommodation et architecture sédimentaire : exemple en domaine continental (Allen, 1994, fig. 7-9).

ARCHITECTURE D'UNE SEQUENCE TYPE



Note: cette séquence est typique de l'enregistrement d'un cycle de 3ème ordre pour un bassin à subsidence modérée (marge passive, bassin cratonique) en domaine silico-clastique. Il est donc nécessaire d'adapter ce modèle pour tout autre contexte.

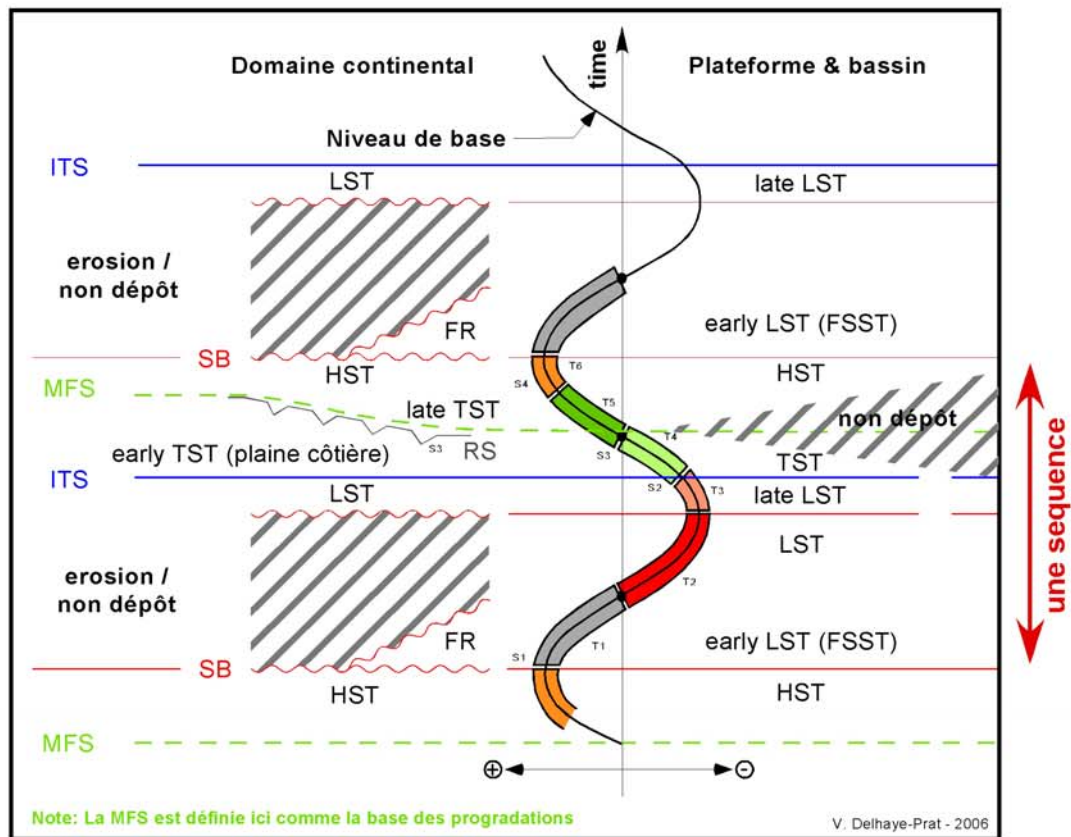


- S1 - Sequence Boundary (Limite de Séquence), S1 = master sequence boundary
- S2 - ITS "Initial Transgressive Surface" (Première surface d'inondation)
- S3 - MFS "Maximum Flooding Surface" (Surface d'inondation maximale)
- S4 - RS "Ravinement Surface" (Surface de ravinement vague)
- T1 - early LST / FSST - "Falling Stage System tract" (Régressions forcées)
- T2 - LST "Lowstand System Tract" (Cône de bas niveau)
- T3 - late LST "Late Lowstand System Tract" (Cône de bas niveau tardif)
- T4 - TST "Transgressive System Tract" (Cône transgressif)
- T5 - TST "Transgressive System Tract" (Cône transgressif)
- T6 - HST "Highstand System Tract" (Cône de haut niveau)

Figure 36 : Une synthèse : organisation stratigraphique d'une séquence « actualisée » par Delhaye-Prat (2006).

Surfaces majeures et cortèges de dépôt

Théorie



SB: Sequence Boundary (limite de séquence), ITS or TS: Initial Transgressive Surface (surface initiale de transgression), RS: Ravinement Surface (surface de ravinement par les vagues), MFS: Maximum Flooding Surface (surface d'inondation maximale), FSST: Falling Stage Syst. Tract (cortège de chute), LST: Lowstand System Tract (cortège de bas niveau), TST: Transgressive System Tract (cortège transgressif), HST: Highstand System Tract (cortège de haut niveau).

En pratique

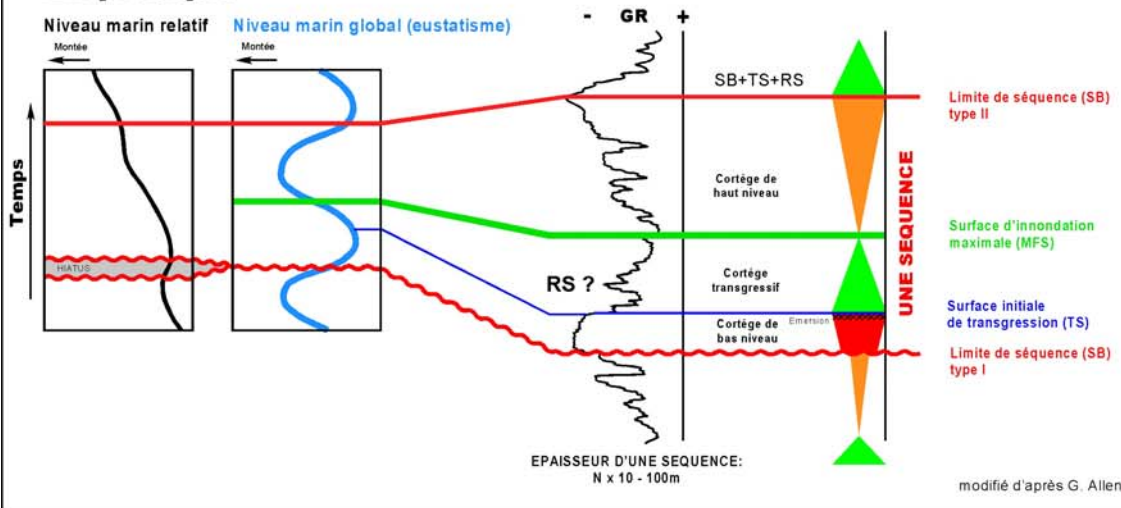


Figure 36 : Suite.

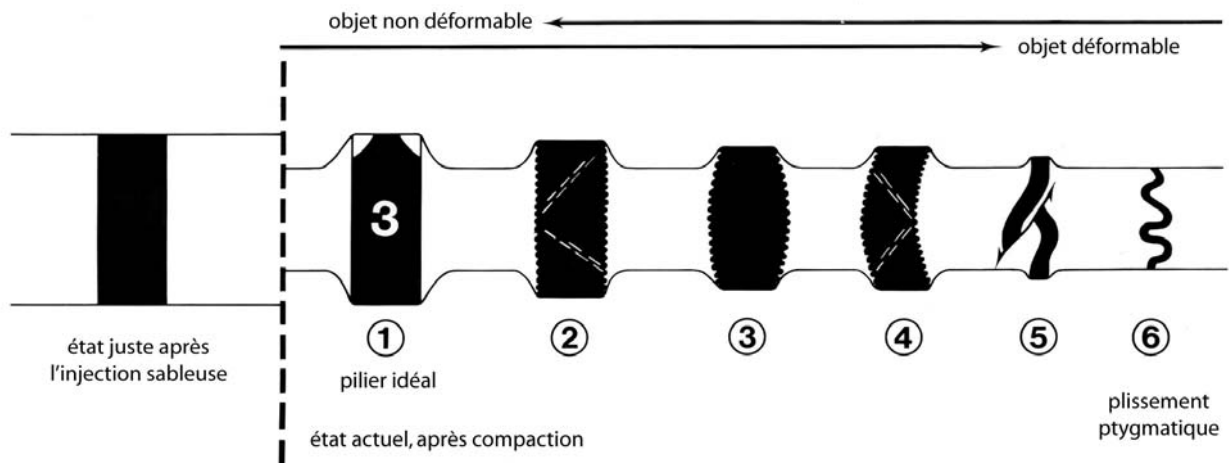


Fig. 138 - Le comportement d'objets déformables et/ou non-déformables des dykes gréseux sédimentaires (1, pilier rigide et droit ; 2, gaufrage et joints de pression-dissolution ; 3, gaufrage et écrasement ; 4, gaufrage, flambage et joints de pression-dissolution ; 5, plissement pygmatique et faille de redoublement ; 6, plissement pygmatique ; se reporter à la figure n° 99)

Figure 37 : La compaction différentielle : effet de l'enfouissement sur les dykes gréseux (Parize, 1988, fig. 138).

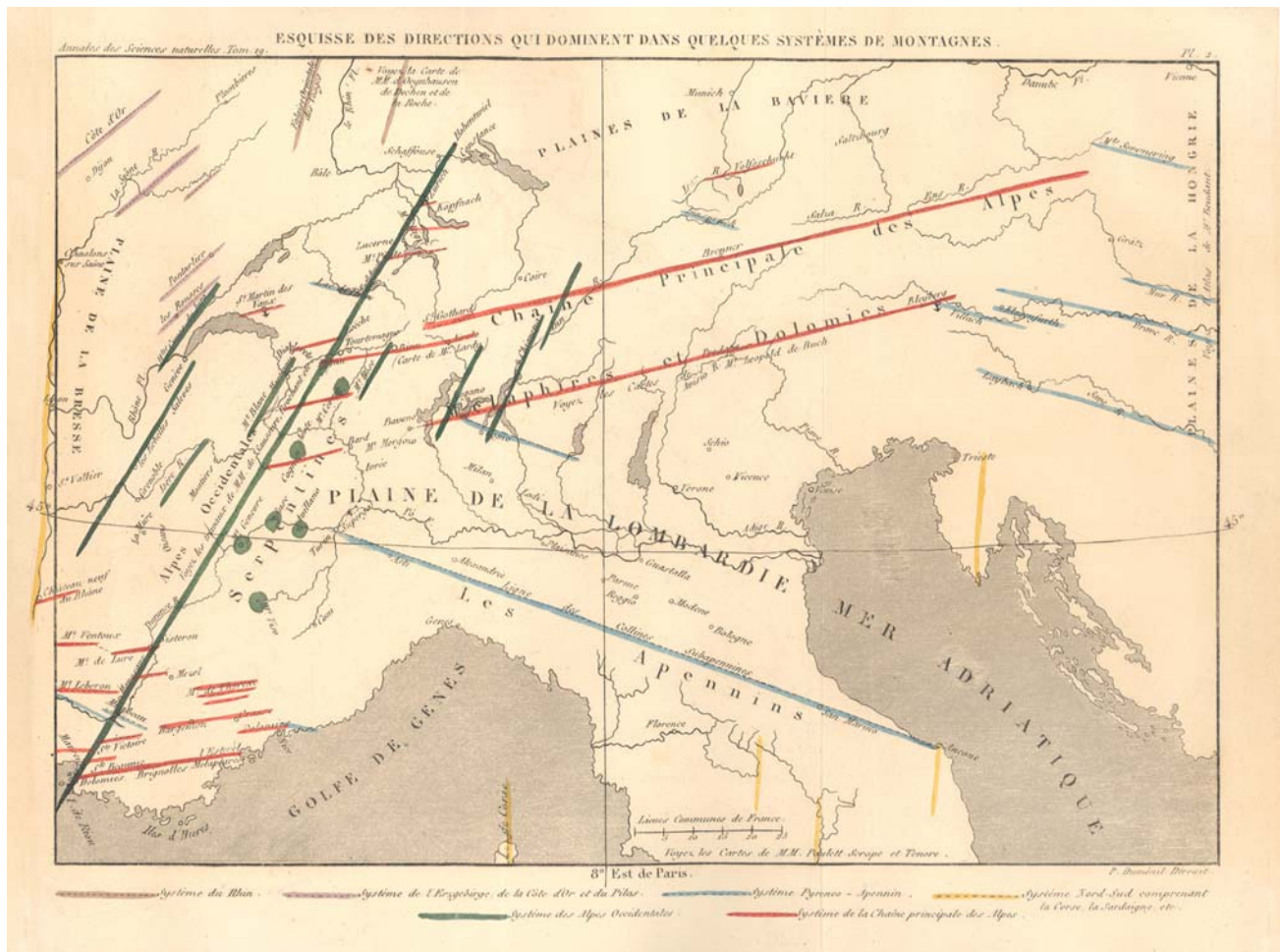


Figure 38 : Des directions orogéniques (Elie de Beaumont, 1830) aux phases tectoniques.

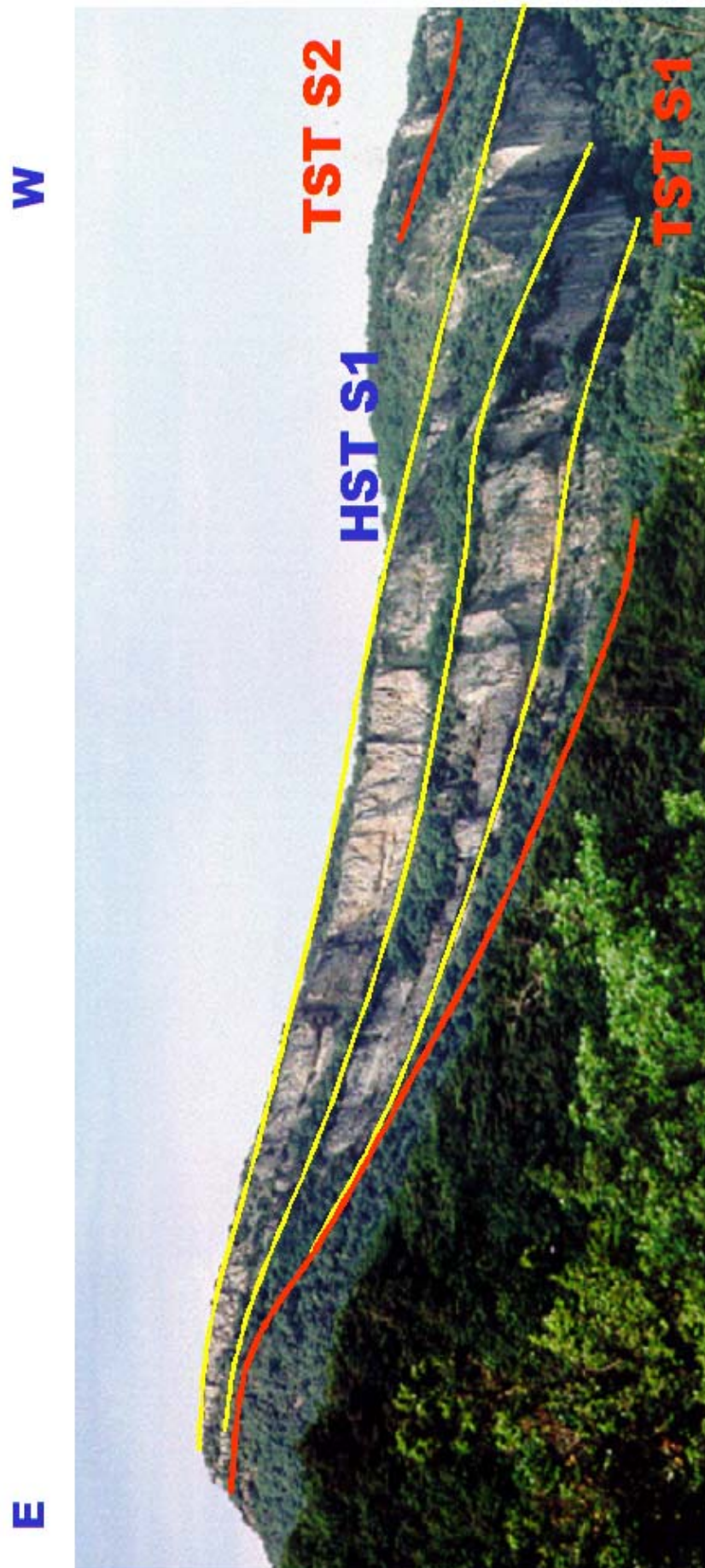


Figure 39 : Les biseaux divergents sur la bordure orientale du bassin de Valréas : témoignage de ravinements successifs.

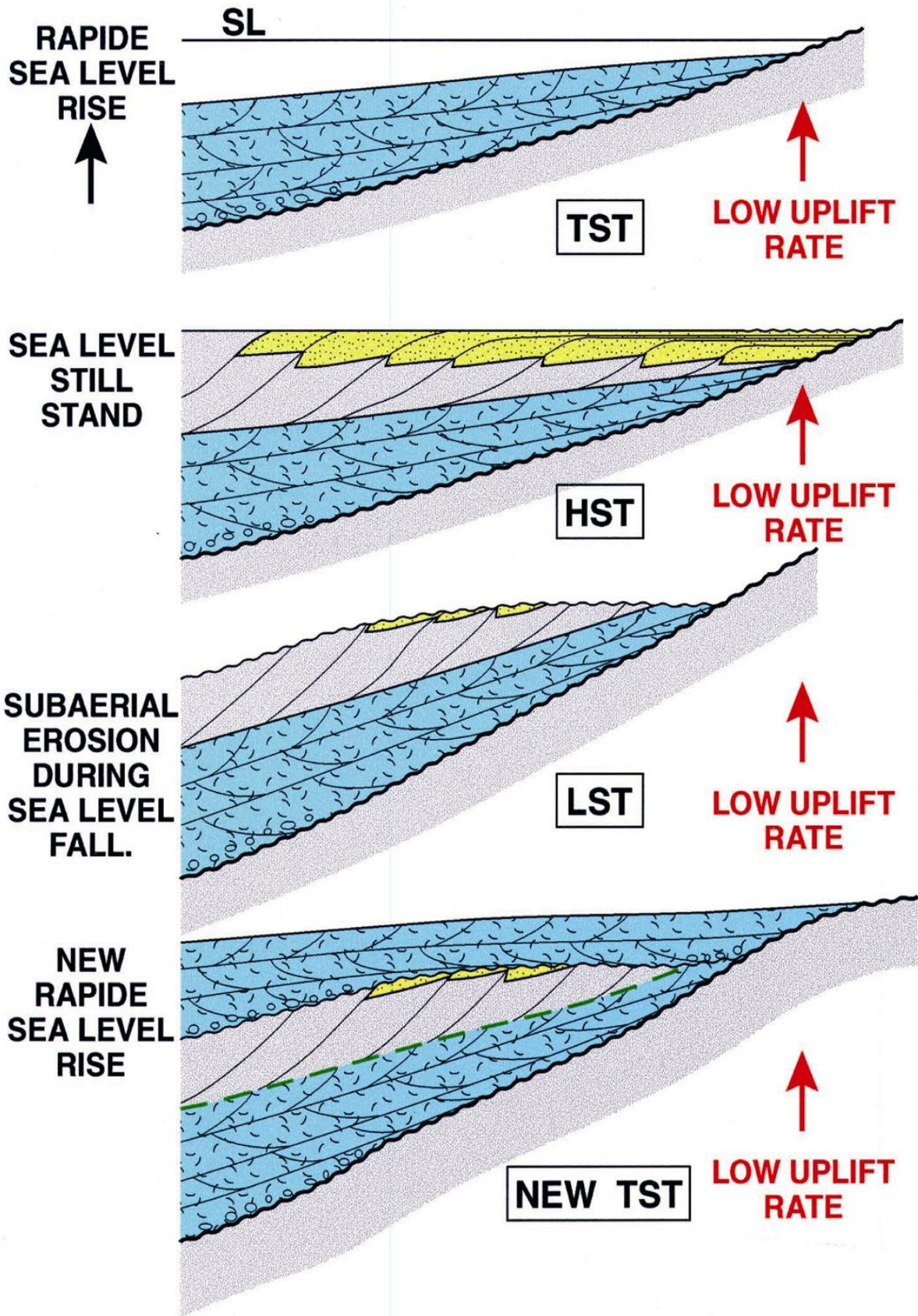
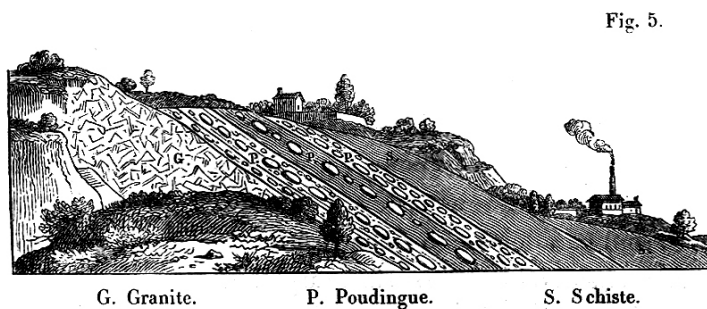


Figure 39 : Suite.

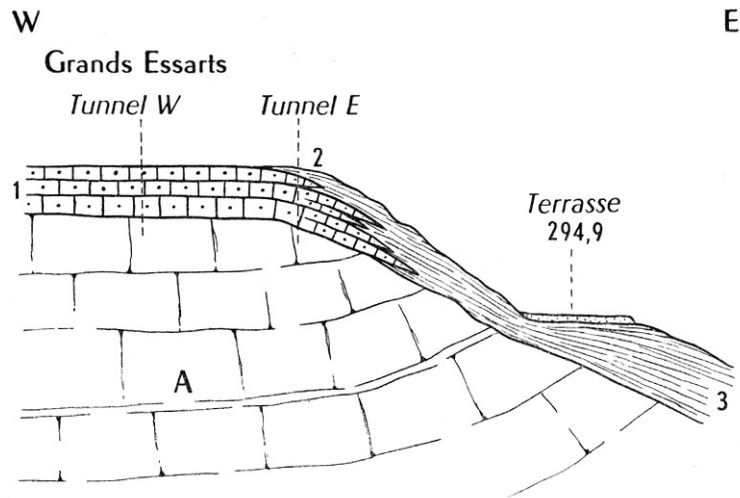


La figure suivante représente cette disposition. Les galets disséminés dans les couches de poudingue P sont placés parallèlement à la stratification, et leurs grands axes sont alignés dans le même sens.



Cette disposition des galets est contraire aux lois de la pesanteur; car, lorsque des corps pesants sont entraînés par les eaux, ils ne peuvent s'arrêter que lorsqu'ils sont placés sur leurs côtés les plus larges: il en résulte donc nécessairement que des couches inclinées de poudingue ont été relevées postérieurement à leur dépôt.

Figure 40 : « L'horizontalité primitive des dépôts » selon Dufrénoy & Elie de Beaumont (1841, figs 4 et 5). L'inventaire stratigraphique de ces discordances est à la base du modèle tectonique d'Elie de Beaumont (1830 ; cf. [Fig. 38](#)).



Coupe à l'est du plateau des Grands-Essarts.
 3, marnes bleues de Faucon. — 2, alternance marnes bleues et molasse calcaire. — 1, molasse calcaire. — A, substratum cénomannien.

Figure 41 : La variation latérale de faciès dans le BMRP (Demarcq, 1970, fig. 29). Le passage entre les calcaires bioclastiques et les marnes n'est jamais observable.

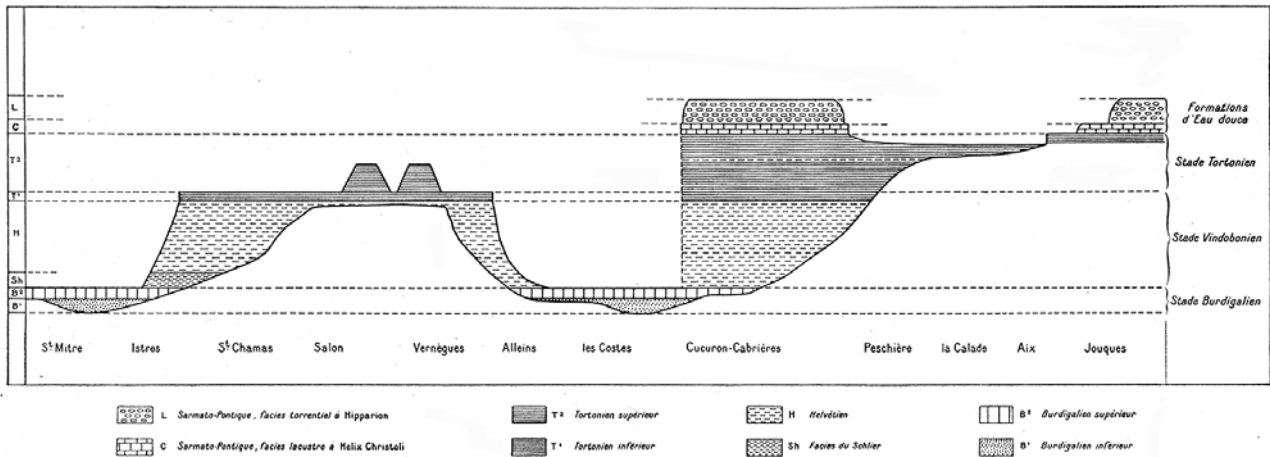


Fig. 1. — Schéma synthétique des successions miocènes dans quelques régions de la Basse-Provence.

N.-B. — Cette légende sera conservée dans tout le cours de notre étude.

Figure 42 : Reconnaissance de la signification stratigraphique des calcaires « molassiques » du BMRP (Combaluzier, 1932).

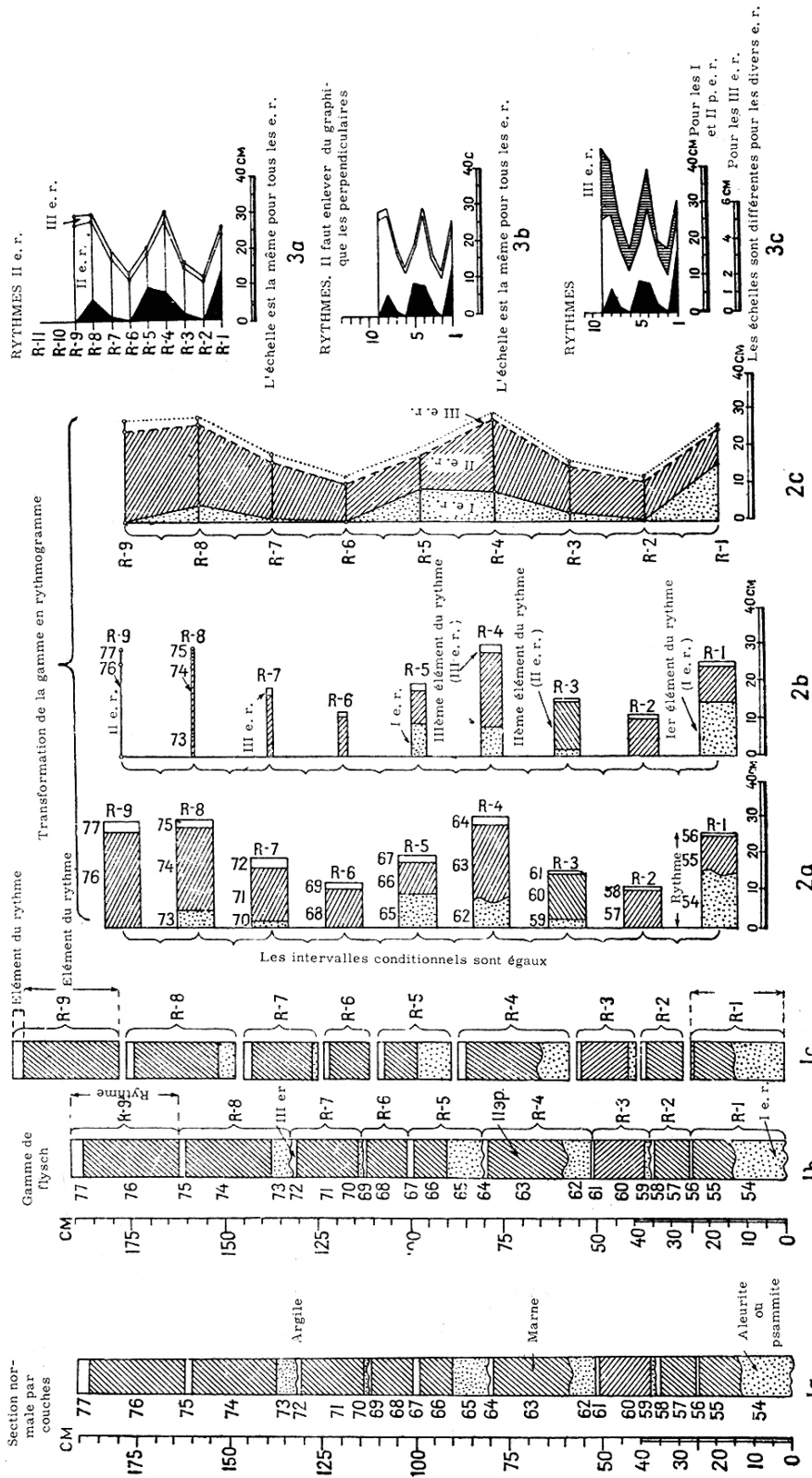


Fig. 5

Figure 43 : La méthode d'analyse des flyschs par Vassoevich (1948, 1951).

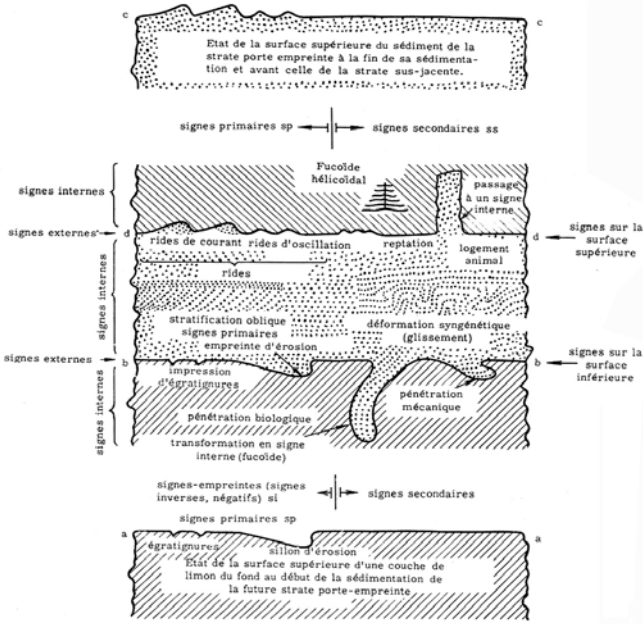


Fig. 5
From Vassoevitch [1948, 1951]...

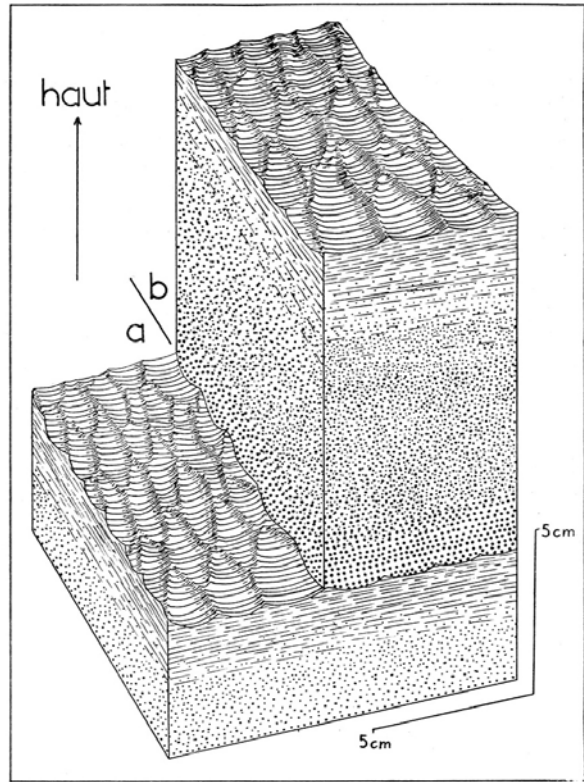
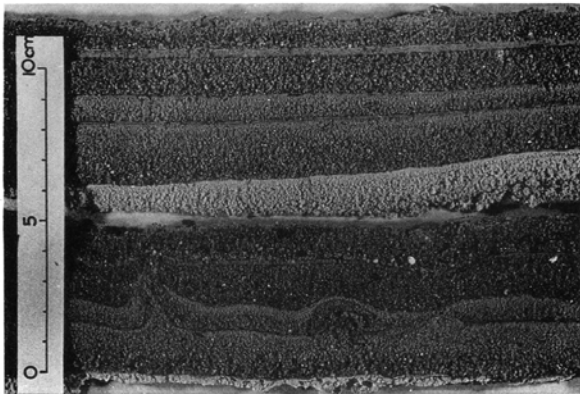


Fig. 53. — Granoclassement et figures de fluxion dans la série molassique de Medjana.

Chacune des séquences positives, de type détritico - colloïdal, comprend un certain nombre de termes passant progressivement de l'un à l'autre : De bas en haut grès grossier, grès fin, grès argileux psammitique, argile ou marne.
La figure représente une séquence complète (b) et ses relations avec la séquence inférieure (a). Les empreintes figurées au toit des petites ont été reconstituées à partir des contre-empreintes, seules visibles actuellement au mur des bancs gréseux dégagés par l'érosion.



Two sections of deposits, experiment A. Upper 7.5, lower 8 meters, from origin. Note absence of current bedding, ripple marking, or horizontal grading. The lower section shows slump structures.

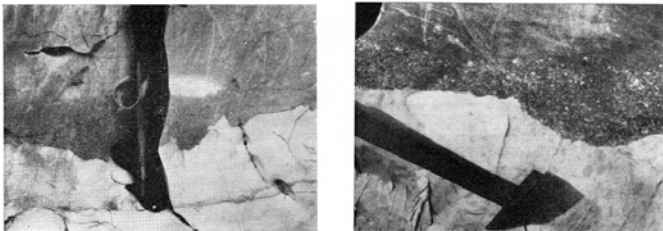
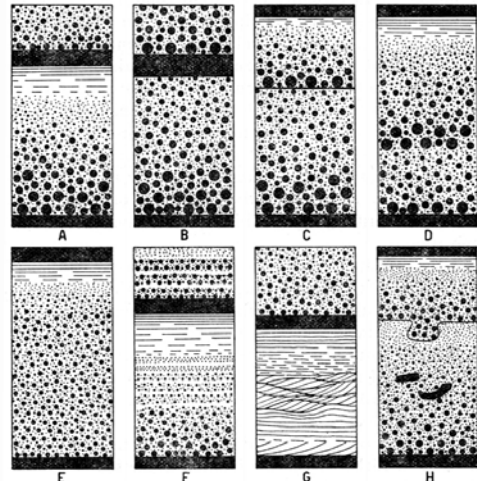


Fig. 2. — Deux exemples de rapport lit à lit dans le Sénonien supérieur du flanc interne (est) du sillon ionien (affleurements situés à la route Arta-Dafniti, au N d'AKMOTOPIS).
On observera : les figures de courant (current marks) à la base de la microbrèche calcaire qui ruine le calcaire pélagique sous-jacent ; le granoclassement vertical (graded bedding) dans la microbrèche calcaire.

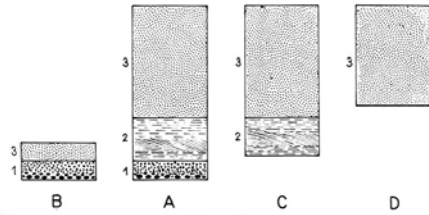
Fig. 1.—Diagram showing various types of graded bedding, deep-water lutites in black. A, Ideal type. B, Fine top is missing below lutite. C, Fine top is missing below the following graded bed. D, Recurrent grading in single bed. E, Lower part not graded. F, Graded bed is laminated. G, Current bedding and current ripple bedding in fine-graded bed. H, Flow cast at base of upper bed, shale fragments in lower bed.



La séquence détritico gran(u)oclassée et ses intervalles de "faciès" : Kuenen & Migliorini [1950], Vassoevich

Figure 44 : La séquence granoclassée turbiditique : de nombreux inventeurs.

SÉQUENCE TYPE DES TURBIDITES MODERNES



FIGUR 3

Séquence-type de turbidite terrigène.

1. Sable; 2. Sablon; 3. Vase. En A la séquence est complète. Lorsqu'il n'y a plus de matériel grossier disponible on observe des séquences du type C: sablon-vase, ou D: vase uniquement. Par contre, si le courant est encore trop violent on observe le type B: sable-vase.

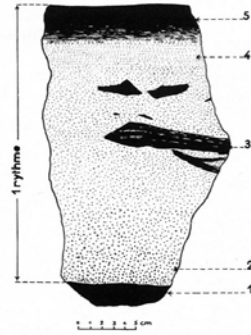
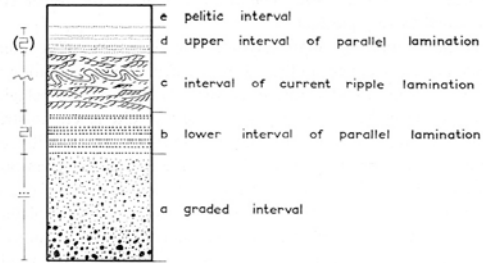


FIGURE 1

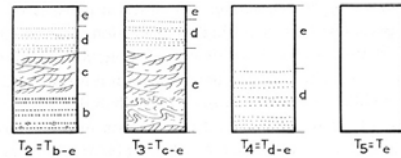
Coupe verticale d'un rythme.

1. Lutite homogène du rythme antérieur
2. Crauwacke grano-classée
3. Enclaves de lutite arrachées à (1)
4. Crauwacke finement stratifiée
5. Lutite stratifiée puis homogène.

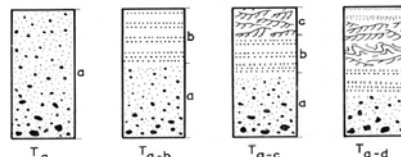


Complete sequence $T_1 = T_{a-e}$.

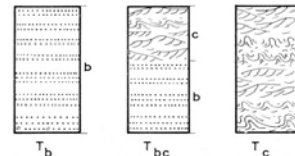
... to Bouma [1962]



Base cut-out sequences.



Truncated sequences.



Truncated base cut-out sequences.

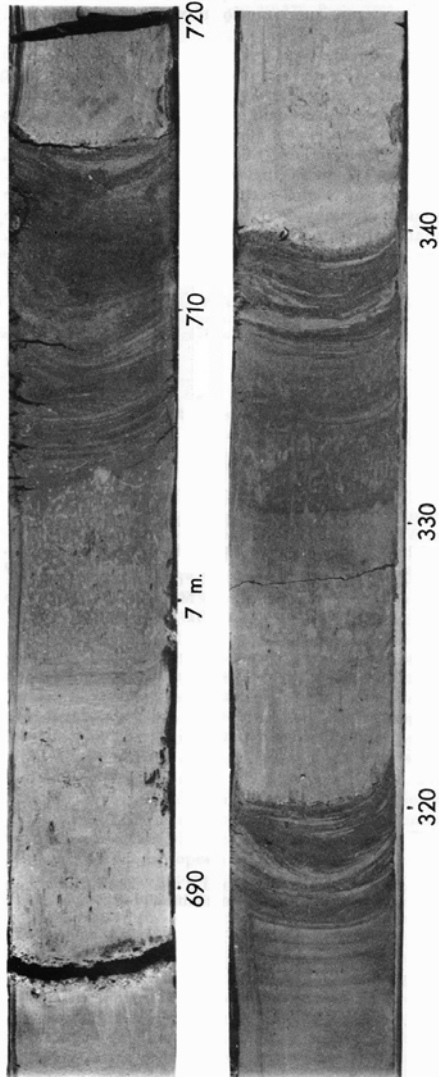


PLANCHE I

Deux séquences types de la carotte V12-120 (14°21 N, 74°54 W, 3 995 m de profondeur).

Cette carotte, prélevée au carottier à piston, avait 730 cm de longueur totale. Les graduations sont données en cm à partir de la surface.

Noter le granoclassement vertical allant des sables fins à la vase, avec une stratification oblique dans les sablons, la couleur plus claire de la partie supérieure des vases, les perforants qui ont entraîné de la vase claire supérieure vers le bas et les couches de Foraminifères et de Pteropodes qui terminent les séquences.

[1951], Kuenen [1953], Caire [1957], Aubouin [1959], Dangeard [1961], Nestéroff [1961] et Bouma [1962].

Figure 44 : Suite.

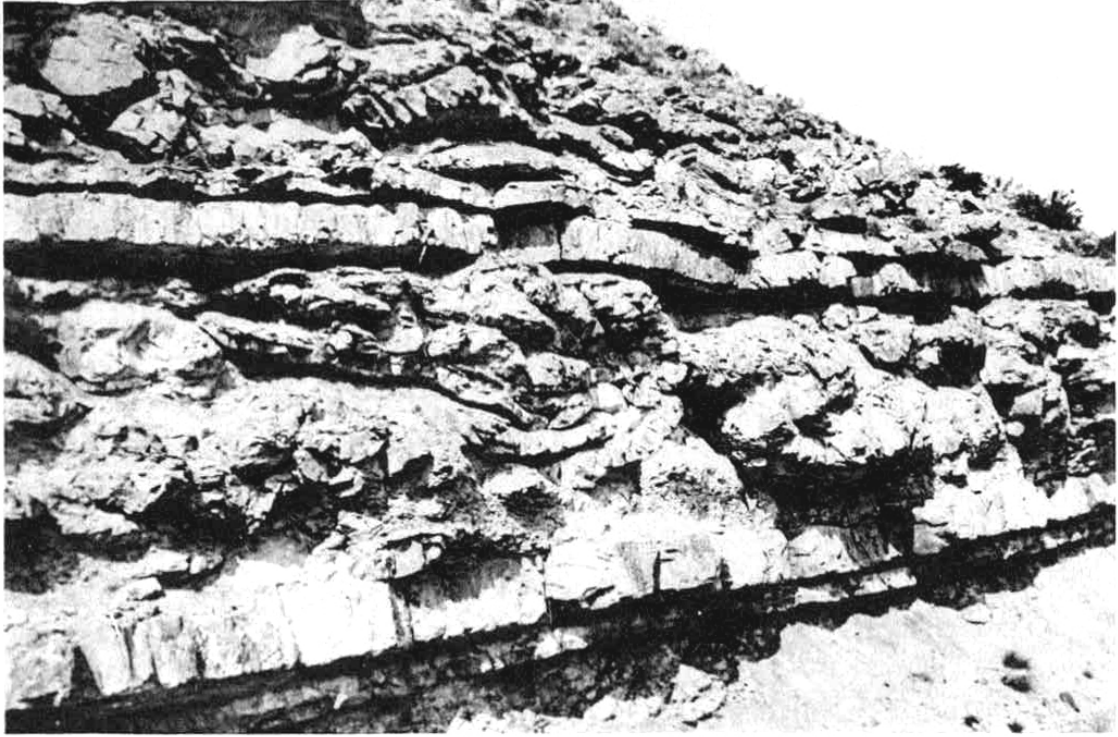


Figure 45 : Les slumps vocontiens du BMRP : l'affleurement de Montclus (Goguel, 1938b).



Figure 45 : Suite. Les slumps vocontiens du BMRP : de la sédimentation *in situ* aux brèches et débris

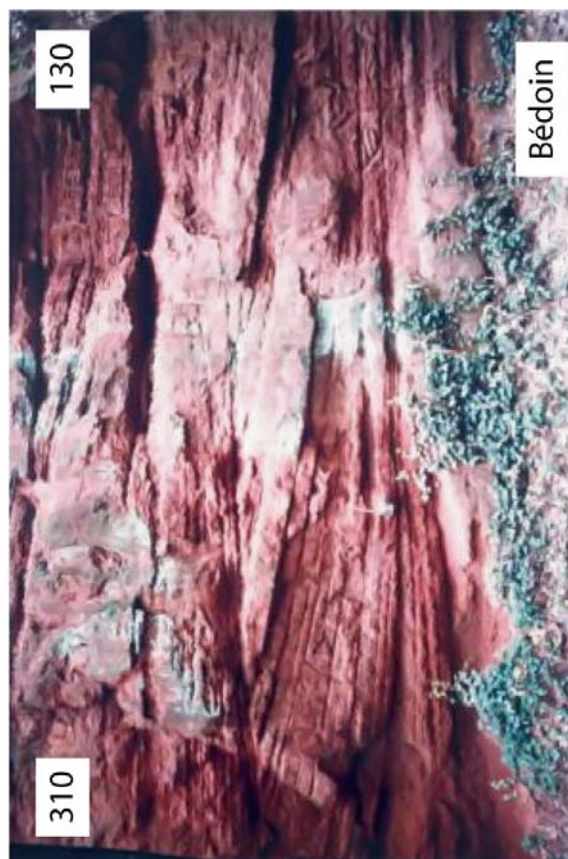


Figure 46 : Une source massive, vannée, bien triée, des dépôts résultants massifs, déjà vannés, bien triés (sur la plate-forme : Allan, Clansayes, Mormoiron ; dans le domaine vocontien : la falaise des Sibours à Bourdeaux et le serre d’Autruy à Saint-André-de-Rosans).



Les Sibours



Serre d'Autruy

Serre d'Autruy outcrop, near Saint André de Rosans, western Alps, South-east France:
Cross section of submarine canyon infill with background deposits, slumps, debris, turbidites, turbiditic massive complex and its linked per-depositional injectites network (Fries & Parize, 2003).

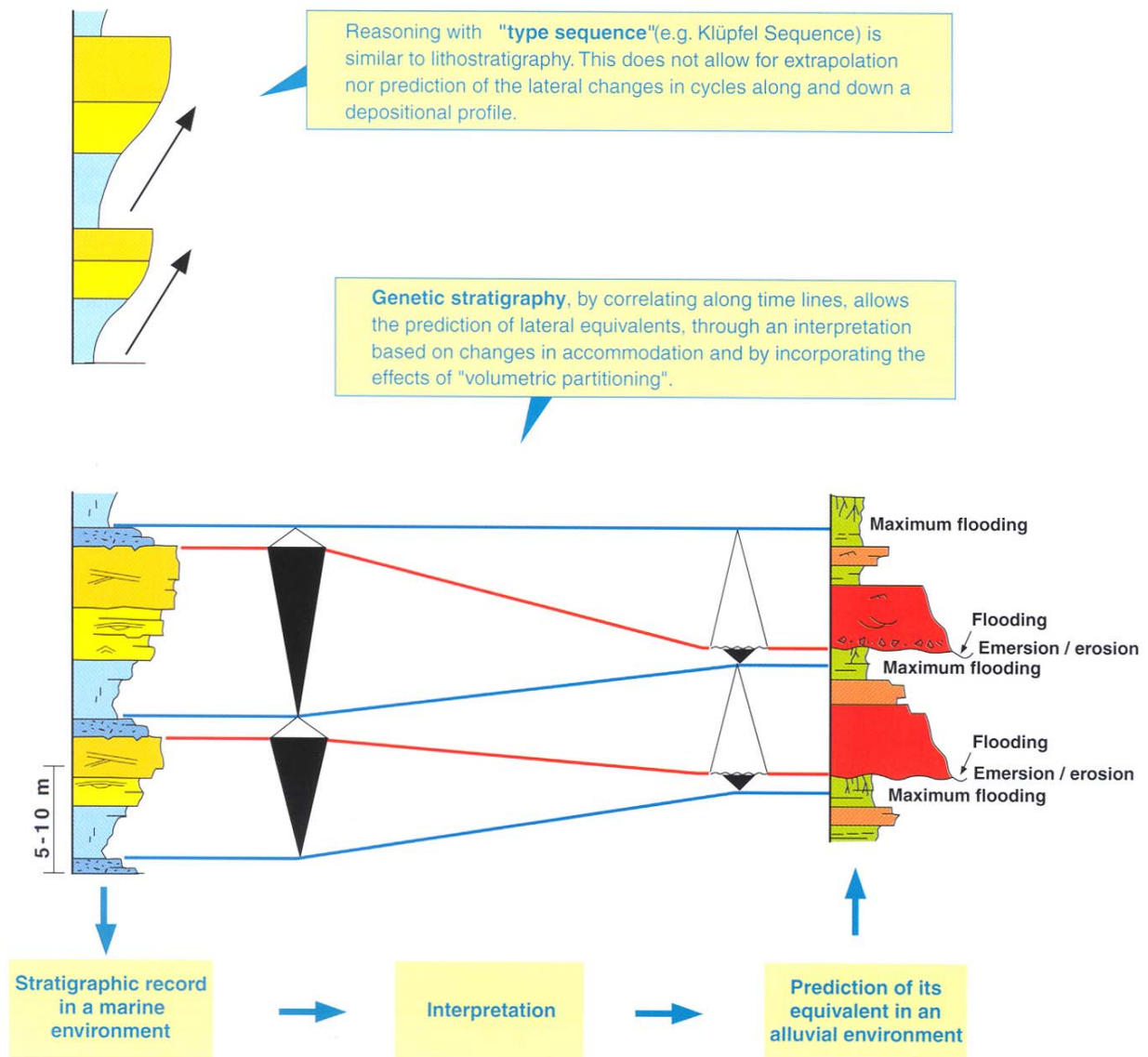


FIGURE 24
From sequence analysis to genetic stratigraphy.
De l'analyse séquentielle à la stratigraphie de faciès ou stratigraphie génétique

Figure 47 : Répartition volumétrique *versus* spatiale (respectivement selon Homewood *et al.*, 1996, 2000 et revue selon les préceptes de Posamentier & Allen, 1999 et la sédimentologie de faciès).

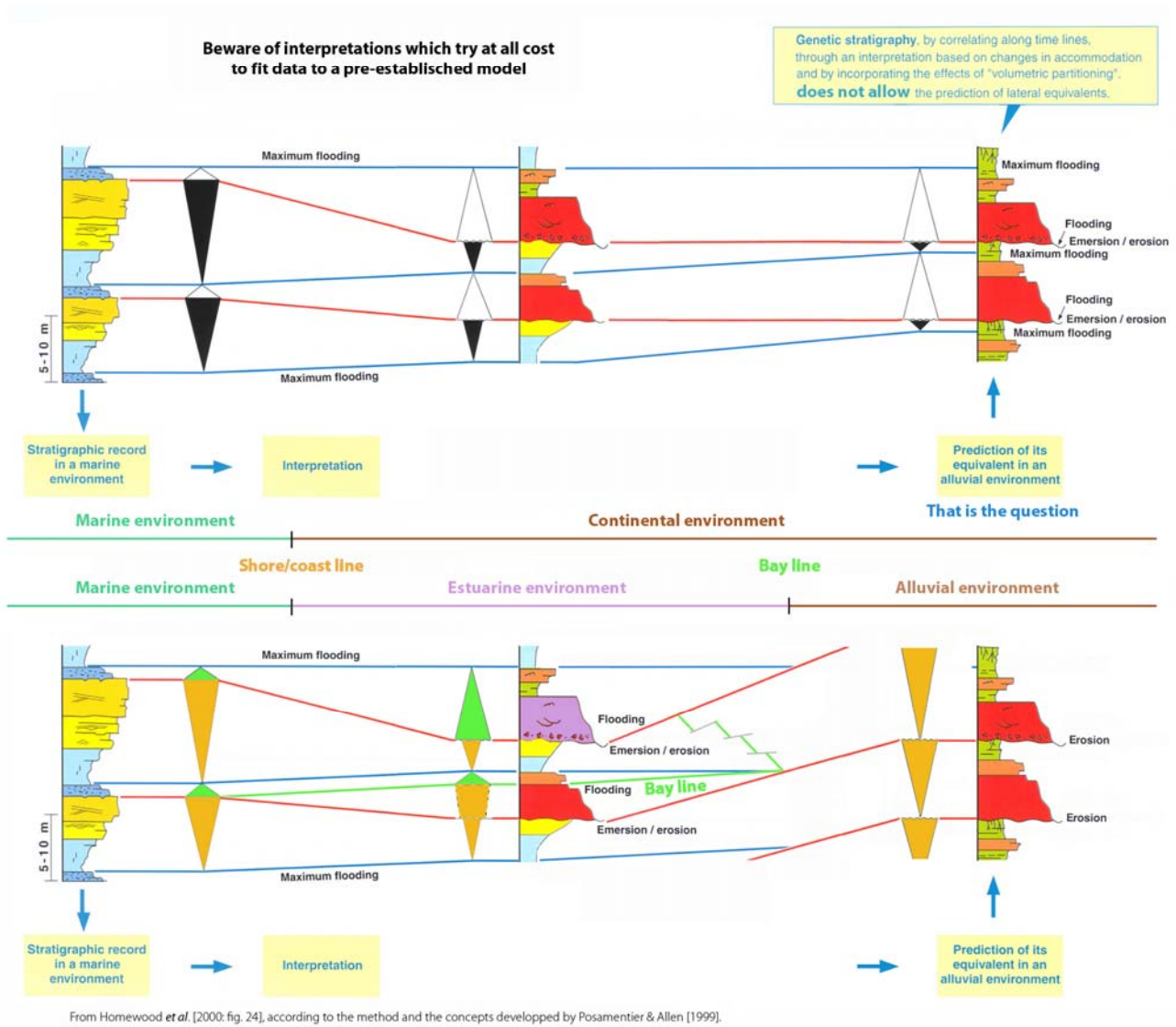


Figure 47 : suite.

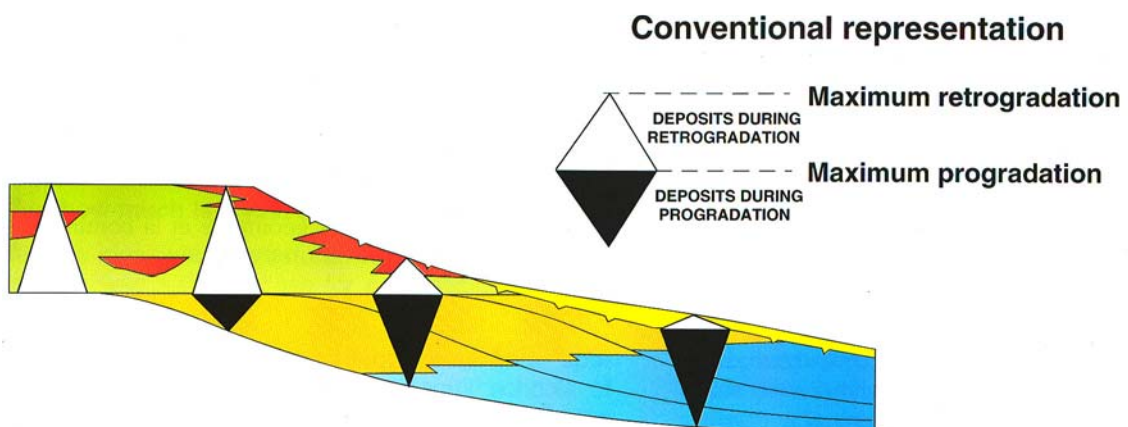


Figure 48 : Relation entre accommodation et architecture stratigraphique (Homewood *et al.*, 2000, fig. 22).

Stratigraphic architecture is dependent on rates of change in accommodation and sediment supply

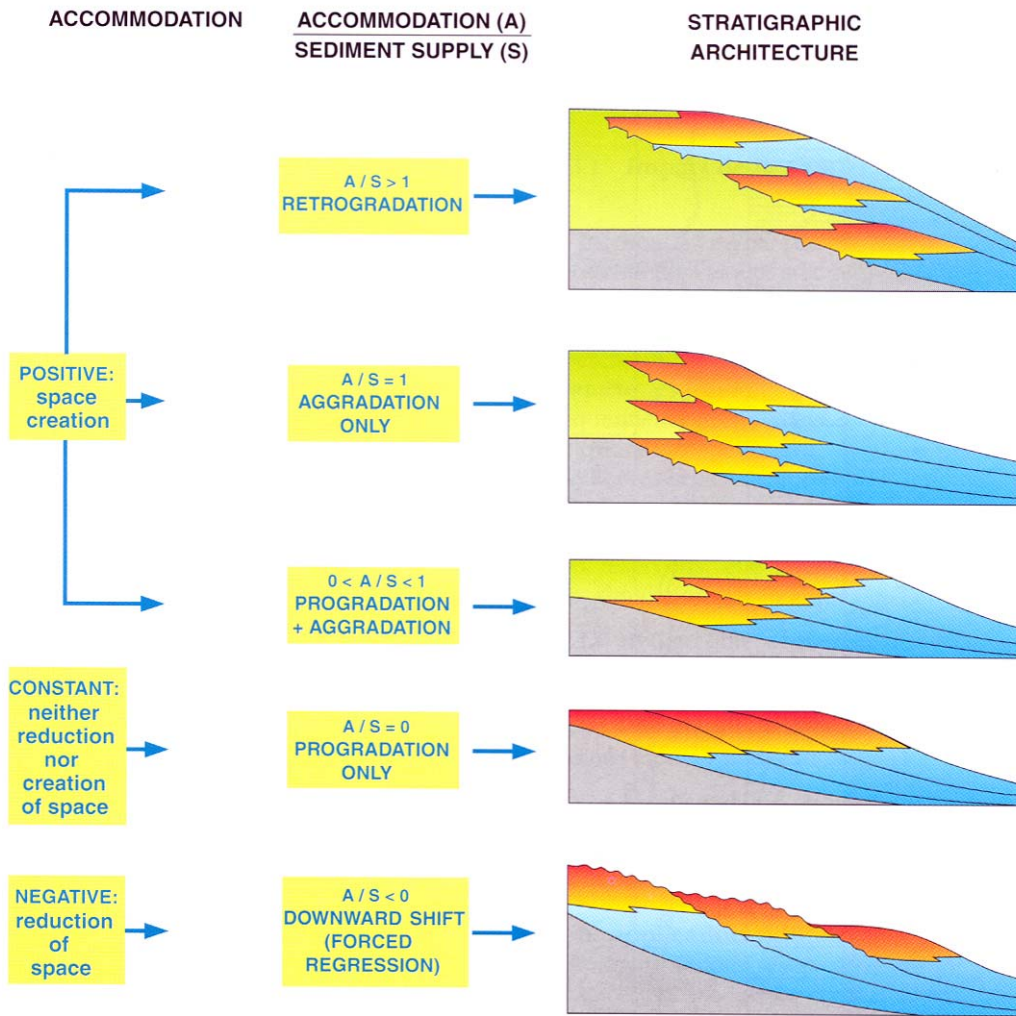
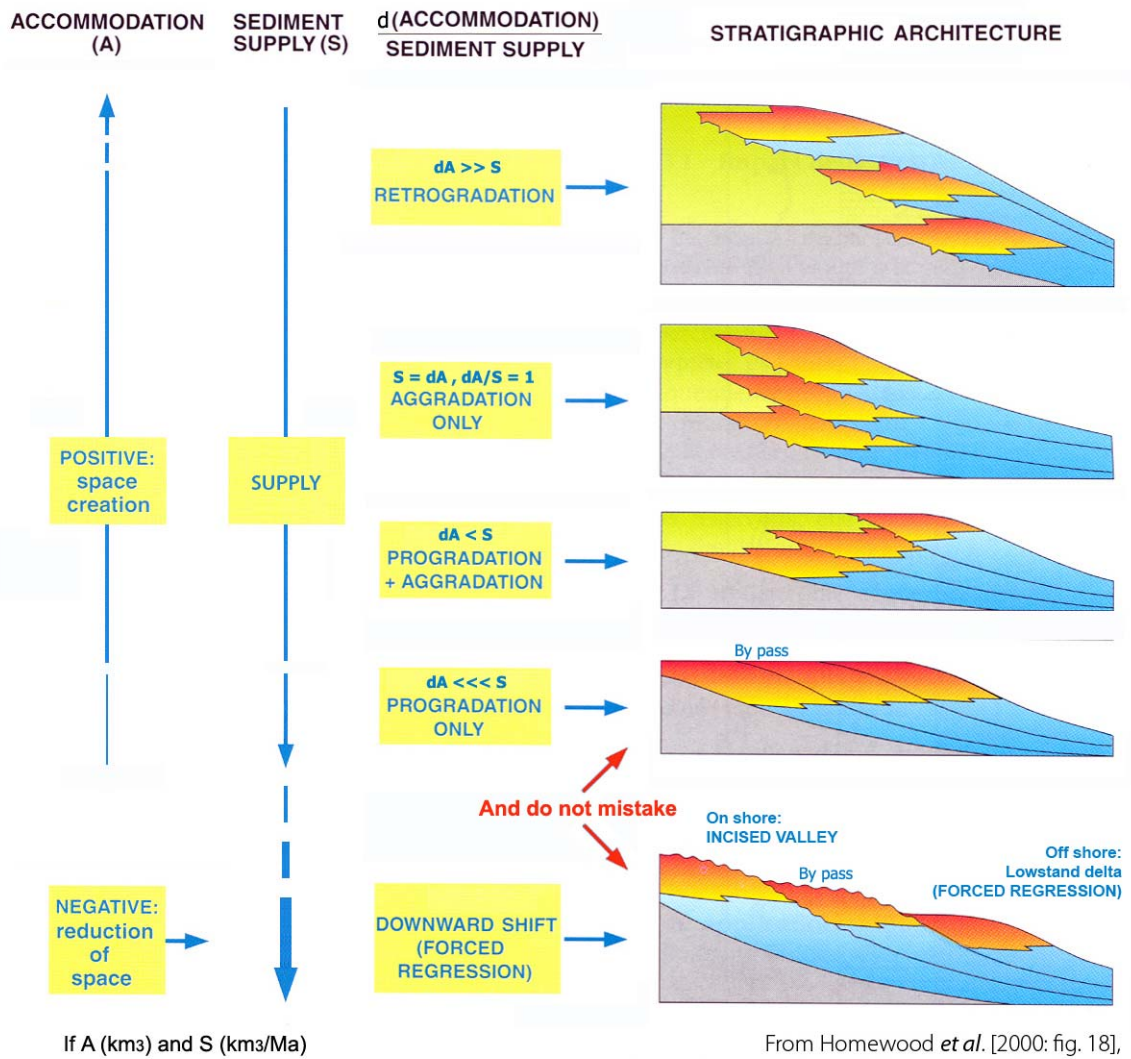


FIGURE 18
Stratigraphic architecture.
Architecture stratigraphique.

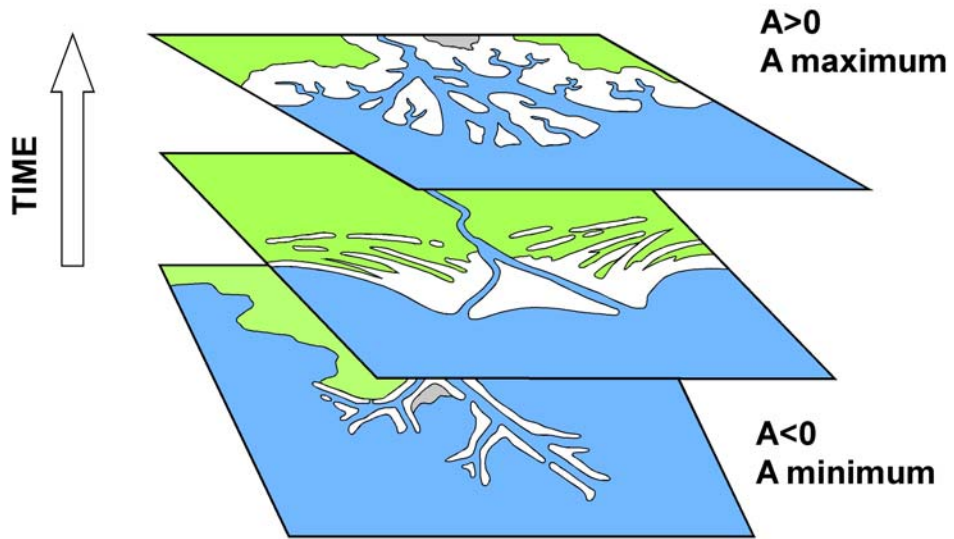
Figure 49 : Accommodation et apport sédimentaire *versus* architecture stratigraphique (respectivement selon Homewood *et al.*, 1996, 2000 et selon les préceptes de Posamentier & Allen, 1999).

Stratigraphic architecture is dependent on rates of change in accommodation and sediment supply



From Homewood *et al.* [2000: fig. 18], according to the principles and the concepts developed by Posamentier *et al.* [1988] and Posamentier & Allen [1999].

Figure 49 : Suite.



(Homewood et Lafont, unpublished)

Figure 50 : Evolution temporelle des deltas en fonction de l'augmentation de l'accommodation (Homewood & Lafont, inédit in Guillocheau, 2004). A comparer avec la [Fig. 22](#).

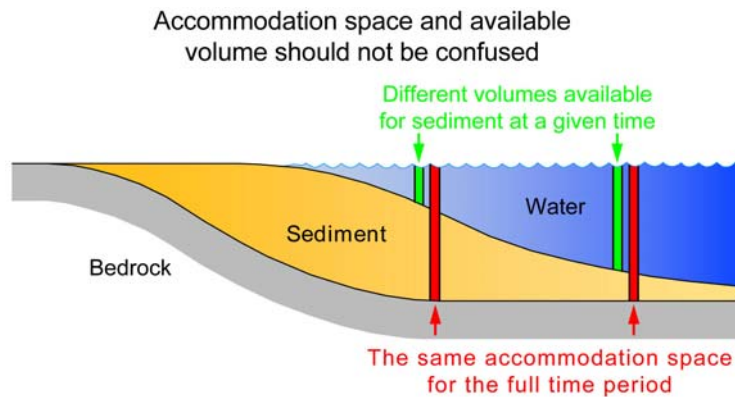


Figure 13 : Concept of accommodation

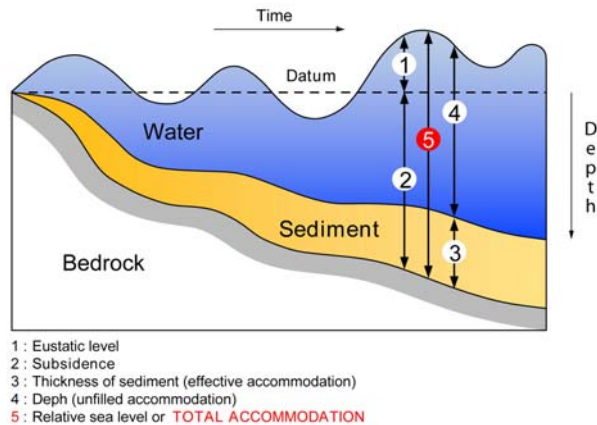


Figure 14 : Sea level and accommodation: a synopsis

Figure 51 : Bathymétrie, espace disponible, accommodation (Homewood *et al.*, 2000, figs 14 et 15). Comparer cette proposition avec l'originale ([Fig. 33](#)).

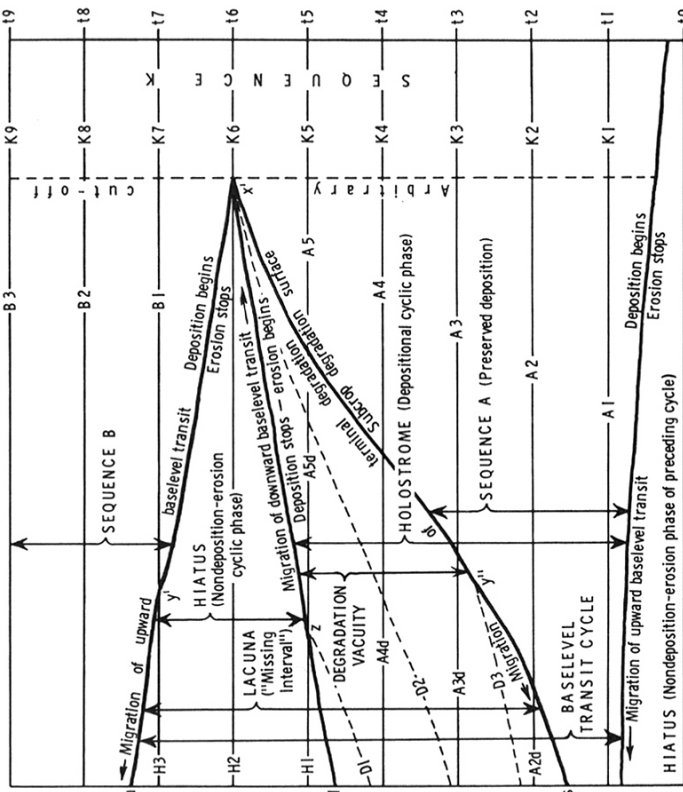
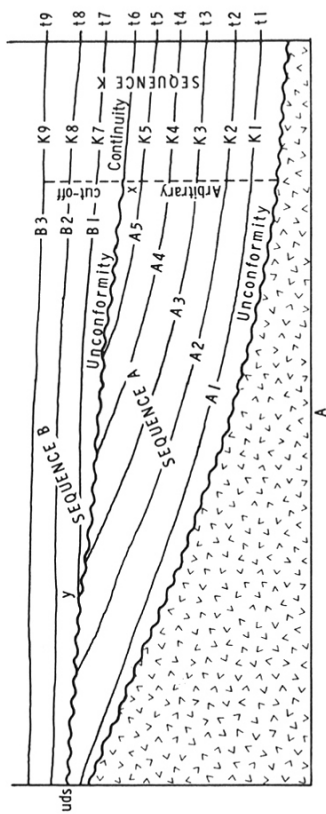


Figure 2. A, Section showing physical relationships of successive unconformity-bounded sequences. B, Area-time projection of A showing lithosphere surface-moment and base-level transit migration patterns in time-stratigraphy.

H. E. WHEELER—BASELEVEL, LITHOSPHERE SURFACE, TIME-STRATIGRAPHY

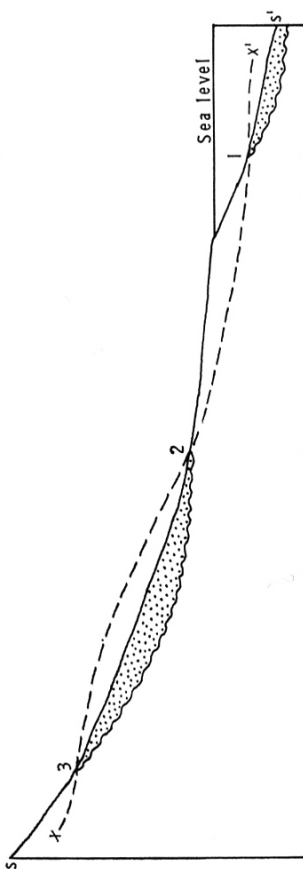
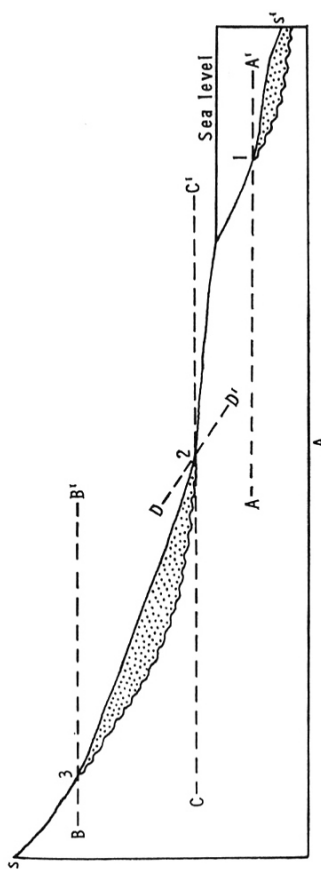


Figure 1. A, Profile showing inconsistencies of "horizontal plane" concept of baselevel. B, Profile showing the undulating, universal, abstract surface concept of baselevel.

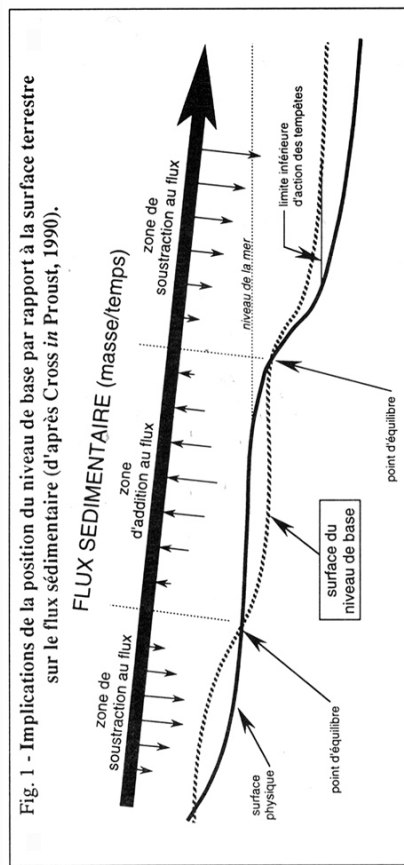


Fig. 1 - Implications de la position du niveau de base par rapport à la surface terrestre sur le flux sédimentaire (d'après Cross in Proust, 1990).

Figure 52 : Le niveau de base universel (Wheeler, 1964) et sa version moderne (in Proust, 1990). A comparer avec la « courbe de lit » de Surell (1841 : Fig. 11).

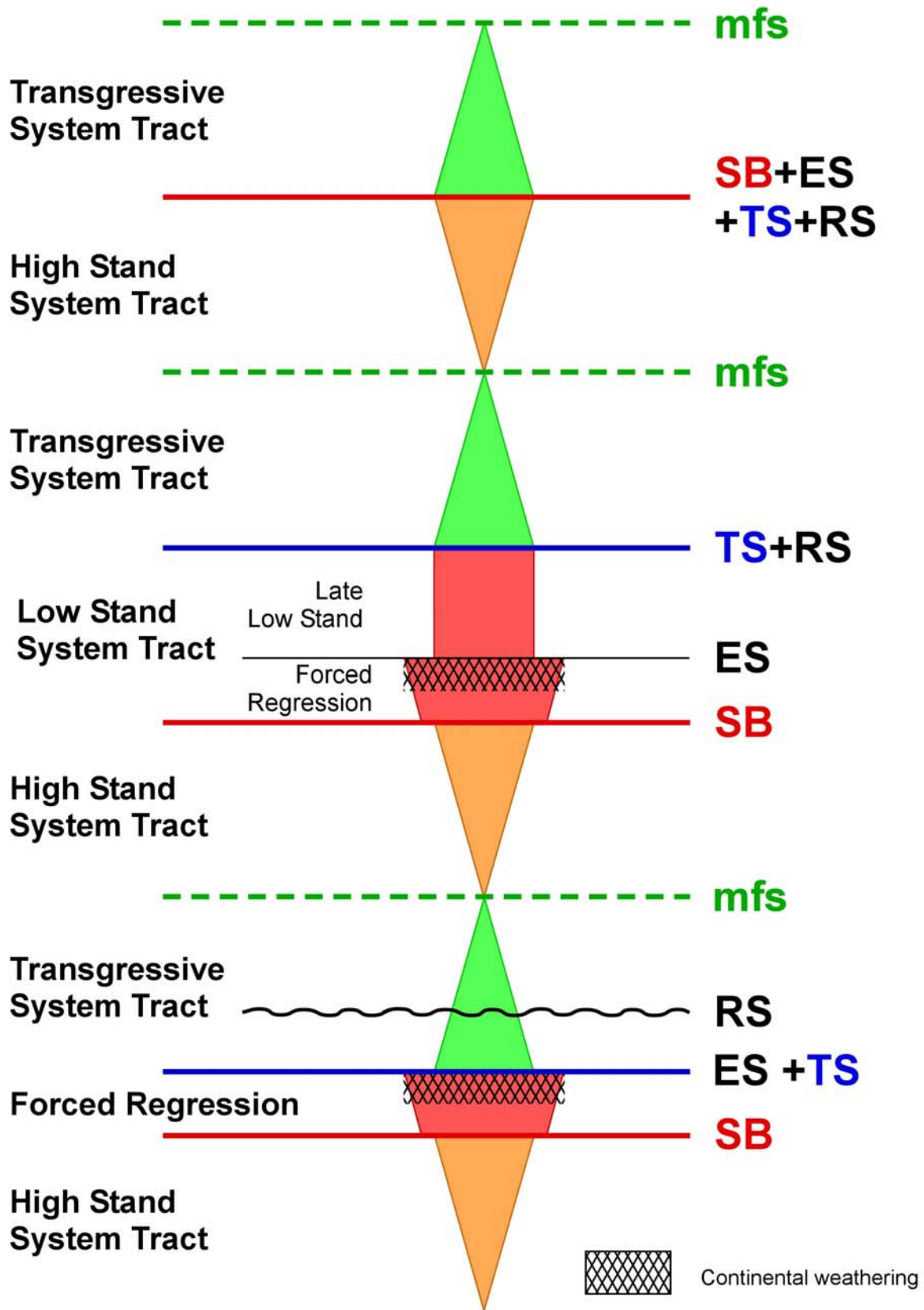


Figure 53 : L'organisation stratigraphique des séries sédimentaires : une représentation schématique.

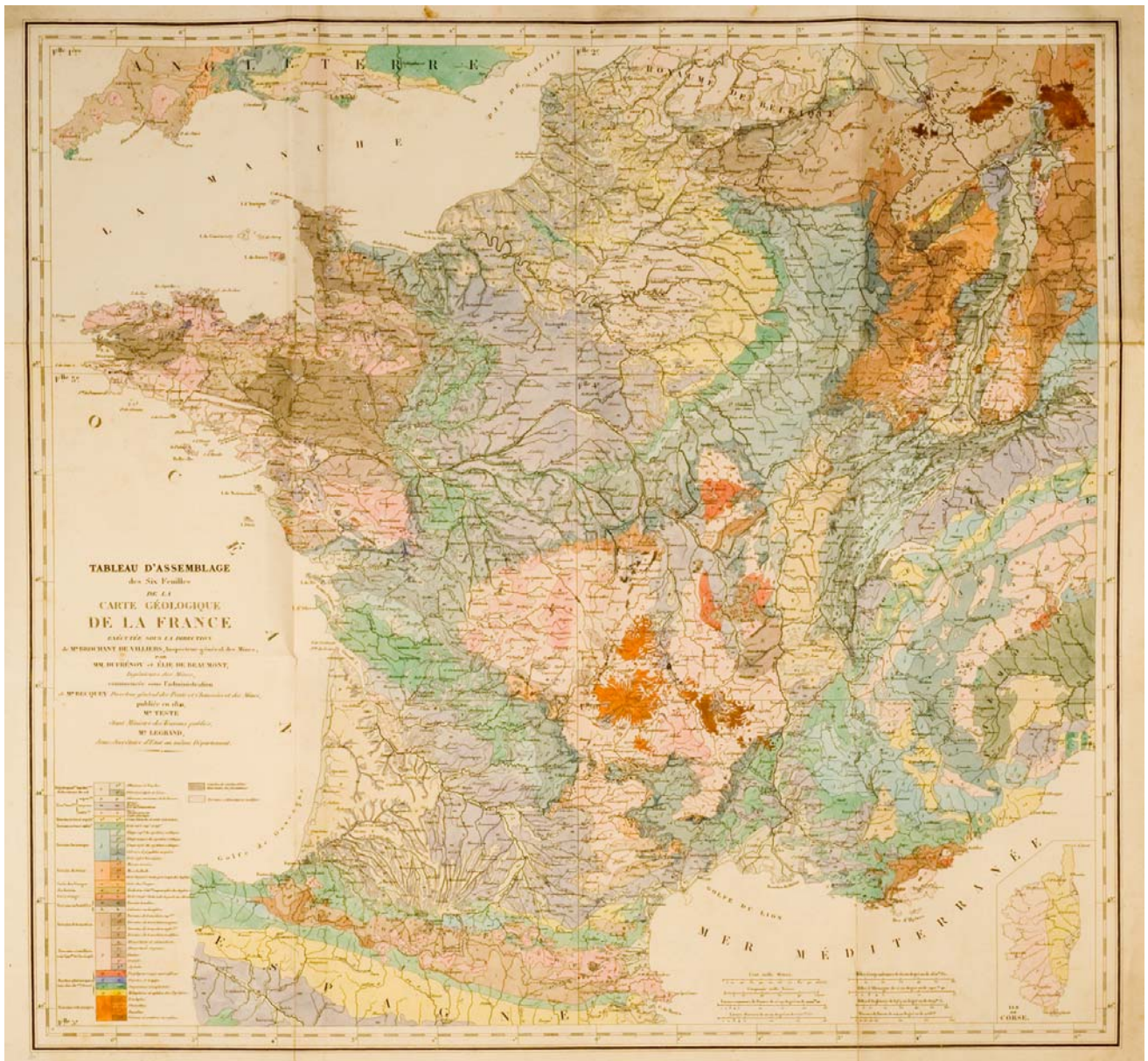


Figure 54 : La première carte géologique de la France (Dufrénoy & Elie de Beaumont, 1841).

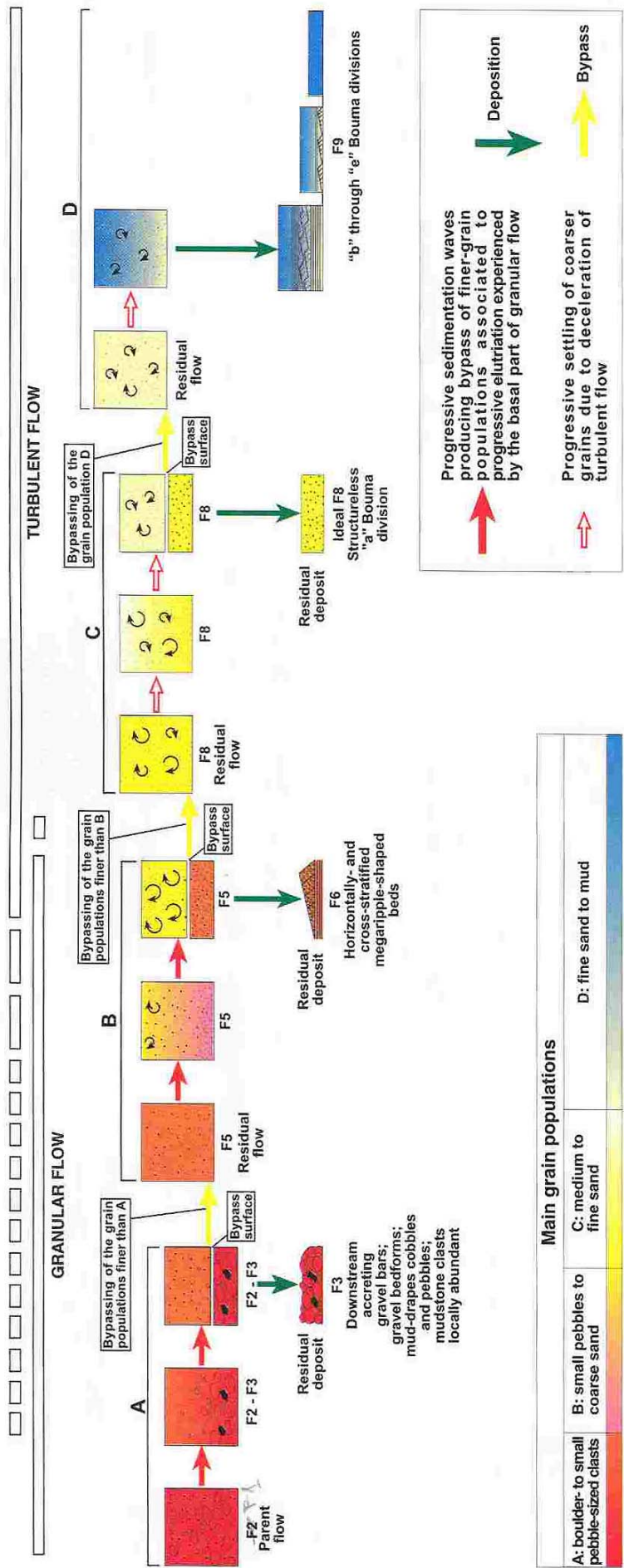


Fig. 8 - Facies and processes of highly-efficient turbidity currents.

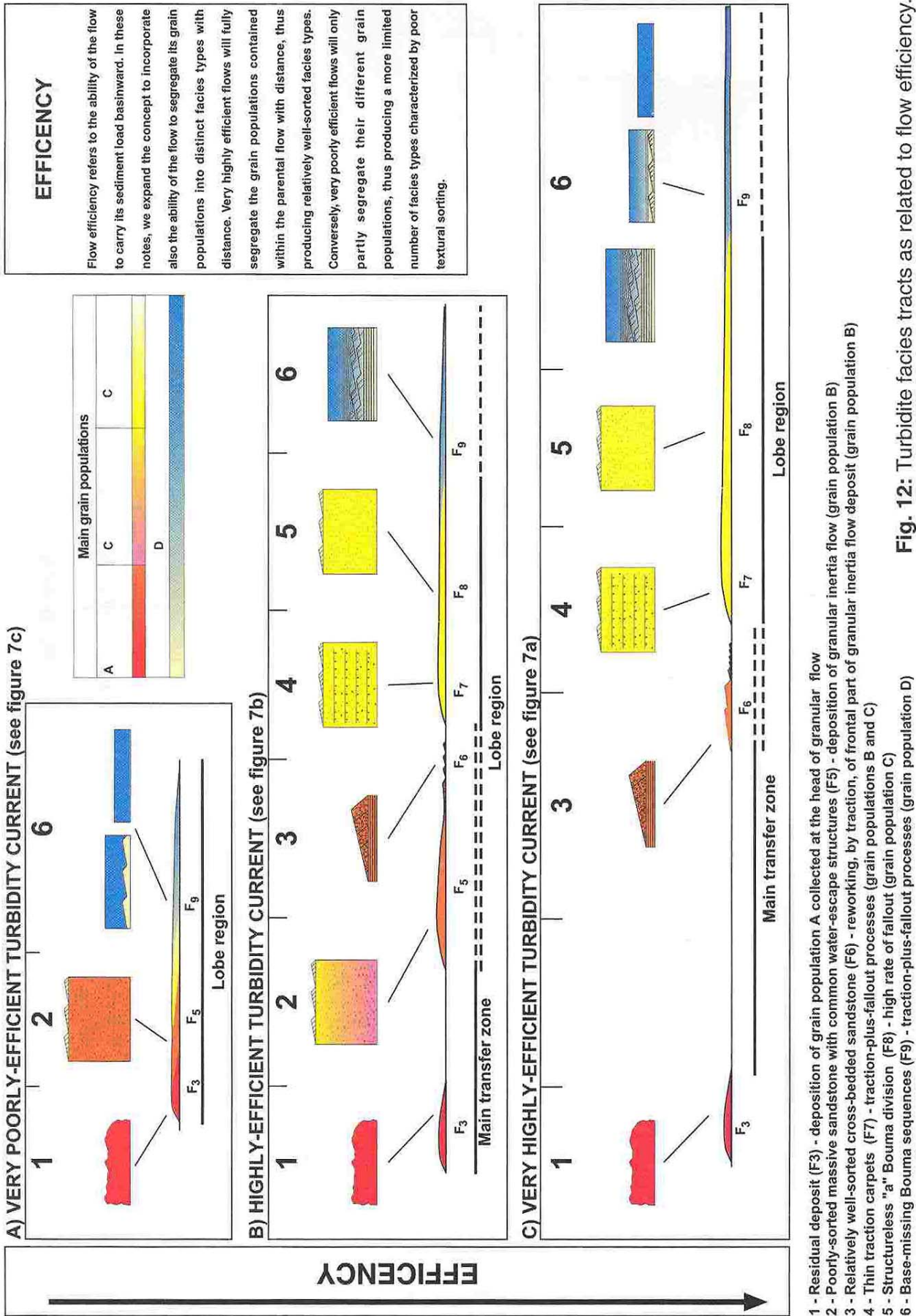


Figure 55 : La classification des faciès turbiditiques proposée par Mutti *et al.* (1999, figs 8 et 12).

Fig. 18. The curves for erosion and deposition of a uniform material. (Logarithmic scale).

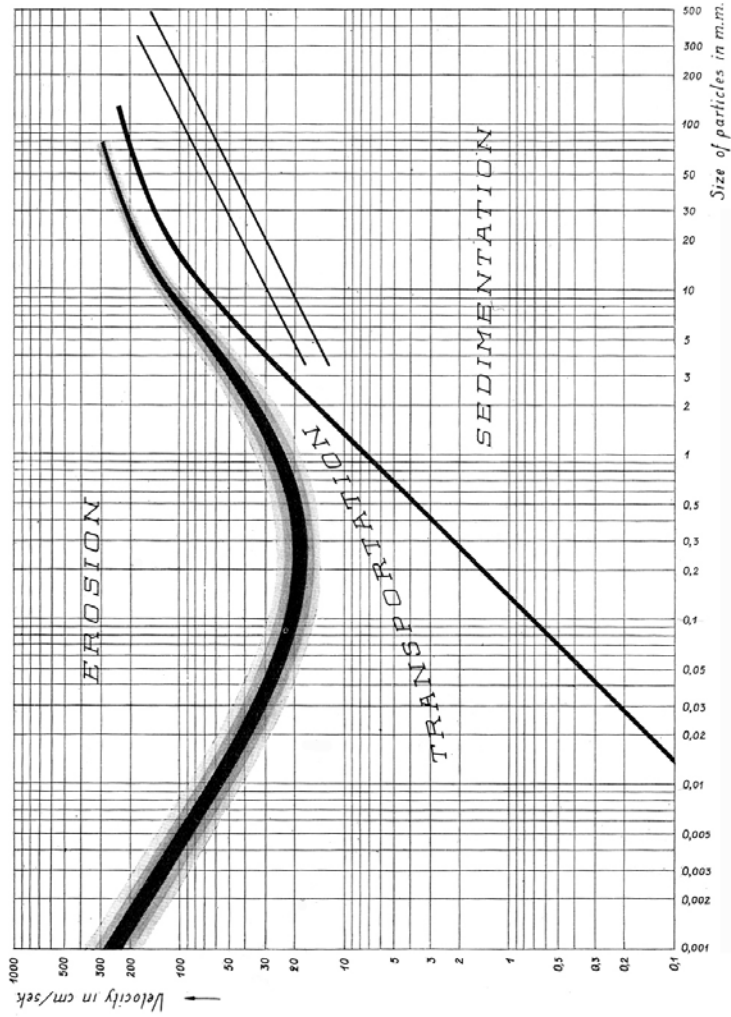


Table 7. Erosion velocities for a monodisperse material on a bed of loose material of the same size of particles.

Author:	Characteristics of the material (by the resp. author)	Size of particles mm	Erosion velocity cm/sec.
Etchevery (Fortier and Scobey p. 951)	Stiff clay soil	(0.0015)	137
Fortier and Scobey	Stiff clay (very colloidal)	(0.0015)	130
"	Alluvial silts, when colloidal	(0.005)	130
"	" non-colloidal	(0.005)	76
Umpfenbach (Penck, 1894, p. 283)	Feiner Lehm und Schlamm	(0.05-0.1)	26
Etchevery (Fortier and Scobey)	Very light pure sand of quick-sand character	(0.13)	27
Gilbert, 1914, p. 69	Grade B	0.38	24
Lapparent (Schoklitsch, 1914, p. 25)	Schlamm, grob	0.40	15.0
Telford (" " " ")	Feiner sand	(0.45)	15.2
Gilbert, 1914, p. 69	Grade C	0.51	28
Lapparent (Schoklitsch, 1914, p. 25)	Sand, fein	0.70	20
Gilbert, 1914, p. 69	Grade D	0.79	34.1
" " " " 70	Grade E	1.71	34.4
Etchevery (Fortier and Scobey, p. 951)	Coarse sand	(2)	45 à 60
Schaffernak, 1922, p. 14		2	25
Saujon (Schoklitsch, 1914, p. 24)	Kiesel	2.50	50
Gilbert, 1914, p. 70	Grade F	3.17	54
Schaffernak, 1922, p. 14		4	49
Gilbert, 1914,	Grade G	4.94	64
Schaffernak, 1922, p. 14		6	61
Gilbert, 1914, p. 70	Grade H	7.01	85
Schaffernak, 1922, p. 14		8	81
"		10	104
"		12	120-125
"		14	125-150
"		16	130-180
"		20	189-197
"		25	203-210
"		30	218-221
"		50	238
"		70	266-280

Figure 56 : Le diagramme de Hjulström (1935).

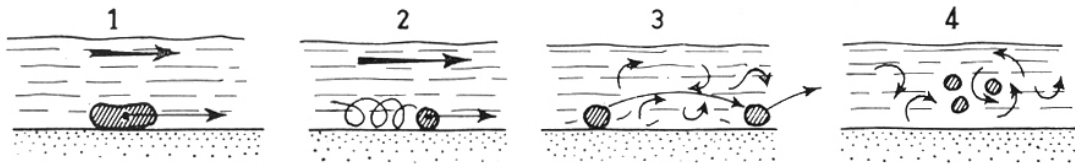


FIG. 3. — Transport des sédiments en milieu aqueux.
1. Traction. — 2. Roulement. — 3. Saltation. — 4. Suspension.

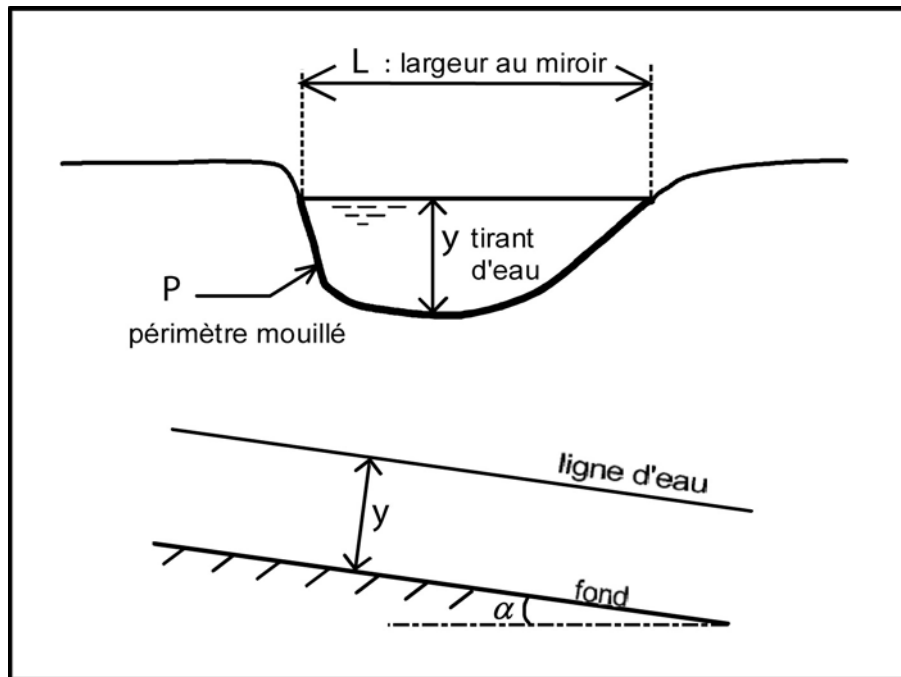


Figure 1 - tirant d'eau, largeur au miroir et section mouillée

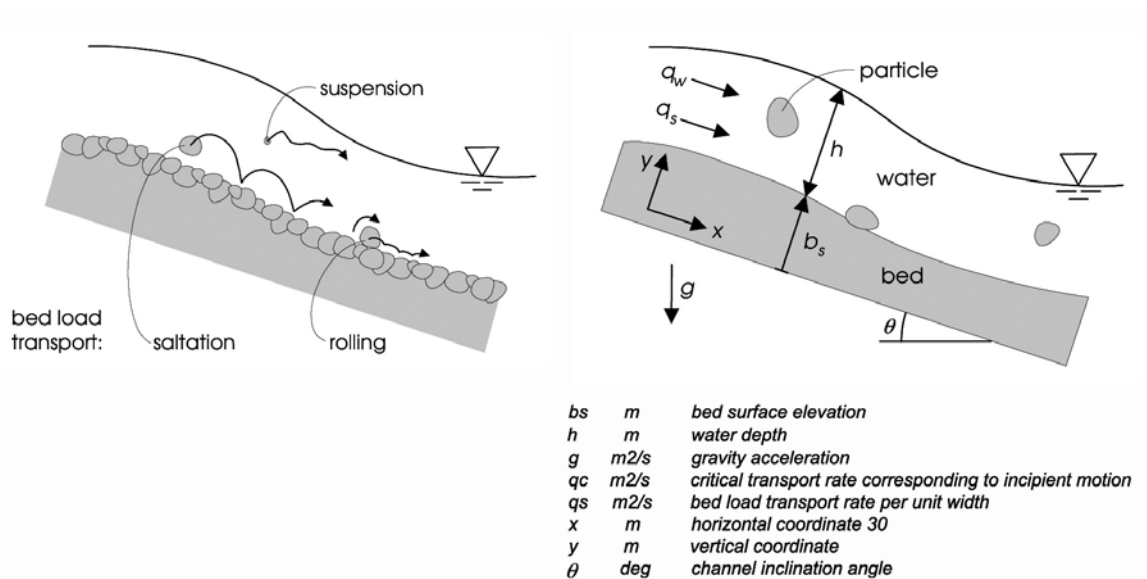


Figure 57 : Les mécanismes de transport par un écoulement selon Gilbert (Ottmann, 1965, fig. 3 : 1, traction comme dans les coulées de boue ou le transport pas les glaciers ; 2, roulement ; 3, saltation ; 4, suspension ; Degoutte, 2006, fig. 1 : paramètres géométriques relatifs à la section du chenal ; Bohm, 2005, fig. 1-1 et 1-2 : les paramètres d'hydraulique fluvial).

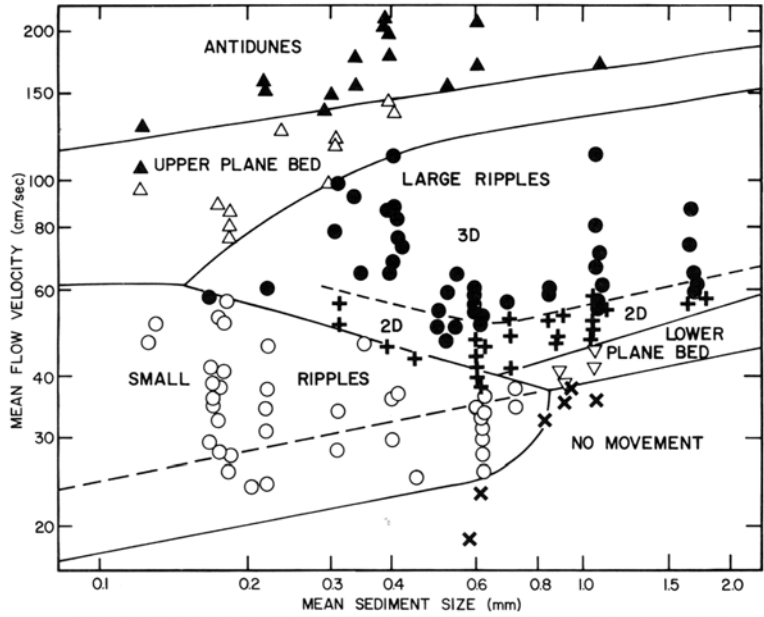


Figure 2-5. Size-velocity diagram for flow depths of 18-22 cm. Open circles, small ripples; pluses, two-dimensional large ripples; solid circles, three-dimensional large ripples; open triangles, upper plane bed; solid triangles, antidunes; open inverted triangles, lower plane bed; X marks, no movement. All data have been adjusted to a water temperature of 10 degrees C, as noted in the text. Data sources: Barton and Lin (1955), Costello and Southard (1981), Davies (1971), Guy et al. (1966), Pratt (1971), Vanoni and Brooks (1957), Williams (1967, 1970), and Willis et al. (1972).

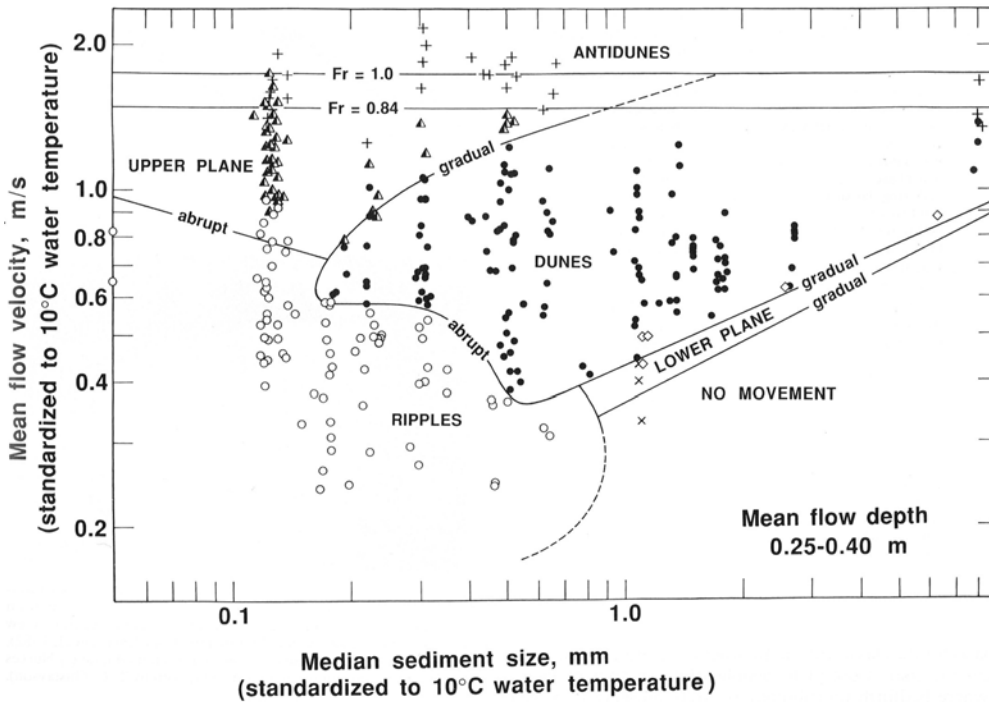


FIG. 1.—Plot of mean flow velocity against median sediment size showing stability fields of bed phases. The velocities and sediment sizes have been standardized to 10°C water temperature. Bed-phase symbols: × = no movement on plane bed; ● = ripples; ○ = dunes; ◇ = lower-regime plane bed; ▲ = upper-regime plane bed; + = antidunes. Fr = mean velocity Froude number. (Modified from Boguchwal and Southard 1989.)

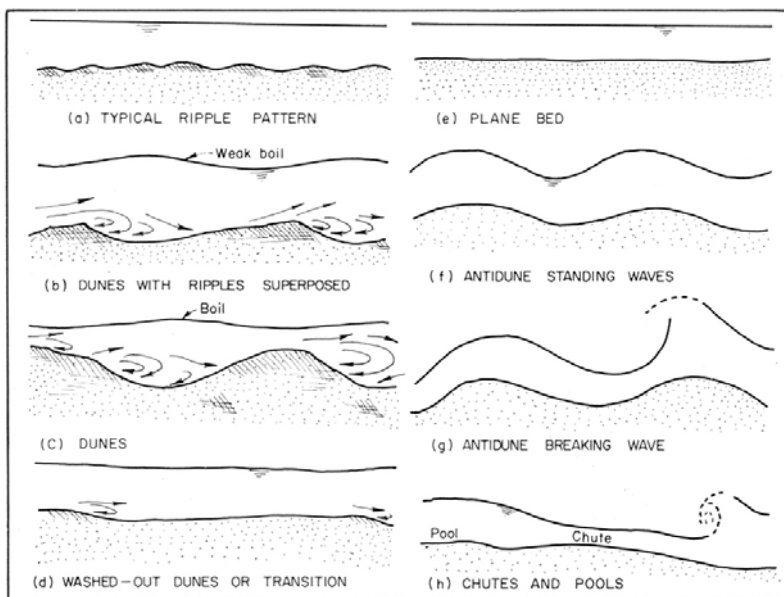


FIG. 3.—Idealized diagram of the forms of bed roughness in an alluvial channel.

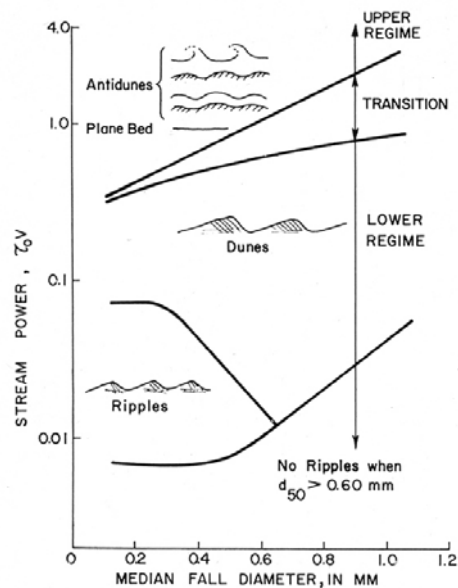


FIG. 21.—Relation of stream power and median fall diameter to form of bed roughness.

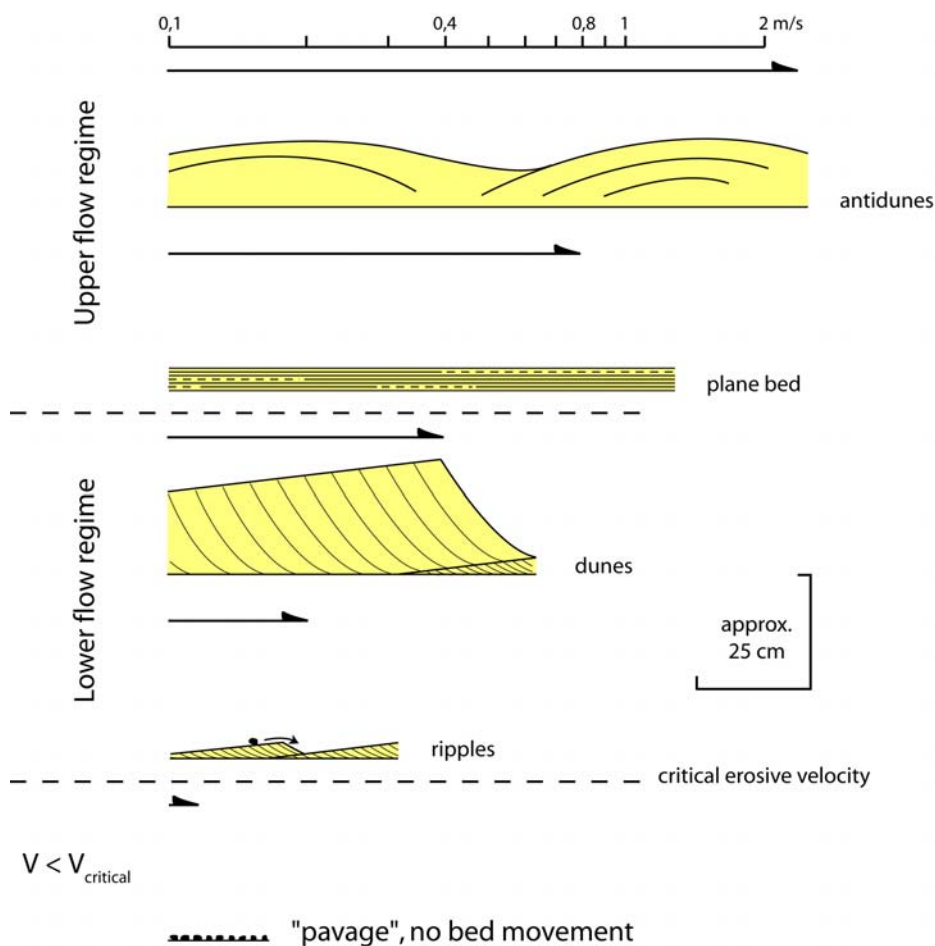


Figure 58 : Eléments de sédimentologie dynamique (Simons *et al.*, 1965 ; Harms *et al.*, 1982 ; Ashley, 1990 ; et une synthèse).

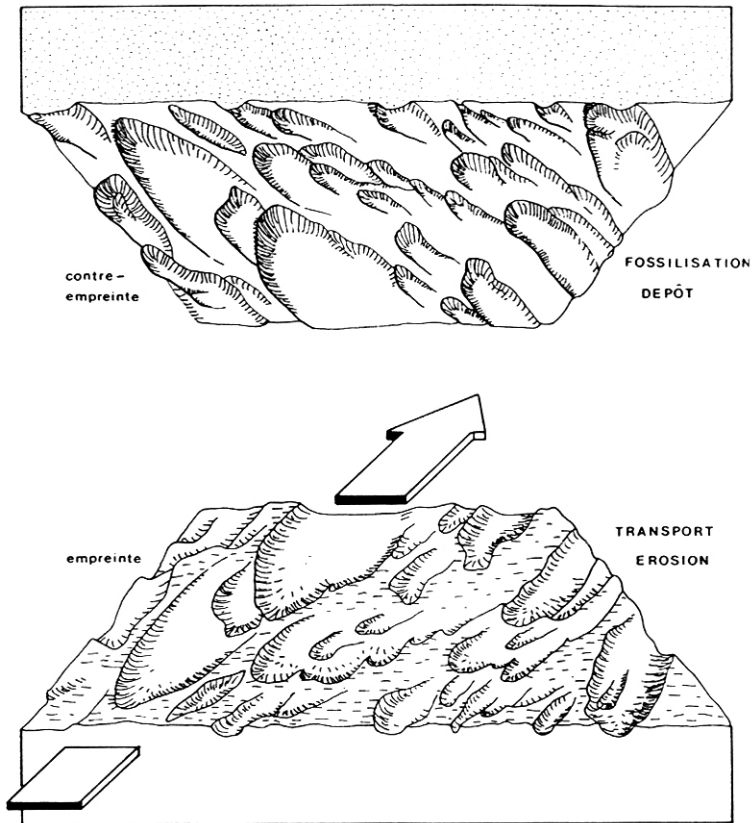


Figure 59 : Les vecteurs de pente (Parize, 1988, fig. 41).

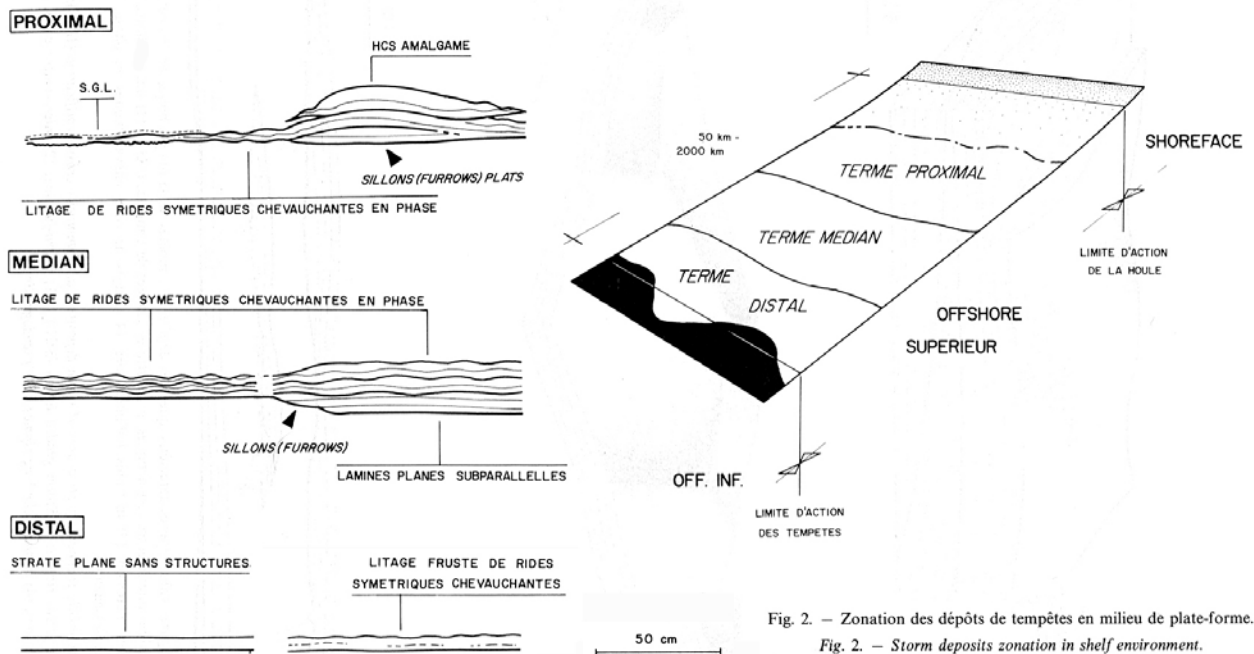


Fig. 2. — Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme.
Fig. 2. — Storm deposits zonation in shelf environment.

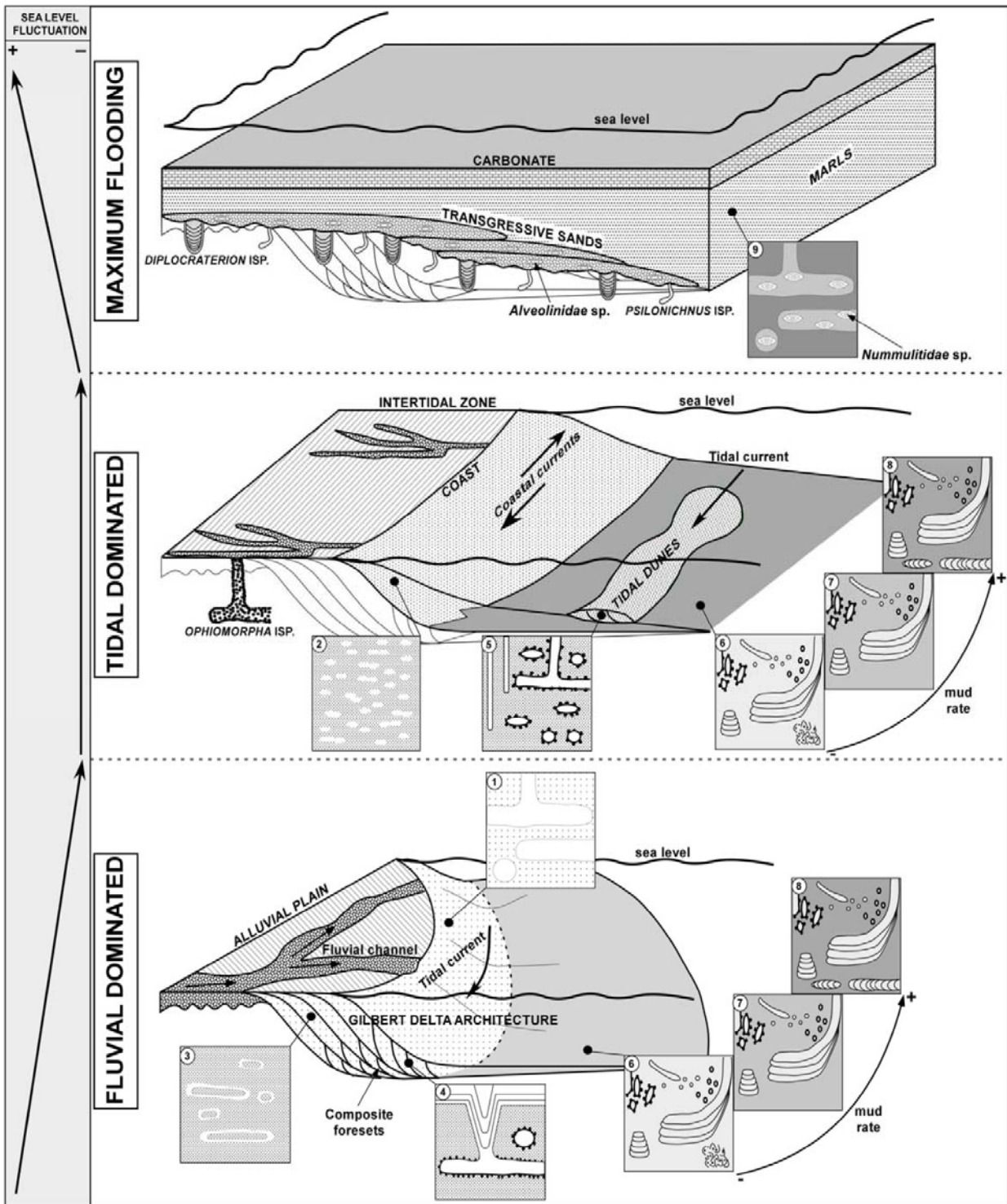
Figure 60 : Etagement bathymétrique des dépôts de tempête (Guillocheau, 1995).

	ICHO FABRICS.	ICHOGENUS ASSOCIATION.	GRAINSIZE & SUBSTRATE.	WATER ENERGY ENVIRONMENT OXYGENATION & SALINITY.	DOMINANT PROCESSES.	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT.
① PROXIMAL ② ③ ④ ⑤ ⑥ ⑦ ⑧ ⑨ DISTAL		Only <i>Thalassinoides</i> isp. (monospecific), certainly influenced by fresh waters.	Clean sandstone with granules to very coarse sand grains.	Important water energy due to the proximity of river mouth, so low salinity and well oxygenation.	Fluvial dominant process traduce by a strong fresh water influence.	Topsets of sandy bars directly linked to the river mouth.
		Only <i>Macaronichnus</i> isp. recognized due to an intensive bioturbation (monospecific).	Clean sandstone with coarse to very coarse sand grains.	Strong water energy traduce by an important grain size. Salinity and oxygenation appear well.	Marine dominant process traduce by a wavy influence.	Shore deposit environment as beach.
		Reducing burrows interpreted as <i>Planolites</i> isp. (monospecific).	Clean sandstone with coarse to very coarse sand grains.	Strong water energy traduce by an important grain size, so well oxygenation but low salinity (monospecific and a few bioturbated).	Fluvial dominant process traduce by the low salinity suggested.	Big foresets of "Gilbert delta" architecture.
		<i>Conichnus</i> isp. & <i>Ophiomorpha</i> isp.. There is a small quantity of big <i>Ophiomorpha</i> isp..	Succession of thick sandy and fine marly levels. Between the fine mud drapes, the grain size of sand is coarse to medium.	Bidirectional and variable water energy. So salinity rate is variable and water oxygenation appears well.	Tidal and fluvial process traduce by a different direction between progradations and paleocurrents.	Composite foresets which present an association between the tidal and the fluvial process.
		<i>Skolithos</i> isp. & <i>Ophiomorpha</i> isp.. There is a great quantity of small <i>Ophiomorpha</i> isp..	Succession of sandy and marly levels. The grain size of sand is coarse to medium.	Same as above, but maybe the great quantity of <i>Ophiomorpha</i> isp. traduce a better life condition as a better salinity.	Tidal dominant process traduce by a bidirectional flow.	Subtidal bars where the tidal is clearly express by mud drapes.
		<i>Planolites</i> isp., <i>Paleophycus</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp., <i>Ophiomorpha</i> isp., & <i>Phycosiphon</i> isp..	Fine to very fine sand grains in a homogenous argillaceous sand, rich in organic matter (plant remains) and in fine bioclastic elements. The increase of muddy fraction feels on the fauna diversity.	The fine to very fine grain size traduce a low water energy. The very intensive and plurispecific bioturbation show a well life condition (well salinity and environment oxygenation).	Marine dominant process traduce by an intensive and plurispecific bioturbation which show open conditions. But the size of grains shows that living condition is protected.	Bottomset deposit, lower shoreface. The increase of muddy fraction underlines a more distal part or variation clast contribution.
		<i>Planolites</i> isp., <i>Paleophycus</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp., & <i>Ophiomorpha</i> isp..				
		<i>Planolites</i> isp., <i>Paleophycus</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp., <i>Ophiomorpha</i> isp., & <i>Scolicia</i> isp..				
		Only <i>Thalassinoides</i> isp. (monospecific). Presence of <i>Nummulitidae</i> .	Muddy substrate often very rich in bioclast, notably in <i>Nummulitidae</i> .	Bad life condition traduce by the monospecificity. Low energy and poor oxygenation in spite of a normal salinity.	Decantation process in marine living conditions.	Offshore deposit.

From G.MUSIAL

Figure 8: Description of the nine ichnofabrics described on the Roda Sandstone Formation (Spain) in relation to the main factor controlling such as grain size, substrate, water energy, oxygenation and salinity. These factors are connected with the dominant processes and the depositional environment.

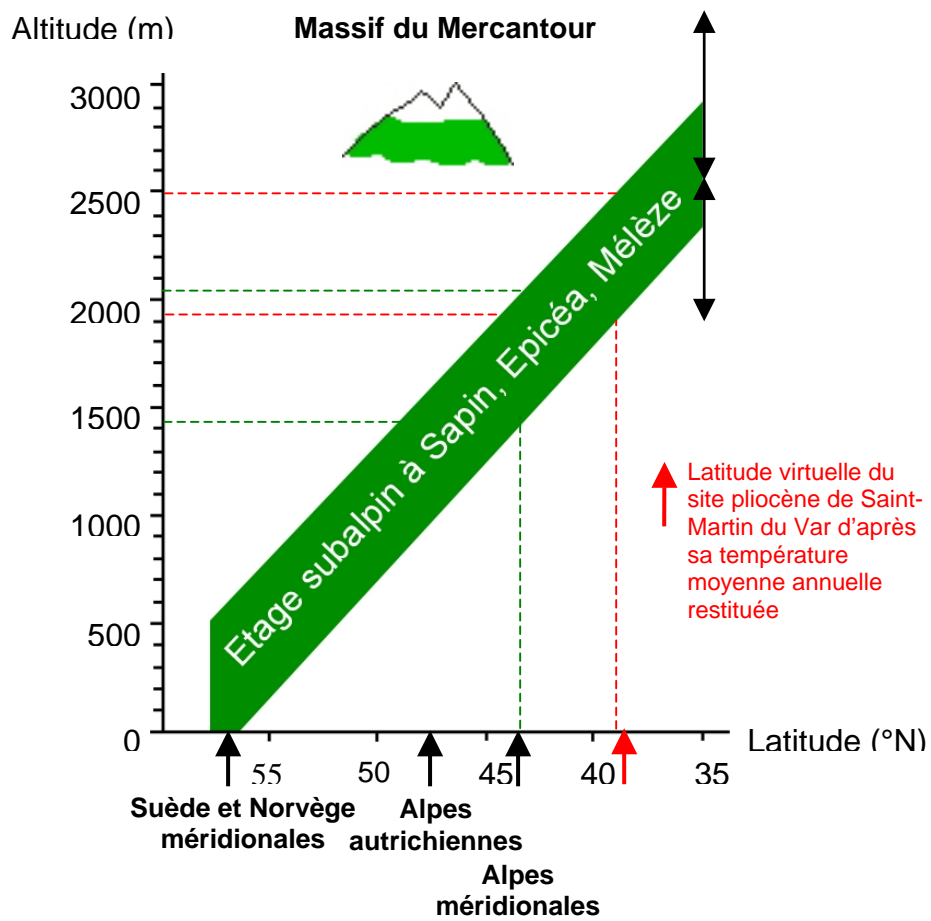
Figure 61 : Etagement : bathymétrique et environnemental des ichnofaciès (Musial, 2007, communication écrite) .



From G. MUSIAL

Figure 9: Ichnofabric distribution in relation to the depositional environment evolution. These deltaic environments are linked to eustatic variations which promote tidal or fluvial processes.

Figure 61 : Suite



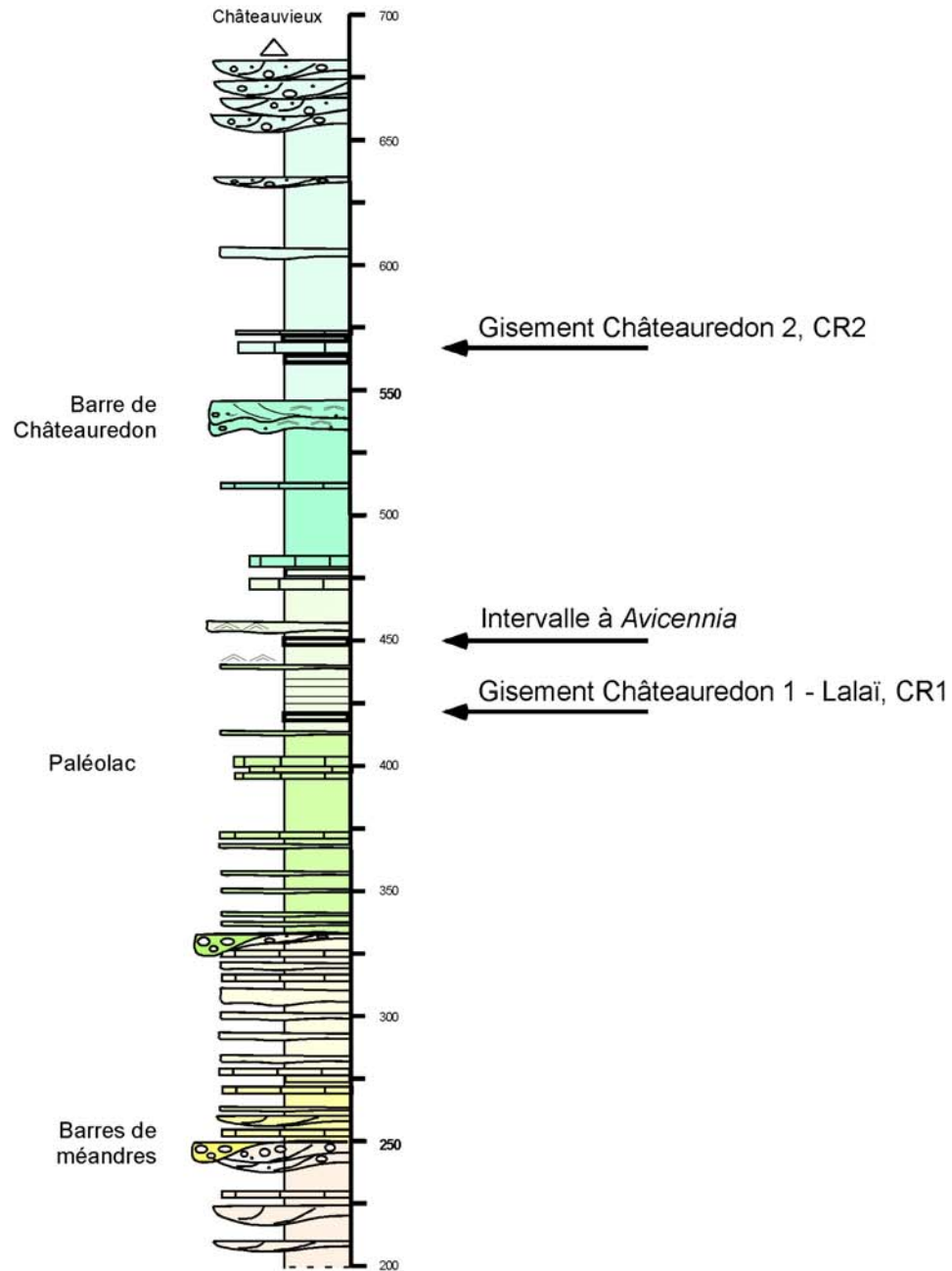
Estimation de l'altitude minimale du Massif du Mercantour au Pliocène basal

Figure 61 : Etagement altitudinal des associations polliniques (Suc, 2006, communication écrite).

SERIE MIOCENE DE CHATEAUREDON
Région de Digne
(Alpes de Haute Provence, France)

Coupe lithostratigraphique (2005)

Les gisements paléontologiques



Levé et analyse de faciès

coordonnés par O. Parize
 avec D. Besson, A. Bialkowski,
 Y. Callec, G. Clauzon, S. Lopez,
 et J.-L. Rubino

Position des gisements

selon Aguilar *et al.* (1999),
 Aguilar & Clauzon (in Besson *et al.*, 2002)
 Suc, inédit
 Aguilar & Clauzon (comm. orale, 2003)
 Besson (2005)
 Besson *et al.* (2005)

Figure 62 : Un exemple de synthèse de données paléontologiques existantes sur une coupe levée dans le cadre de notre projet d'étude intégrée du remplissage du BMRP.

GRANULOMETRIE (ou texture des carbonates)

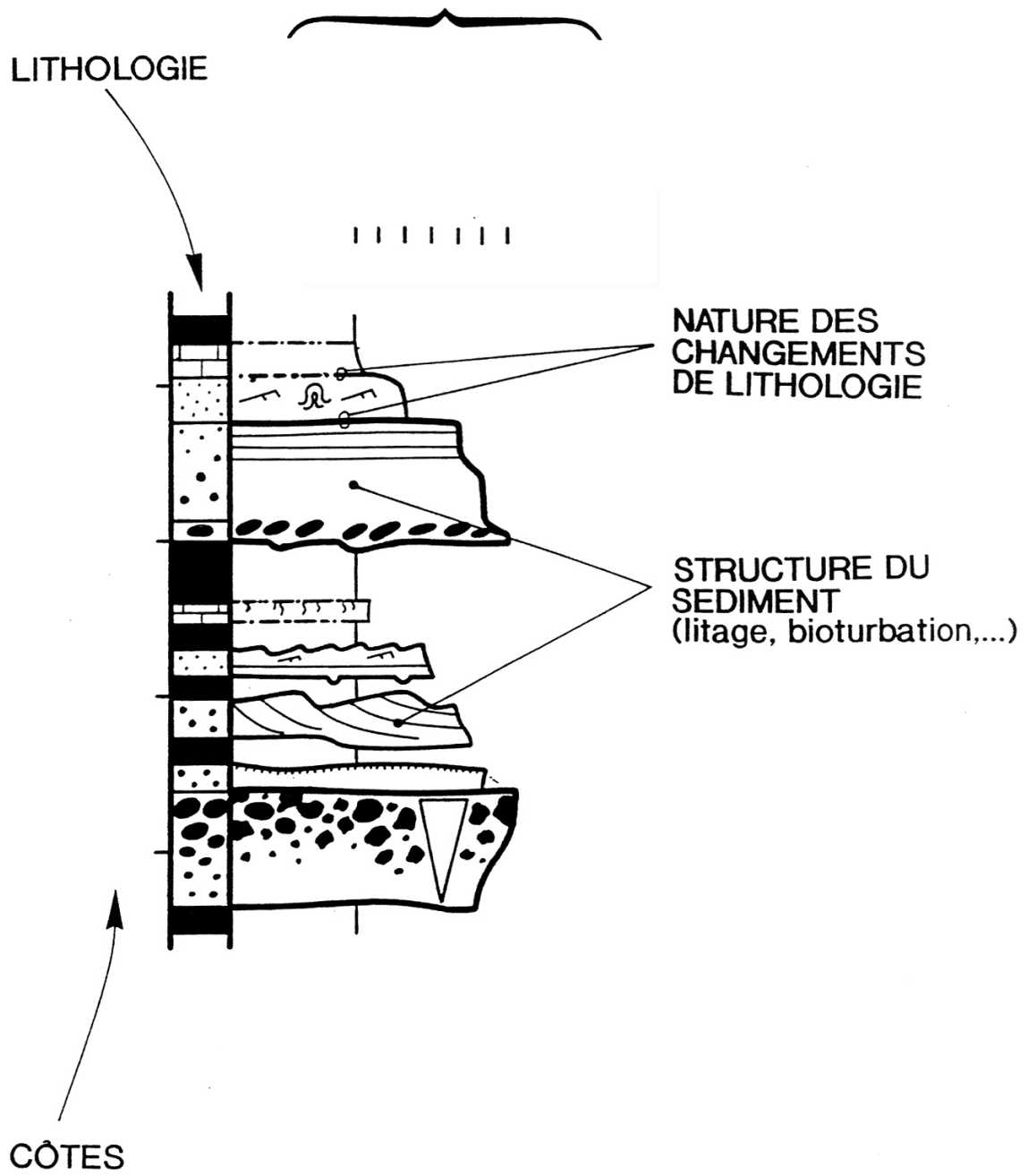


Figure 63 : Un mode de représentation des levés (Guillocheau, 1992).

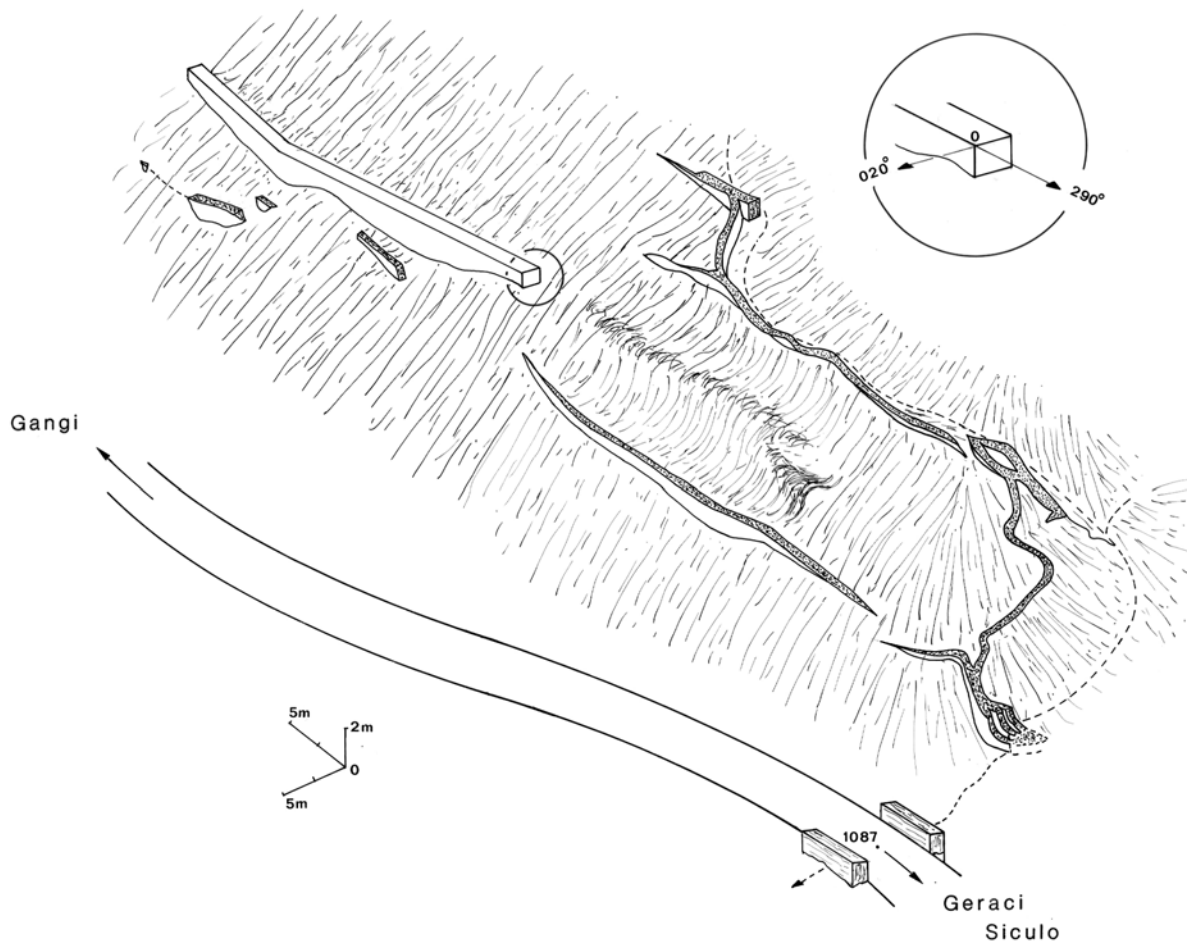


Figure 64 : Les dykes en relais de Pantano au sud de Geraci Siculo (Parize, 1988, fig. 129).

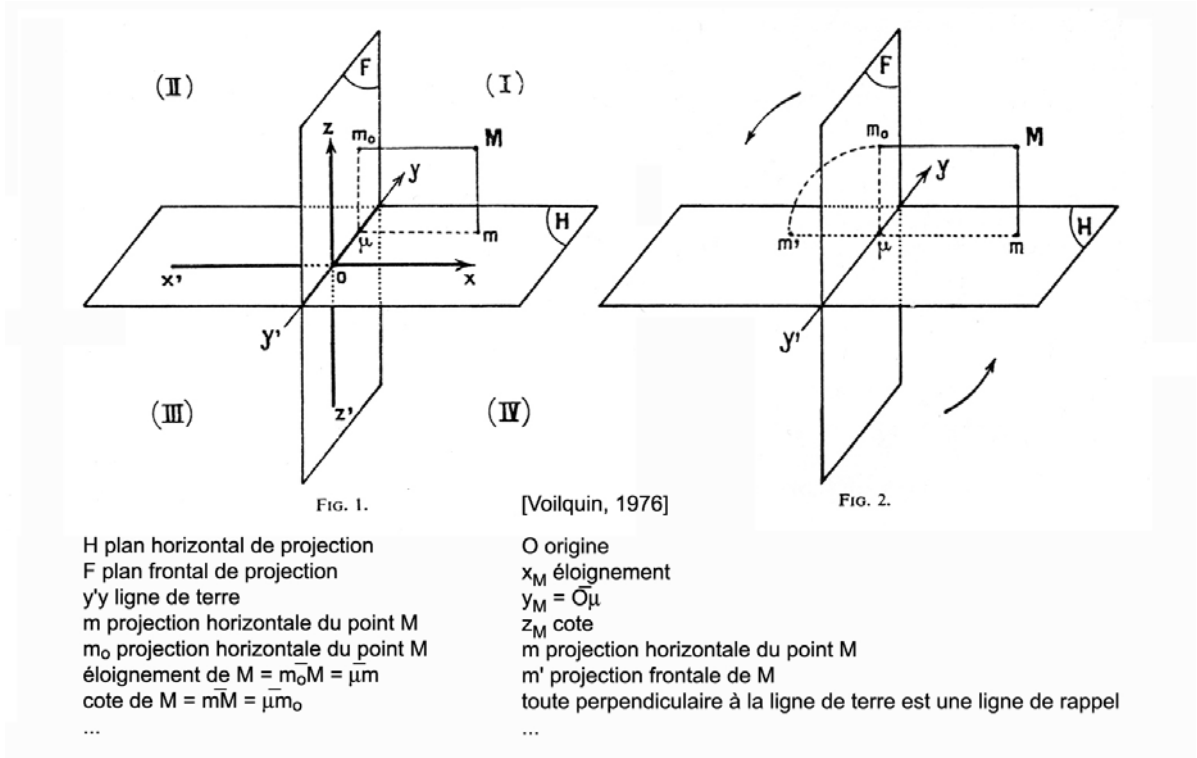


Figure 65 : Des éléments de base de géométrie descriptive (Voilquin, 1976, figs 1 et 2).



Figure 66 : La géométrie, un langage indispensable pour comprendre les pierres, du tailleur de pierre au géologue (photo prise à Venterol, Drôme).

Mode de représentation d'un corps réservoir complexe

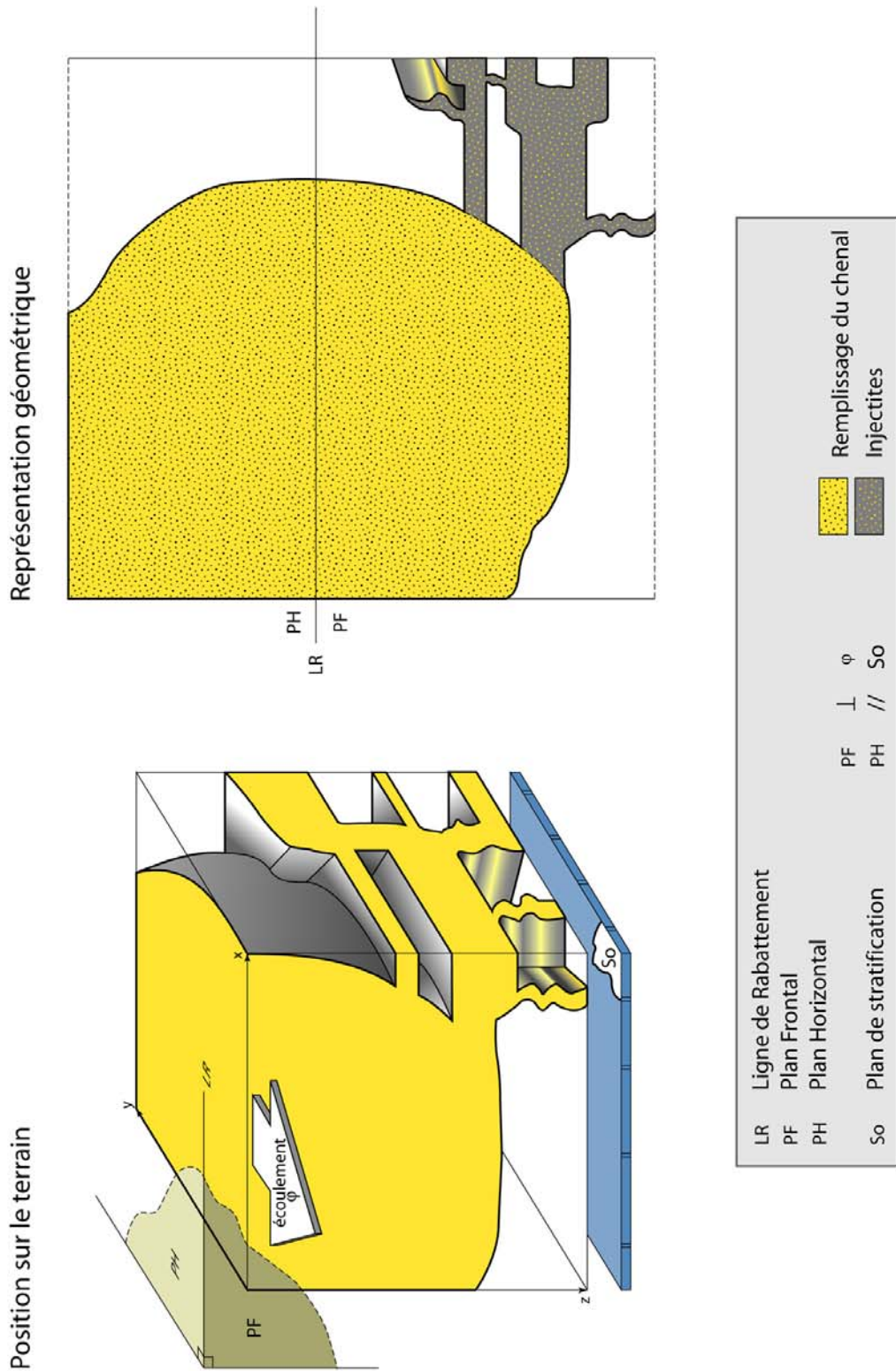


Figure 12

Figure 67 : Quelques règles pour le levé 3D des injectites et tous autres corps sédimentaires.

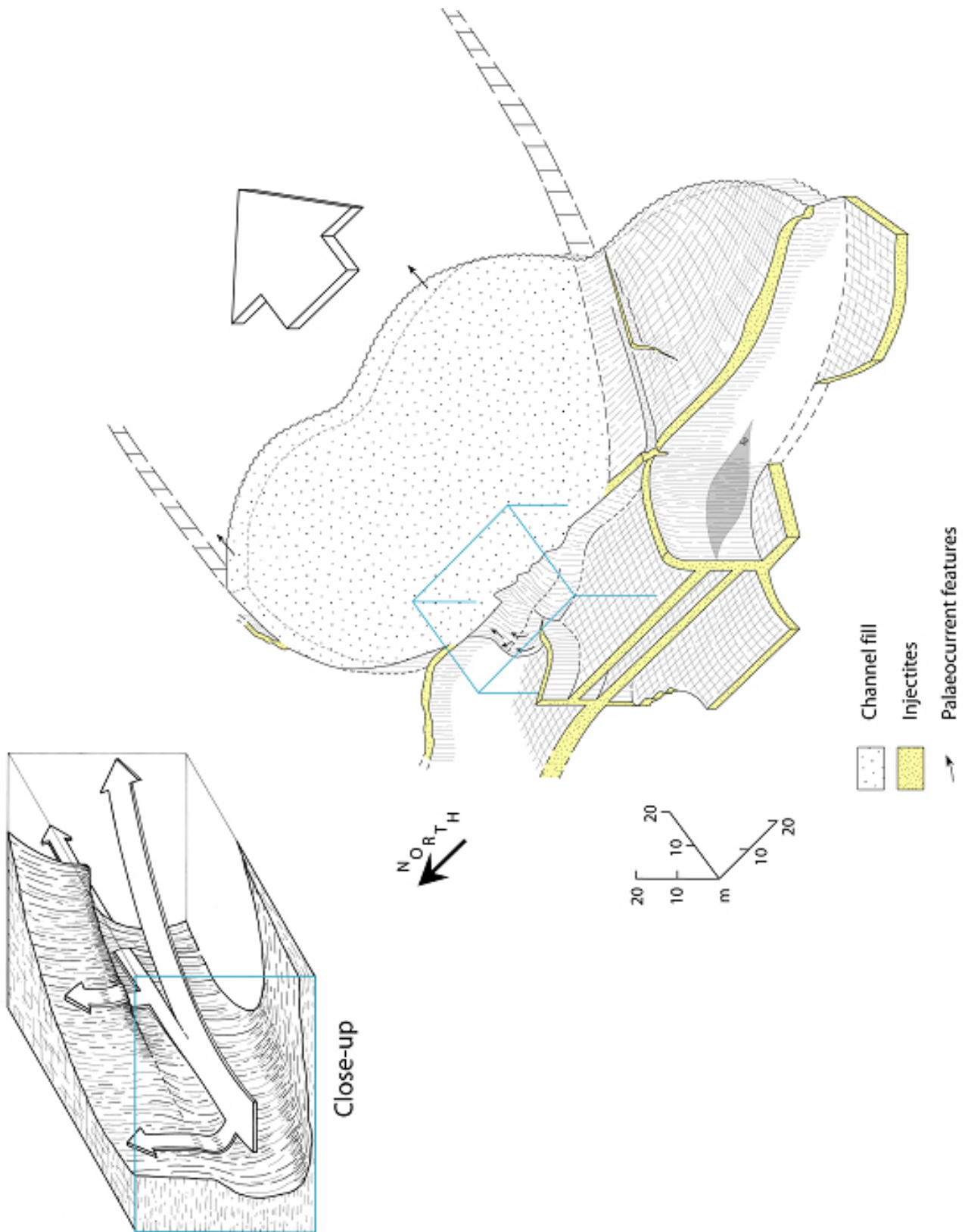


Figure 68 : L'affleurement de la Baume, flanc méridional de la colline du Puy à Bevons.

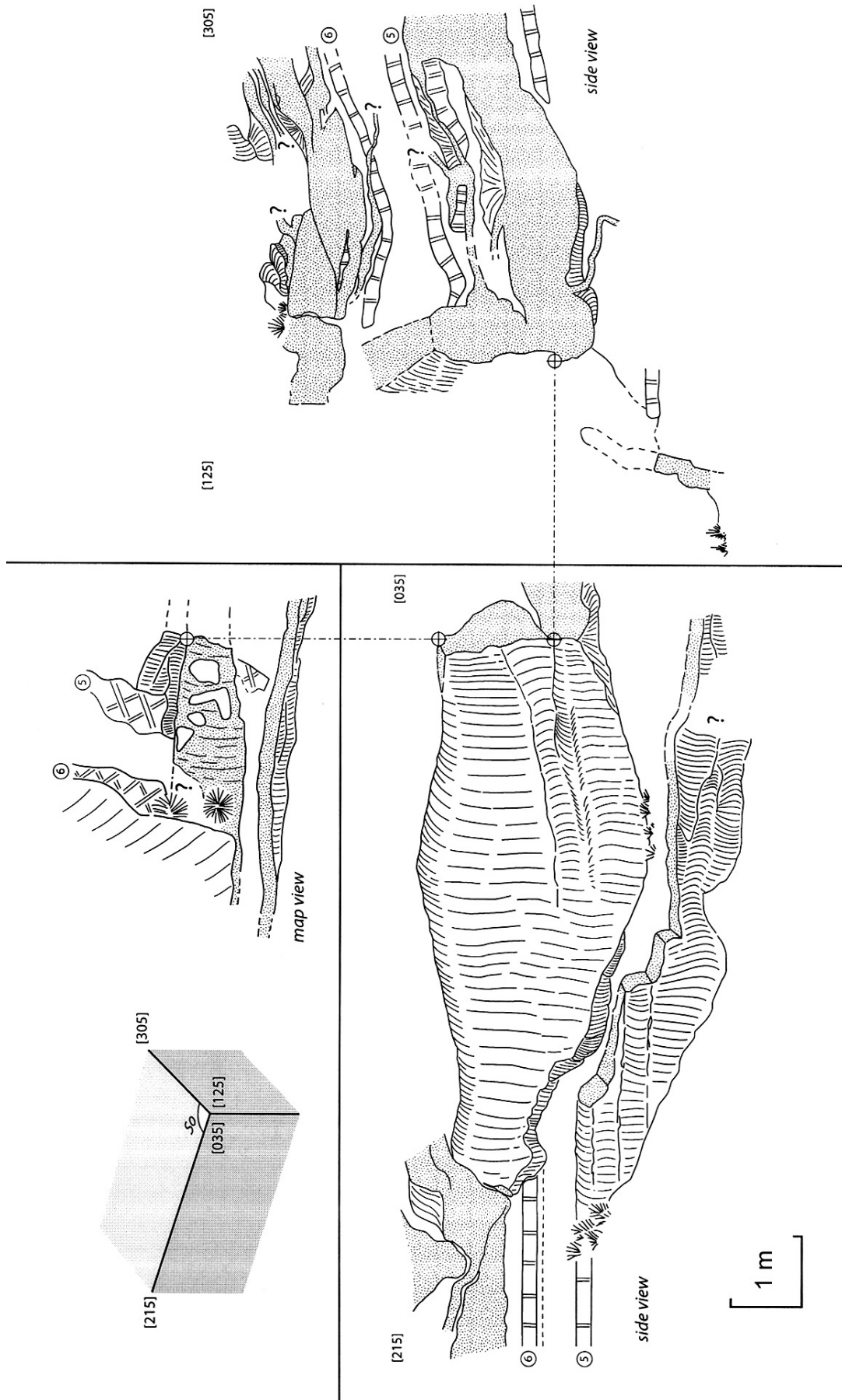


Figure 69 : « The Imperial Wall » ou la juste nécessité d'aller observer.

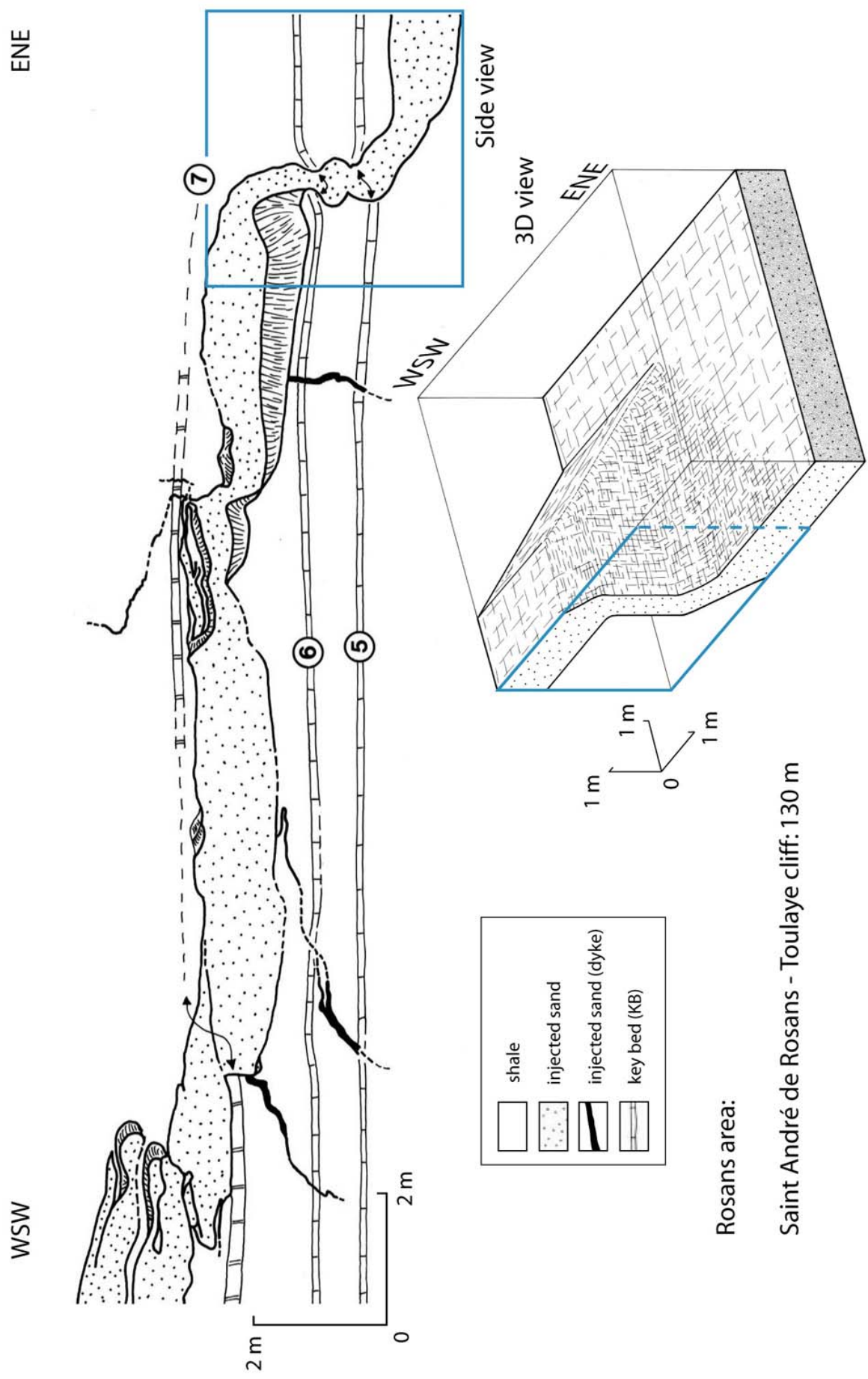
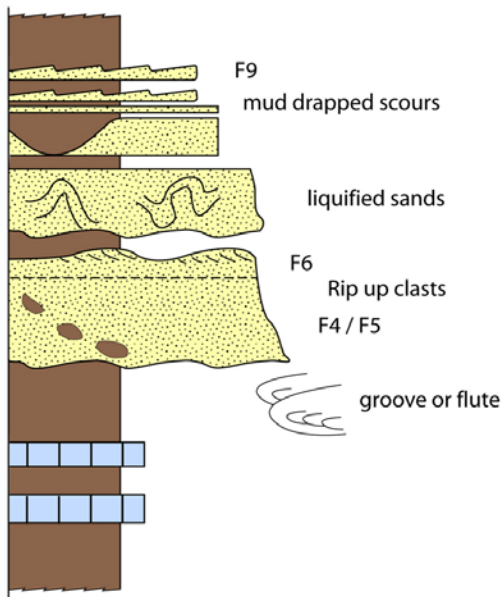


Figure 70 : Une marche d'escalier : évidence d'injection sableuse.

Typical turbiditic channel fill sequence



Sandy injectites

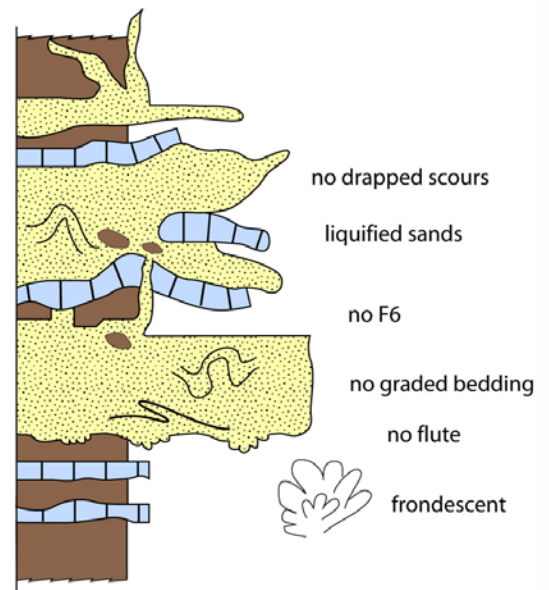


Figure 71 : Comment distinguer les remplissages de chenaux (liquéfiés) d'injectites ? Le recours à l'analyse de faciès.

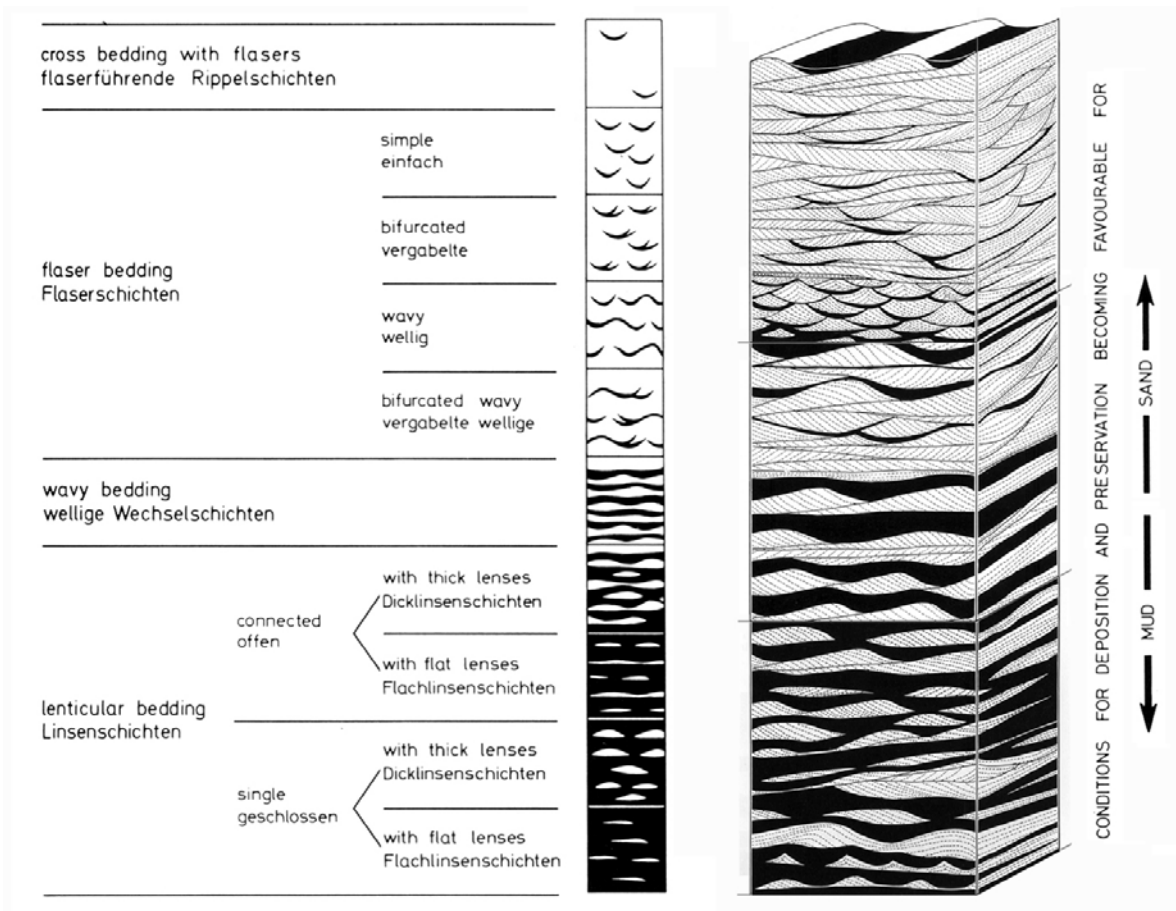


Figure 72 : Les stratifications lenticulaires, ondulées ou madrées. Un exemple de Reineck et Singh (1980).

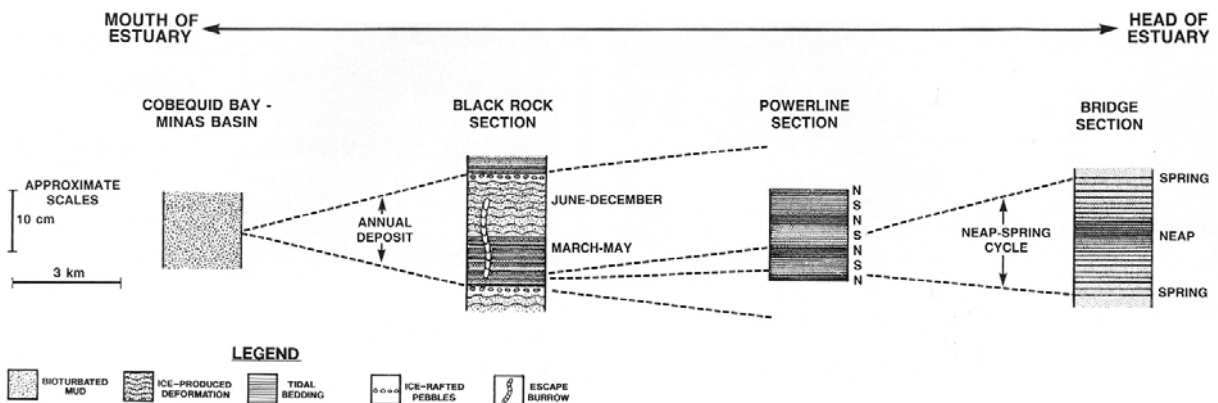


Figure 20. Schematic representation of the longitudinal changes in mud flat structures and sedimentation rates within the Cobequid Bay-Salmon River estuary.

Figure 73 : Les tidalites (Dalrymple *et al.*, 1991).



Ch. Combaluzier, 1932 ; cliché Poirier

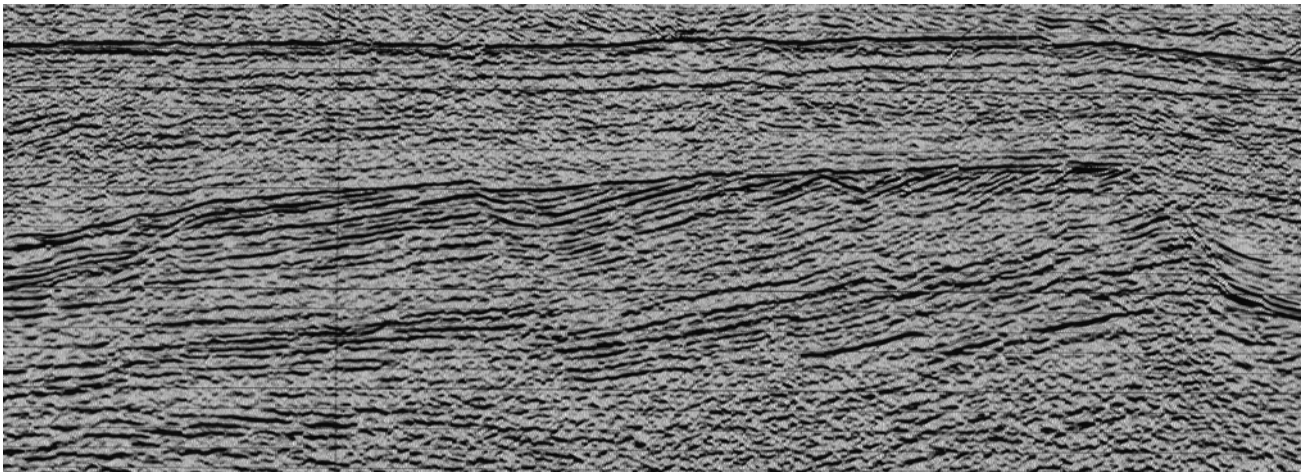


Figure 74 : La surface d'abrasion par les vagues : un exemple de terrain (BMRP) et un exemple sismique.

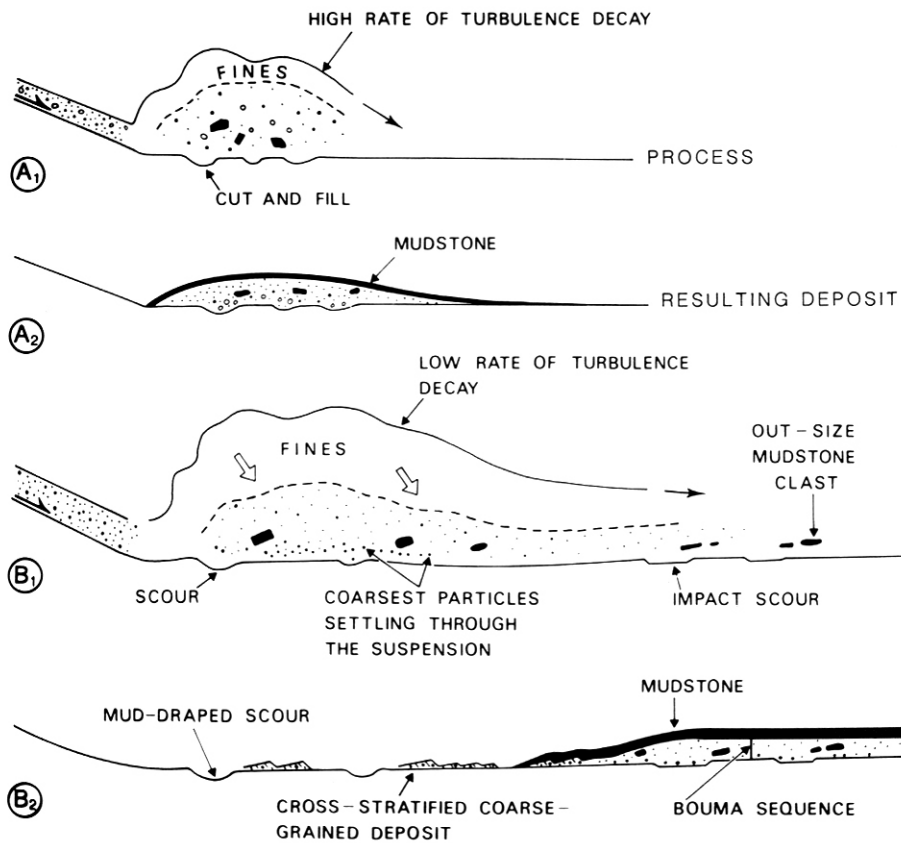


Fig. 14. Processes and resulting erosional and depositional features related to hydraulic jumps in turbidity currents. A: Relatively small-volume, sand-laden flows with minor amounts of fines. B: Large-volume, sand-laden flows that contain a large proportion of fines. See text for discussion, and Fig. 23, p. 409, in Mutti (1979).

Figure 75 : Le ressaut hydraulique selon Mutti & Normark (1987).

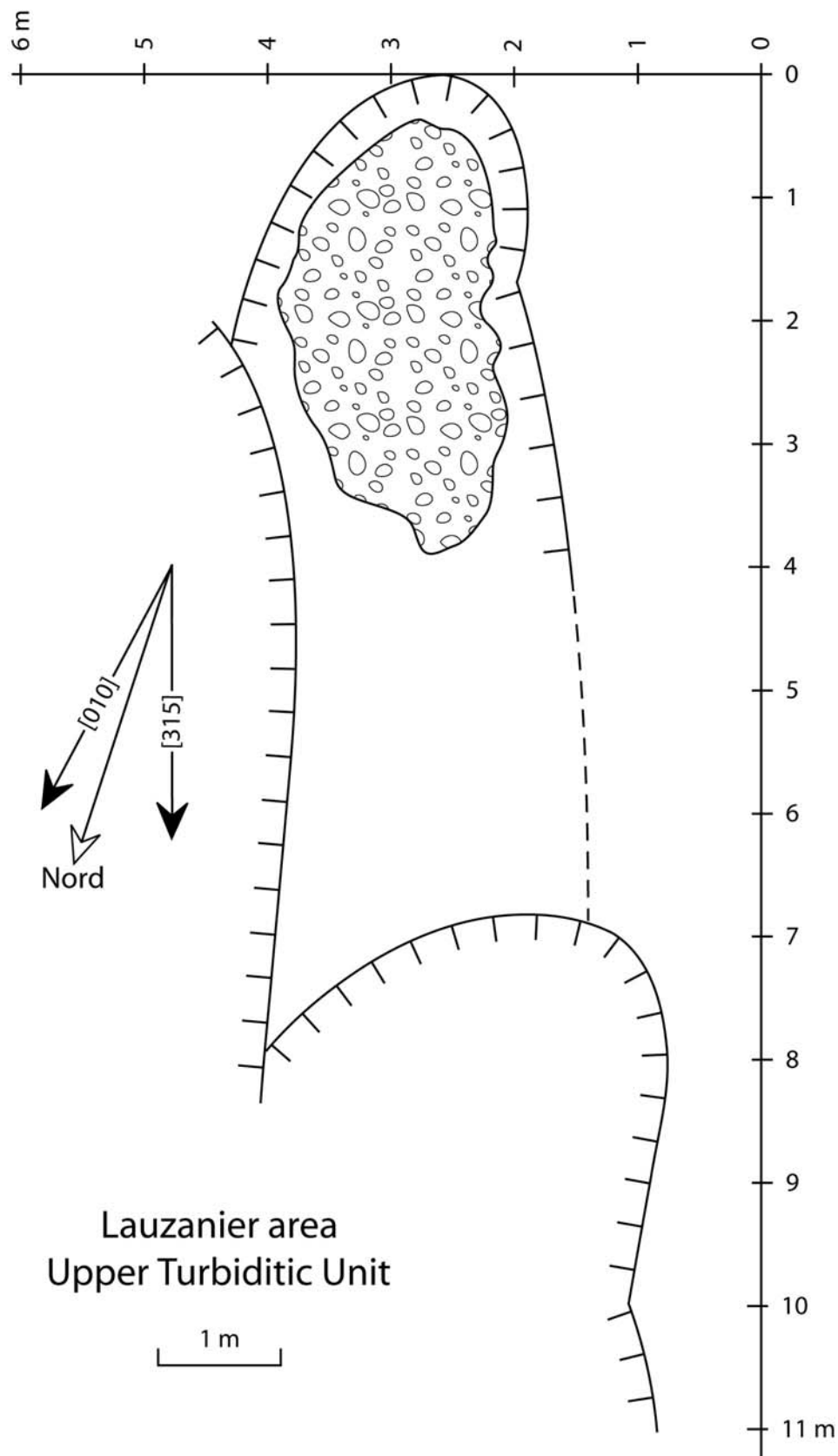
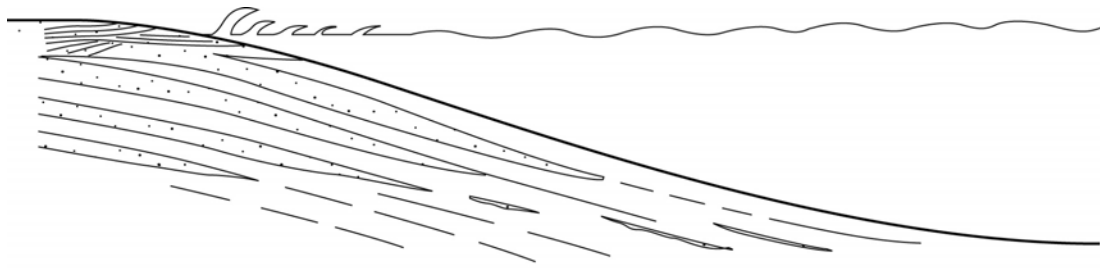
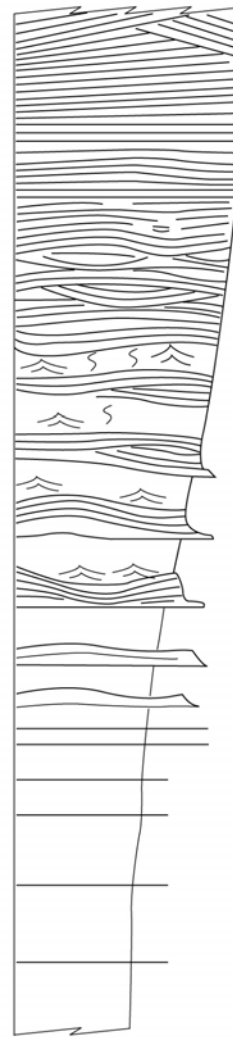


Figure 76 : Des affouillements dans le secteur du Lauzanier (Alpes-de-haute-Provence ; Grès d'Annot).



côte à basse énergie
de houle "beau temps"

1 à 10m



côte à haute énergie
de houle "tempête"

Figure 77 : Exemples de séquences progradantes à haute et basse énergie de houles.

SERIE MIOCENE DU BASSIN MOLASSIQUE RHODANO-PROVENCAL

Corrélations stratigraphiques AVAL - AMONT

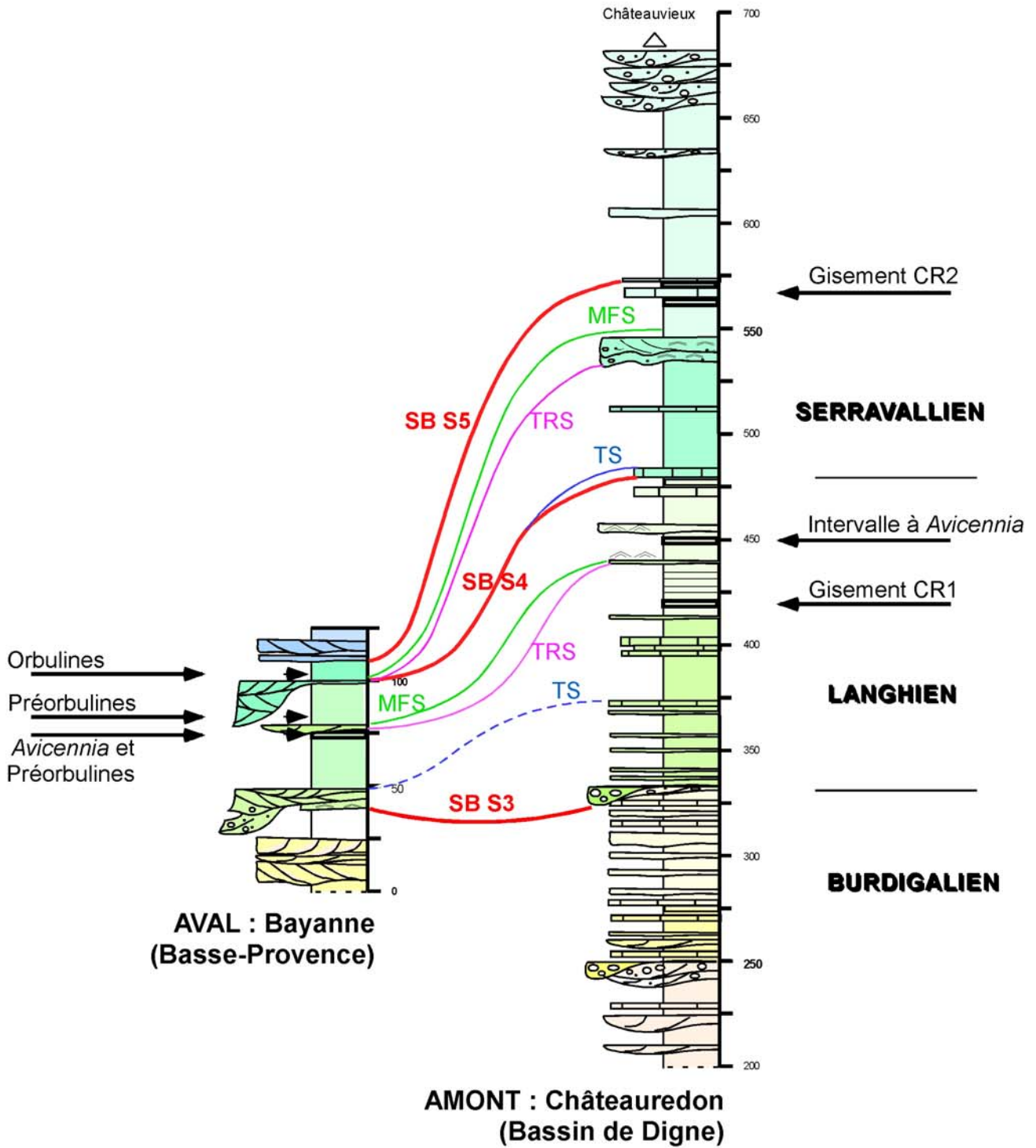
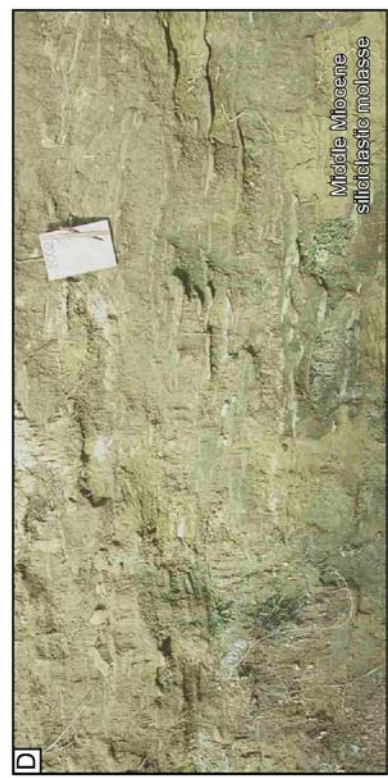
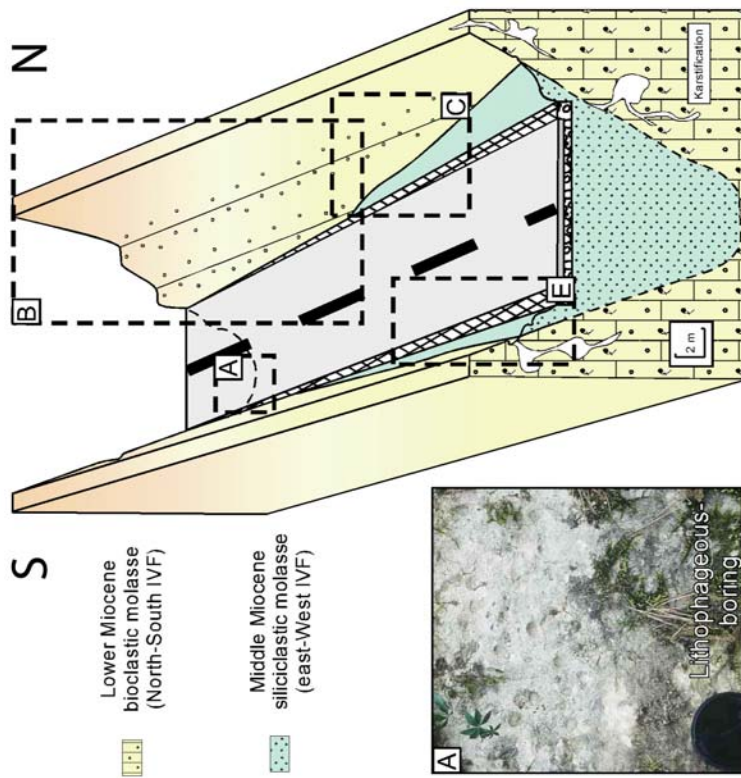
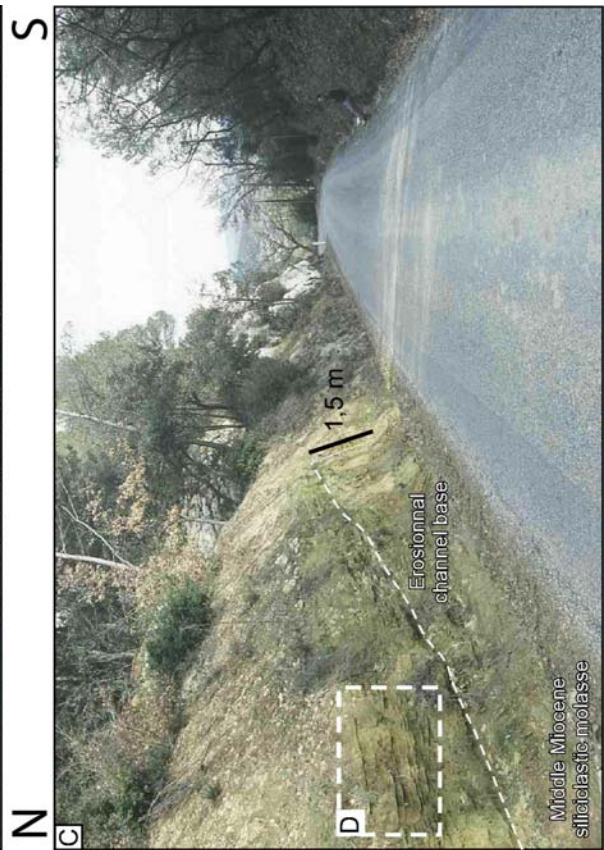
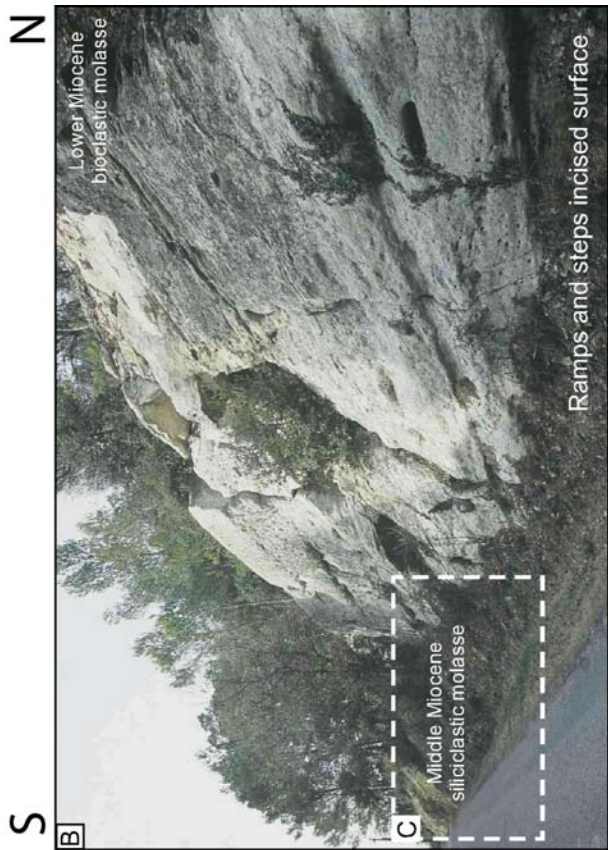


Figure 78 : Le diachronisme de la MFS : exemple du BMRP au Langhien entre Bayanne et Châteauredon dans le remplissage sédimentaire d'une ria.



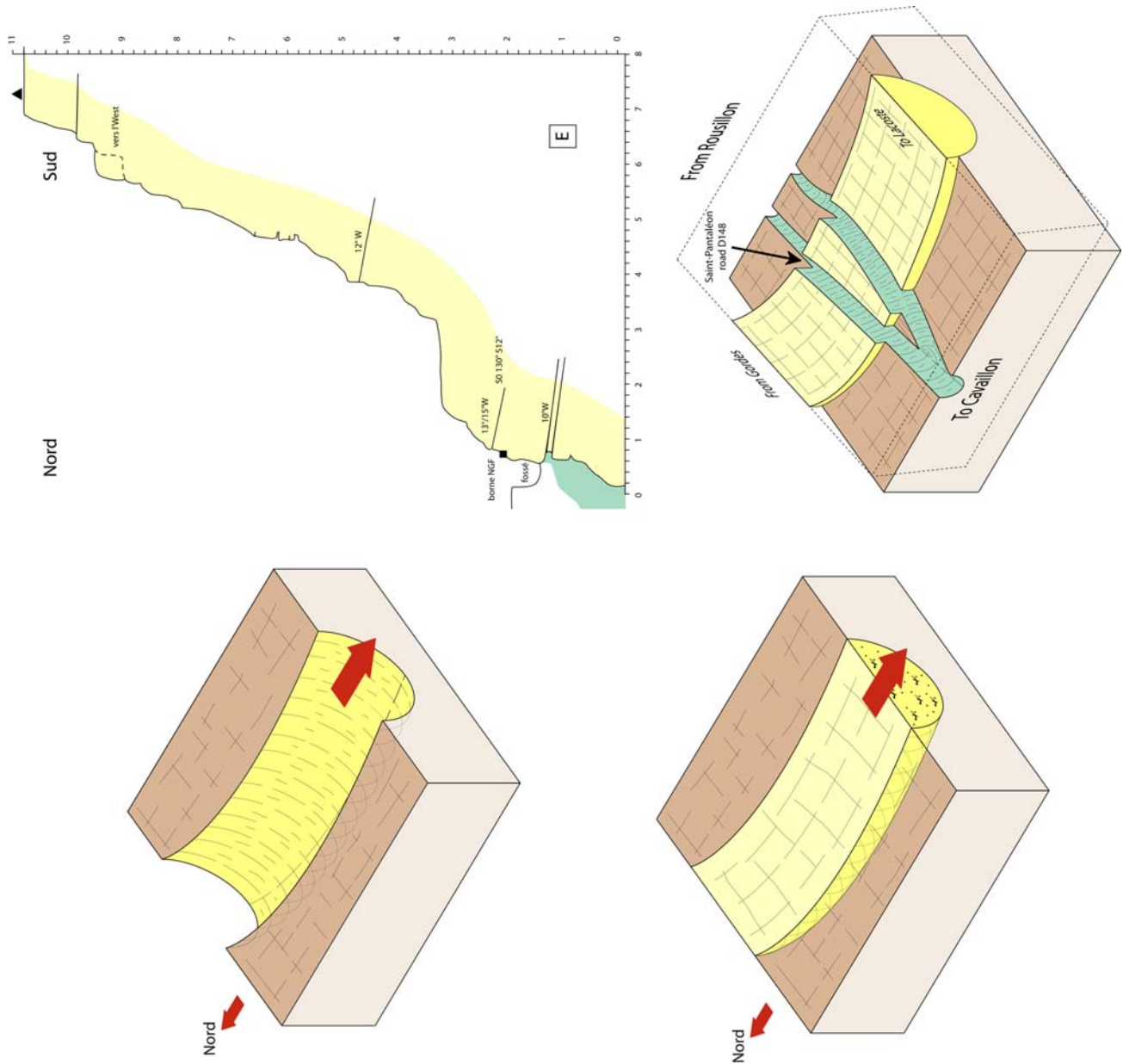


Figure 79 : La paléovallée de Saint-Pantaléon (modifié de Besson, 2005, fig. 56). Cet exemple montre le caractère fluviatile du ravinement car des perforations se retrouvent jusque dans le thalweg. Le flanc de la ria est structuré en aplombs et terrasses, E. Cet affleurement illustre à lui seul la notion d'emboîtement – déboîtement car cette vallée à remplissage sableux de Miocène moyen est incisée à 90° dans le remplissage bioclastique de la vallée du Miocène inférieur : à ce titre il s'agit d'un affleurement historique.

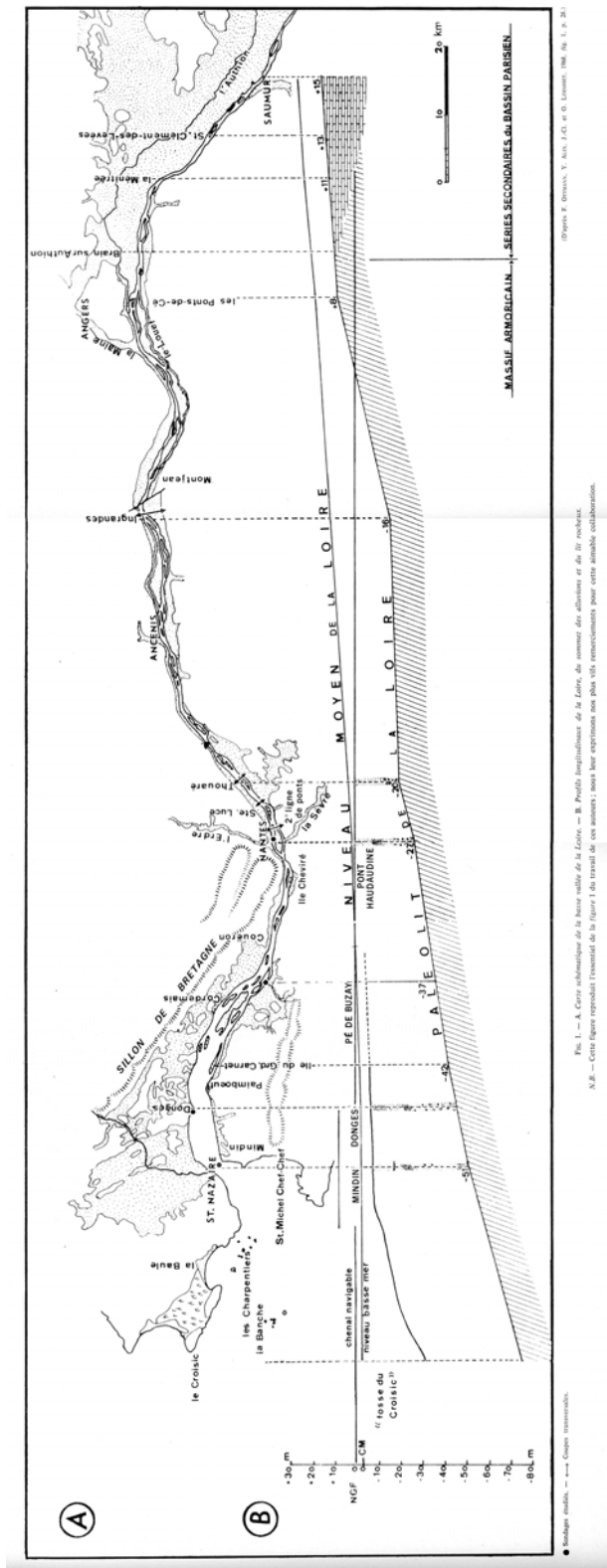


Fig. 1. — A. Carte schématisée de la basse vallée de la Loire. — B. Profil longitudinal de la Loire, du sommet des alluvions au détroit.

N.B. — Cette figure reproduit l'essentiel de la figure 1 du travail de ces auteurs ; nous leur exprimons nos plus vifs remerciements pour cette aimable collaboration.

Figure 80 : L'estuaire de la Loire : ses grandes unités physiographiques selon Ottmann *et al.*, (1970) et vues de la Brière, plaine côtière, depuis Bréca et de l'estuaire depuis Mindin (photos B. Parize).





Figure 81 : La Gironde - Vitrezay (Source de la photo, www.bernezac.com).

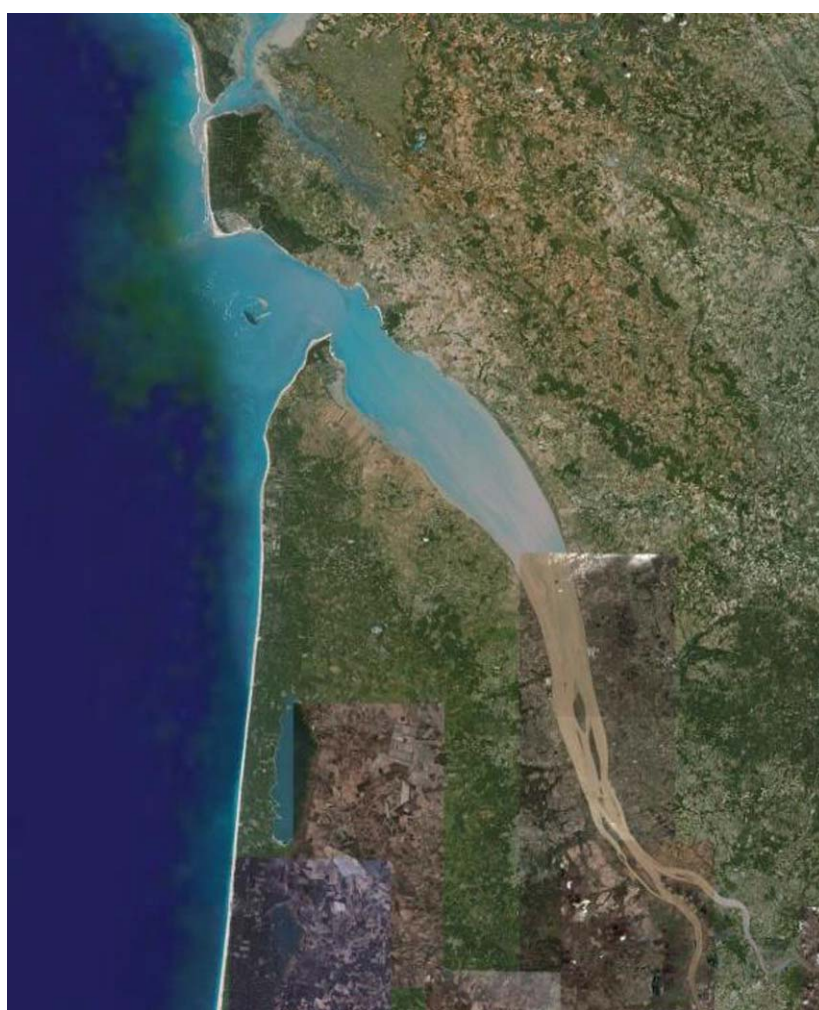


Figure 81 : Suite. (photo satellite Google Earth).

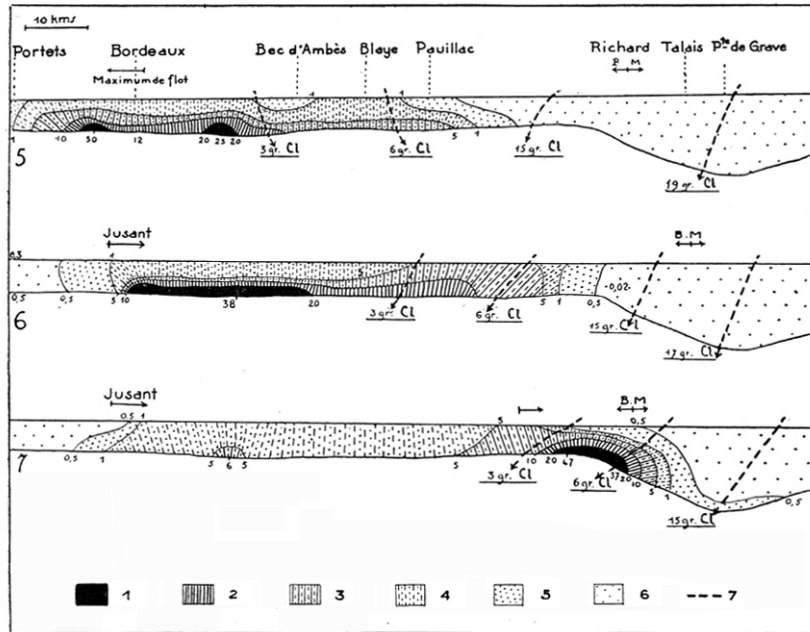


Fig. 5, 6 et 7. — Mouvement des troubles au cours d'une marée dans l'estuaire entre Bordeaux et la Pointe de Grave.

Les lignes de gros tirets correspondent aux courbes isohyales avec 3, 6, 15 et 19 gr. de Cl. par litre.

Les figurés représentent les pourcentages de turbidité dans chaque zone. Cette turbidité a été déterminée par des prélèvements effectués par 50 stations fonctionnant simultanément entre Portets et la Pointe de Grave pendant toute une journée. Dans chaque station, les prélèvements avaient lieu toutes les demi-heures au fond et à la surface. Les courbes intermédiaires sont extrapolées. 1 : plus de 20 gr. de troubles par litre. — 2 : 10 à 20 gr. — 3 : de 5 à 10 gr. — 4 : de 1 à 5 gr. — 5 : de 0,5 à 1 gr. — 6 : moins de 0,5 par litre.

Fig. 5, le 27 septembre 1893, à 16 h. P. M. à l'embouchure. — Fig. 6, le 27 septembre 1893 à 12 h. 30, marée (105); basses eaux à la Réole; B. M. à l'embouchure.

Fig. 7, le 12 octobre 1893, marée 94, hauteur d'eau 3 m. 40 à la Réole (petite crue); B. M. à l'embouchure.

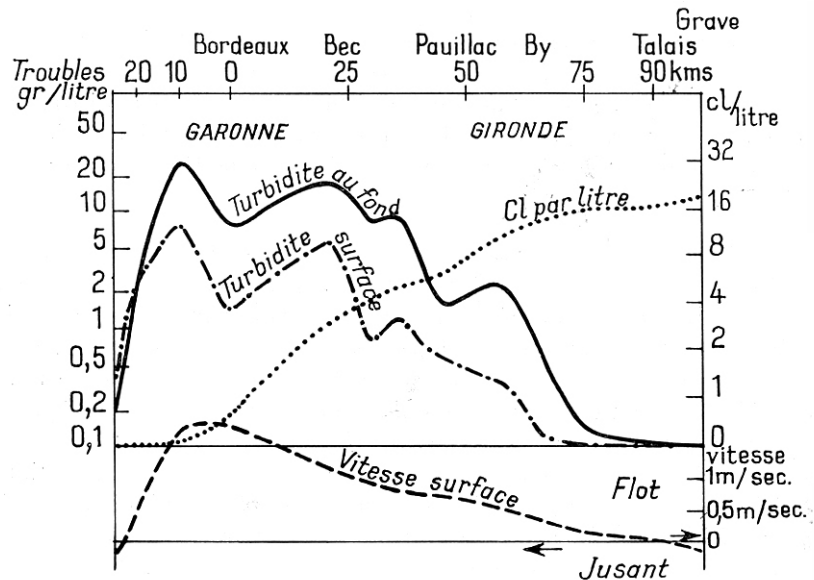


Fig. 78. — Répartition des sédiments transportés en suspension dans la Gironde selon L. GLANGEAUD, Congr. Inter. Union Géophys. et Géod. Washington. Com. de Potamologie, question 3, rap. 6, fig. 8, 1939.

Figure 82 : Le bouchon vaseux (Glangeaud, 1938, figs 5, 6 et 7 et 1939, fig. 8 in Ottmann, 1965, fig. 78) : de l'observation des troubles à sa modélisation.

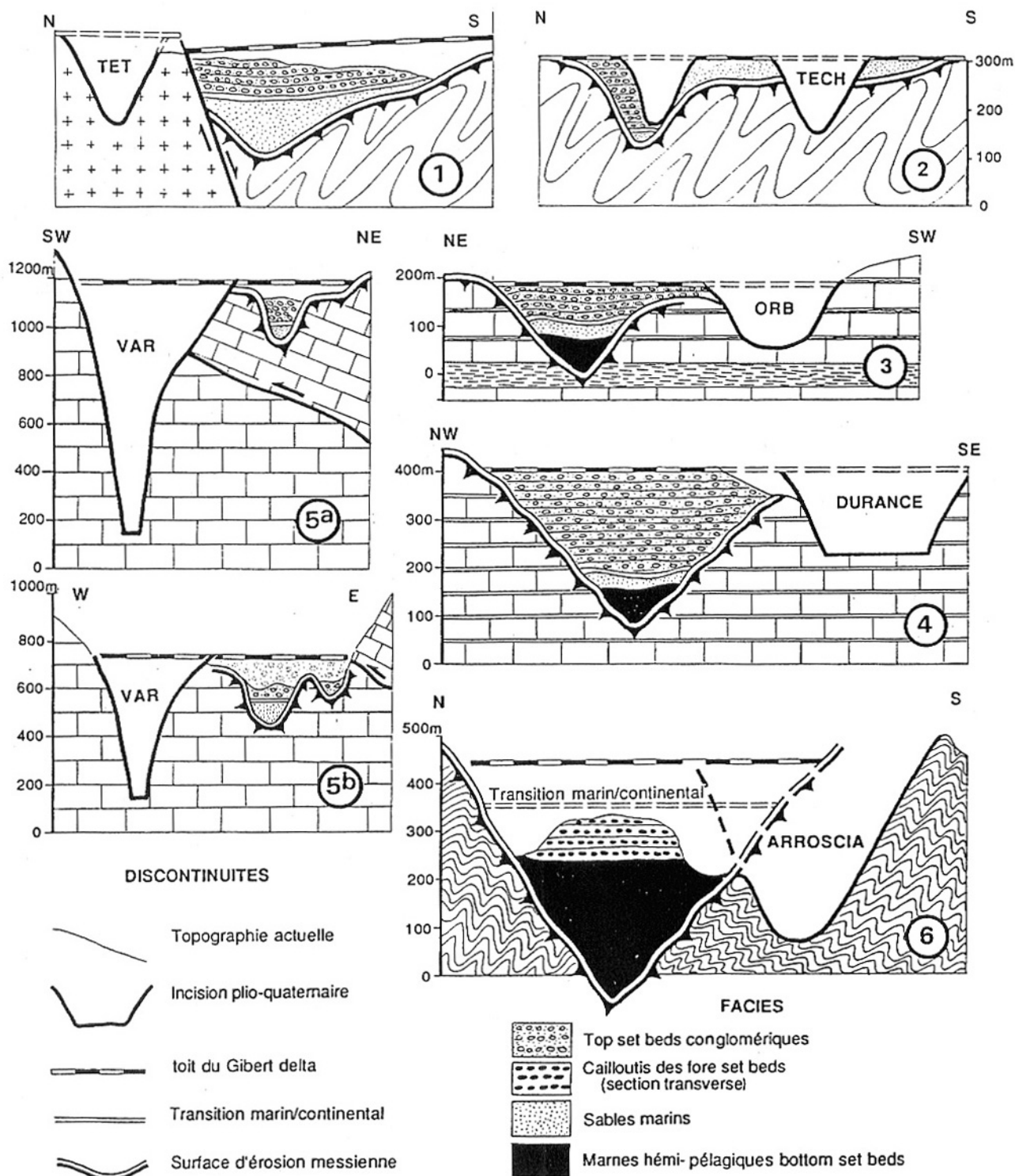


Figure 83 : L'épigénie d'aggradation selon Clauzon (2001) : en Roussillon, Têt et Tech ; en Languedoc, Orb ; en Provence, Durance ; en Ligurie, Var et Arroscia. Parce que le fleuve divague sur son piedmont, son nouveau thalweg est déboîté du précédent. Les rivières pliocènes n'ont pu s'extraire de leurs canyons messiniens que grâce à l'extraordinaire potentiel d'aggradation observé dans les prismes continentaux des Gilbert deltas pliocènes (Clauzon, 1998). Ce processus original d'évasion/migration a été appelé « épigénie d'aggradation » (Clauzon, *in* Besson *et al.*, 2002).

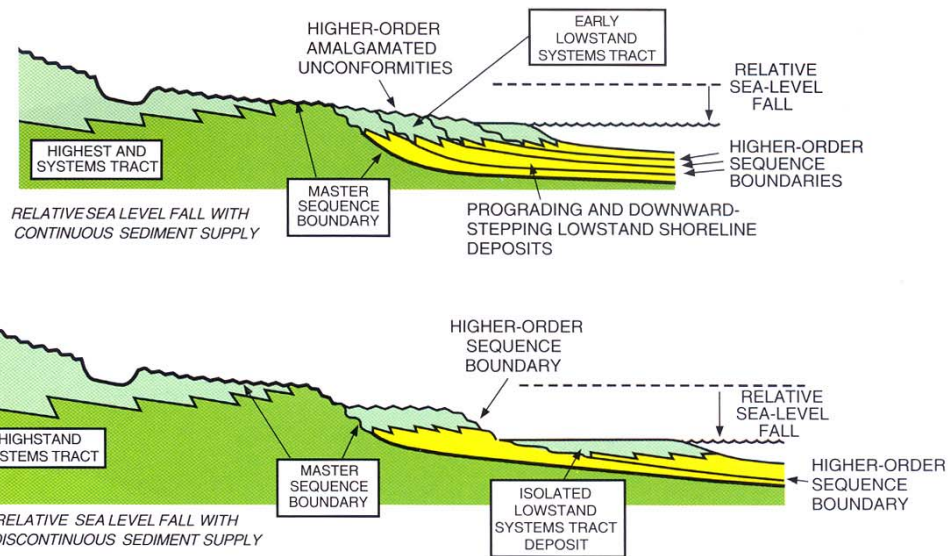


FIG. 4.42.—Illustration of the effects of continuous and discontinuous sediment supply during a relative sea-level fall on the shelf. A) When sediment supply is continuous, the shoreface progrades at the same time that relative sea level is falling and lowstand coastal sand deposits are commonly in dip continuity with highstand coastal sand deposits (i.e., they are “attached”). When this happens, it can be difficult to identify and locate the master sequence boundary, or even to detect the presence of a lowstand systems tract (compare with Fig. 4.53). B) When sediment supply to the coast is discontinuous during relative sea-level fall, isolated, or “detached” lowstand coastal sand deposits can accumulate across the shelf. These form isolated sand units embedded in shelf mudstones and furnish excellent reservoir prospects and stratigraphic traps. Examples of both types of shelf lowstand deposit have been described (see discussion in text and Ainsworth and Pattison, 1994).

Figure 84 : L'étagement des prismes de régression forcée (Posamentier & Allen, fig. 4-42).

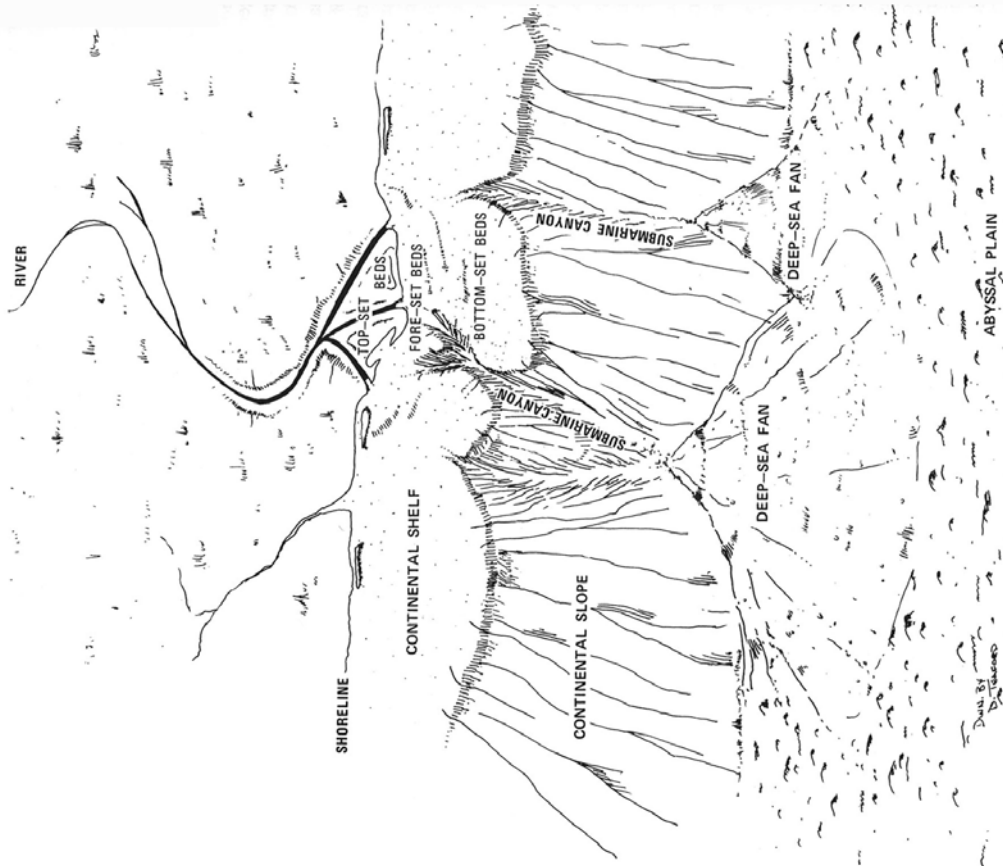


Figure 1. Diagram illustrating the components of a post-glacial (Holocene) subaerial-submarine dynamic system on a continental margin.

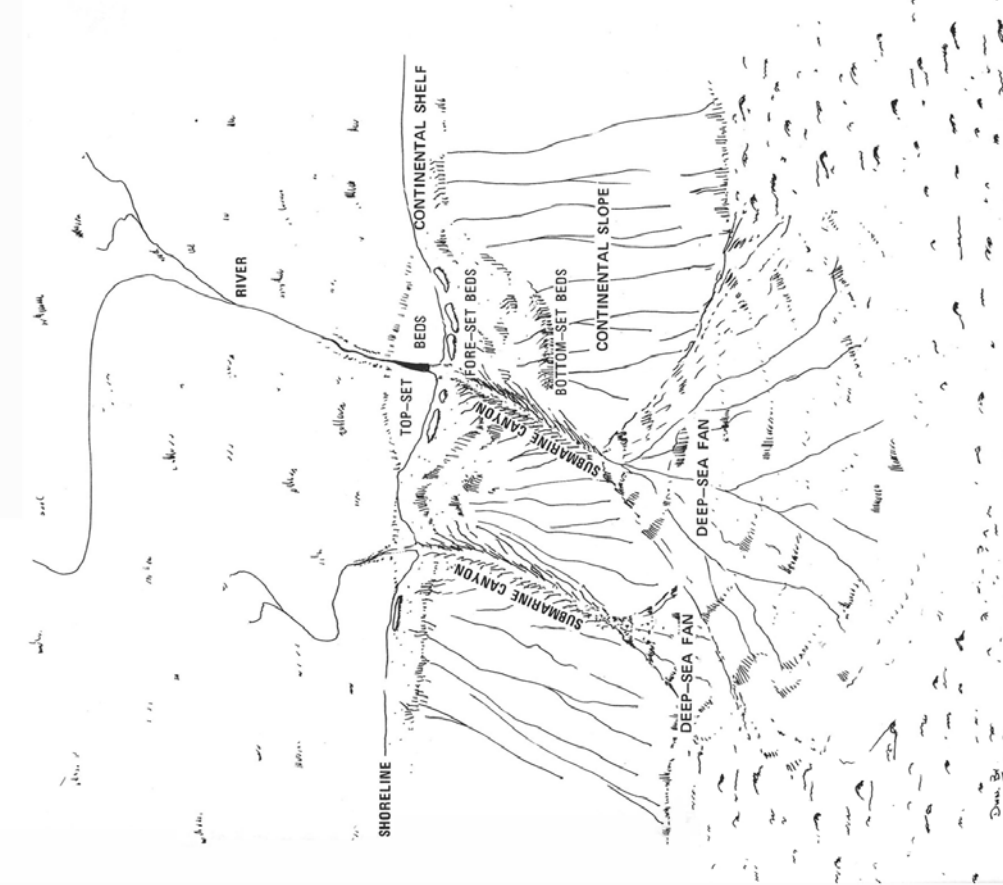


Figure 2. Diagram illustrating the components of a tectonic system on a continental margin. pre-glacial (pre-Pleistocene) subaerial-submarine dy-

Figure 85 : Des exemples possibles de deltas de bas niveau et de haut niveau (Moore & Asquith, figs 1 et 2).

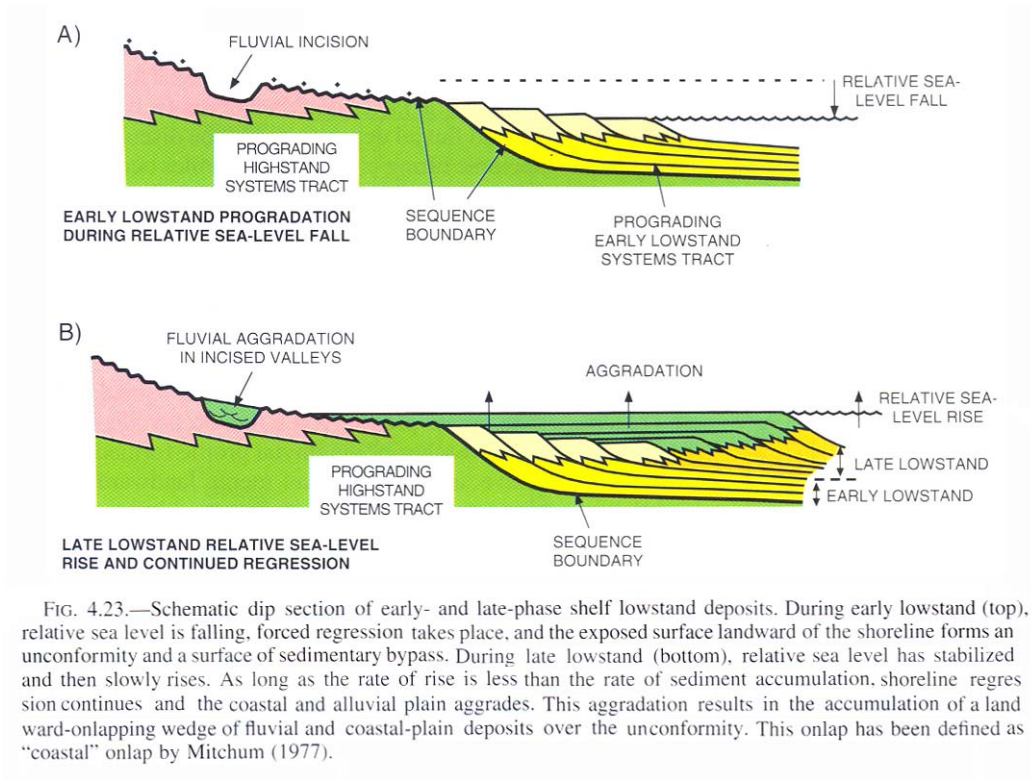


Figure 86 : Prismes de régression forcée *versus* delta de bas niveau (Posamentier & Allen, fig. 4-23).

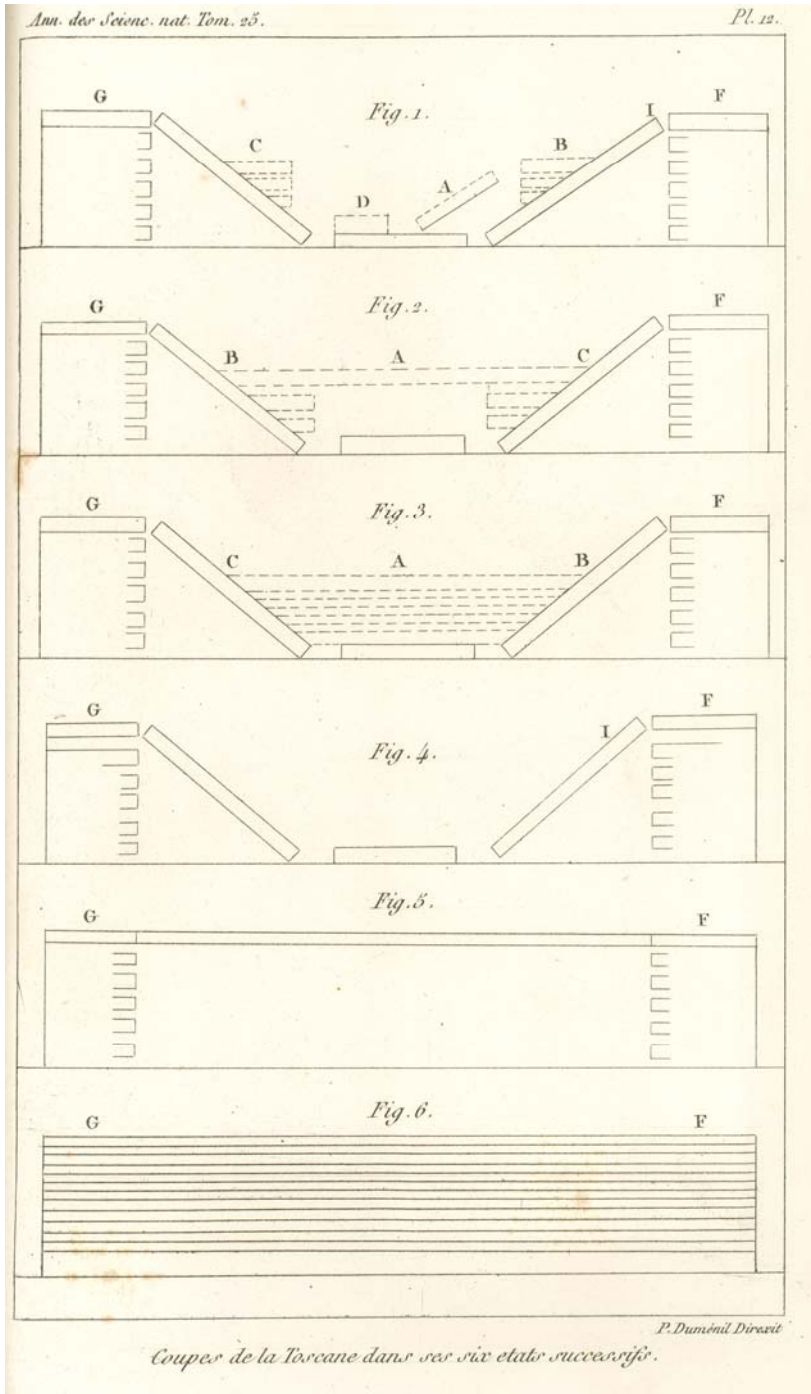


Figure 87 : L'histoire de la Toscane selon Stenon (1669, in Elie de Beaumont, 1834).

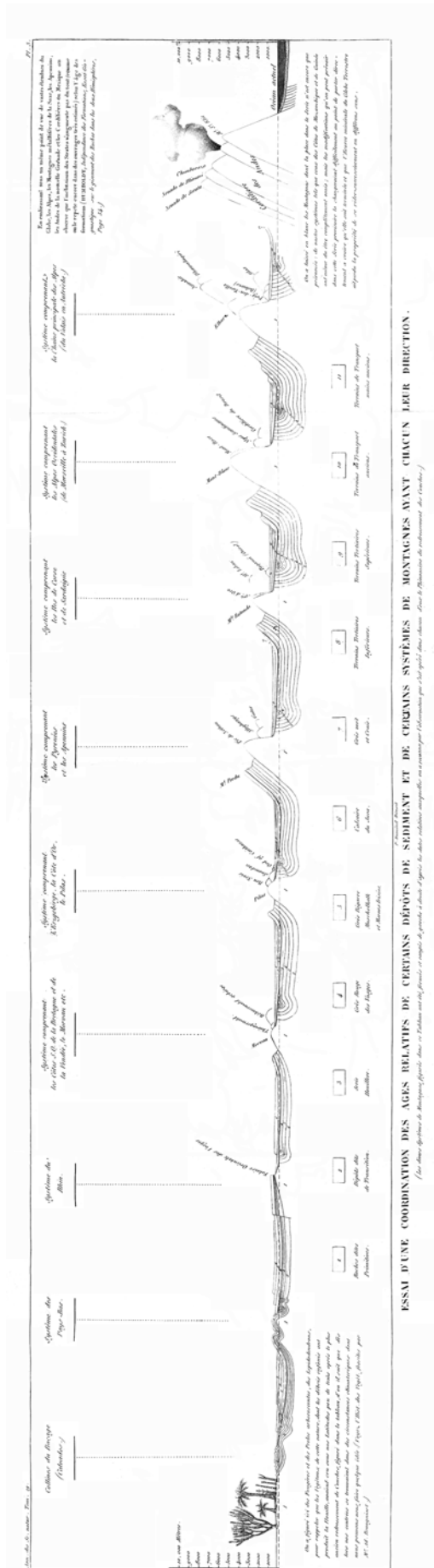
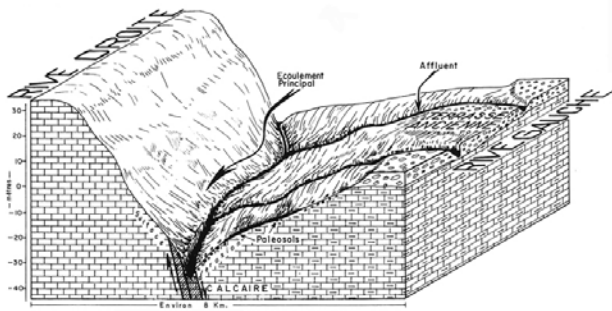


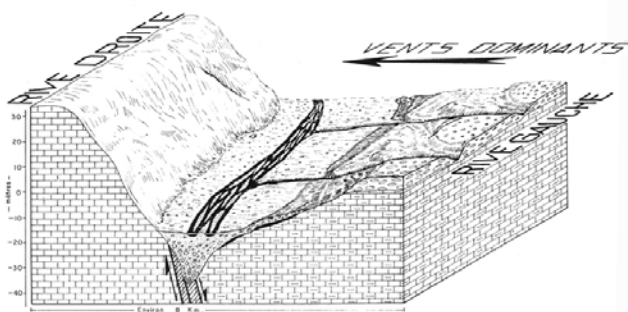
Figure 88 : Le calendrier tectono-sédimentaire « Carbonifère – Andes » d'Elie de Beaumont (1830) : un mode de représentation qui fera école.



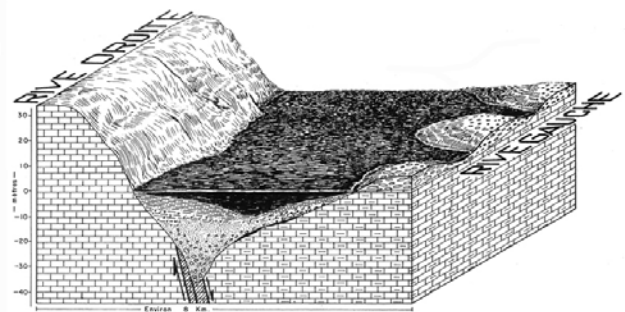
— Phase de régression — > 20 000 ans B.P.¹
Niveau de la mer : - 100 à - 150 m.
Creusement et encaissement du lit.

Fig: 16

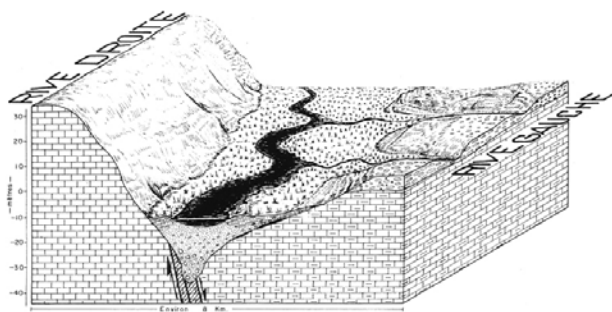
**EVOLUTION SCHEMATIQUE
de la
MORPHOLOGIE de L'ESTUAIRE**
(Région de PAULLAC au VERDON)



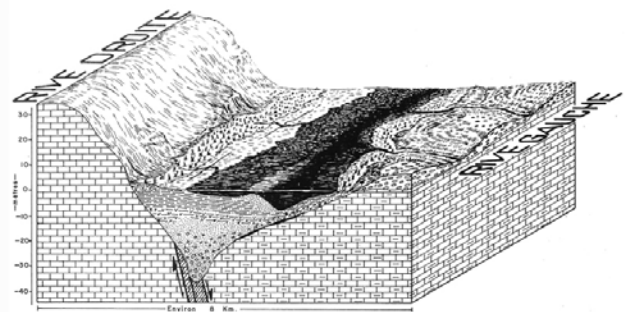
— Phase I — De 20000 à 13000 ans (?) B.P.
Niveau de la mer : - 100 à - 40 m.
Chenaux anastomosés. Dépôt de graviers et galets.



— Phase III — De 6000 à 1000 ans (?) B.P.
Niveau de la mer : - 15 à 0 m.
Estuaire ouvert. Dépôt de sables et vases interlités.

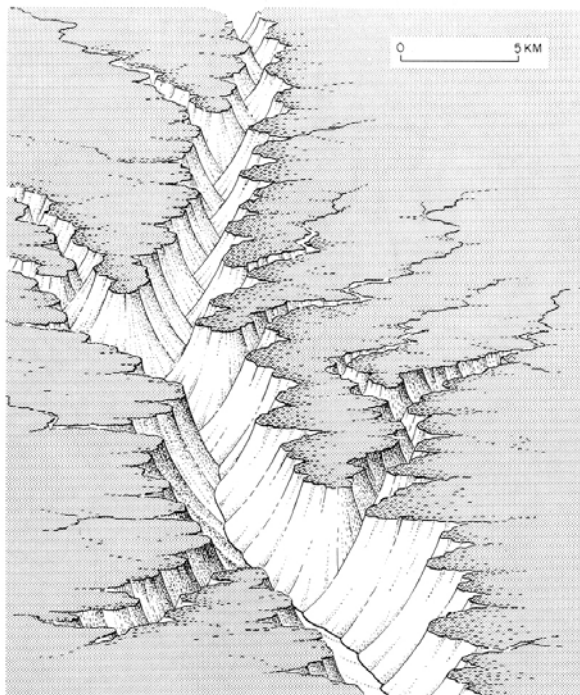


— Phase II — De 13000 à 6000 ans (?) B.P.
Niveau de la mer : - 40 à - 15 m., fleuve à méandres.
Dépôt de sables et argiles, formation de bourrelets alluviaux et de marais.

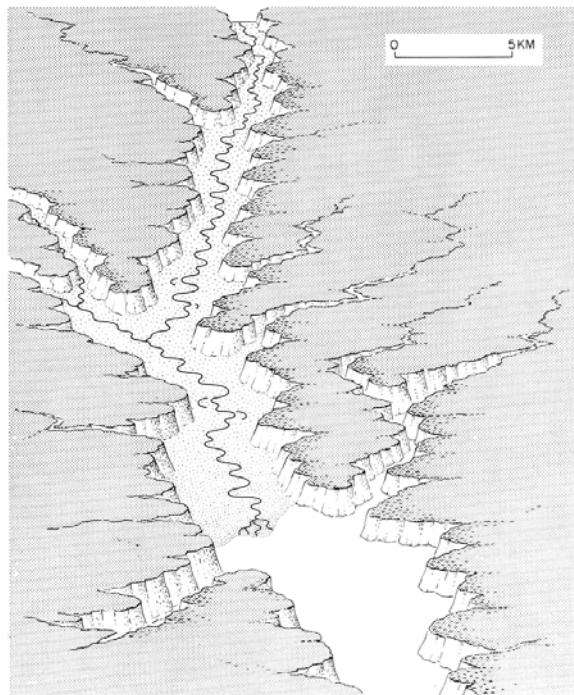


— Phase IV — Actuel, de 1000 ans à nos jours.
Estuaire actuel plus ou moins stabilisé. Sables, schorres, slikkes, vases à laminae.

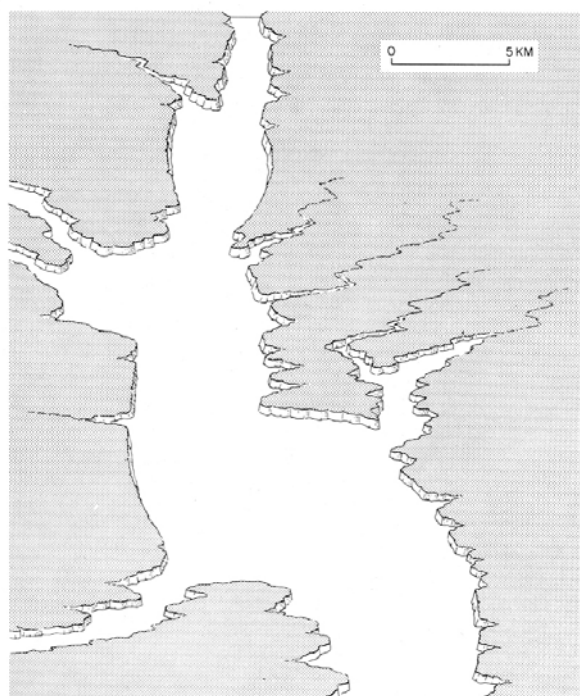
Figure 89 : L'évolution de la Gironde depuis le dernier épisode glaciaire (Allen & Castaing, 1970).



1 —Lavaca Bay as it appeared 12,000 years ago. Sea level was at -50 m. The Lavaca-Navidad River and Garcetas Creek had cut deeply into underlying oxidized and calichified Pleistocene sediments. Vertical relief greatly exaggerated.



2 —Lavaca Bay as it appeared 9,000 years ago. Sea level was at -20 m. Fluvial-deltaic sediments were overridden progressively by estuarine waters in response to rising sea level.



3 —Lavaca Bay as it appeared 3,000 years ago, following stillstand of Gulf of Mexico. Deltas of Garcetas Creek and Lavaca-Navidad River had retreated up valley and waves eroded bay-margin areas, enlarging bay.



4 —Lavaca Bay as it appeared about 100 years ago, prior to significant modification by man. Fluvial-deltaic progradation and spit growth have reduced significantly both volume and area of bay.

From Wilkinson and Byrne [1977]

Figure 90 : L'évolution de la baie de la Lavaca depuis le dernier épisode glaciaire (Wilkinson & Byrne, 1977).

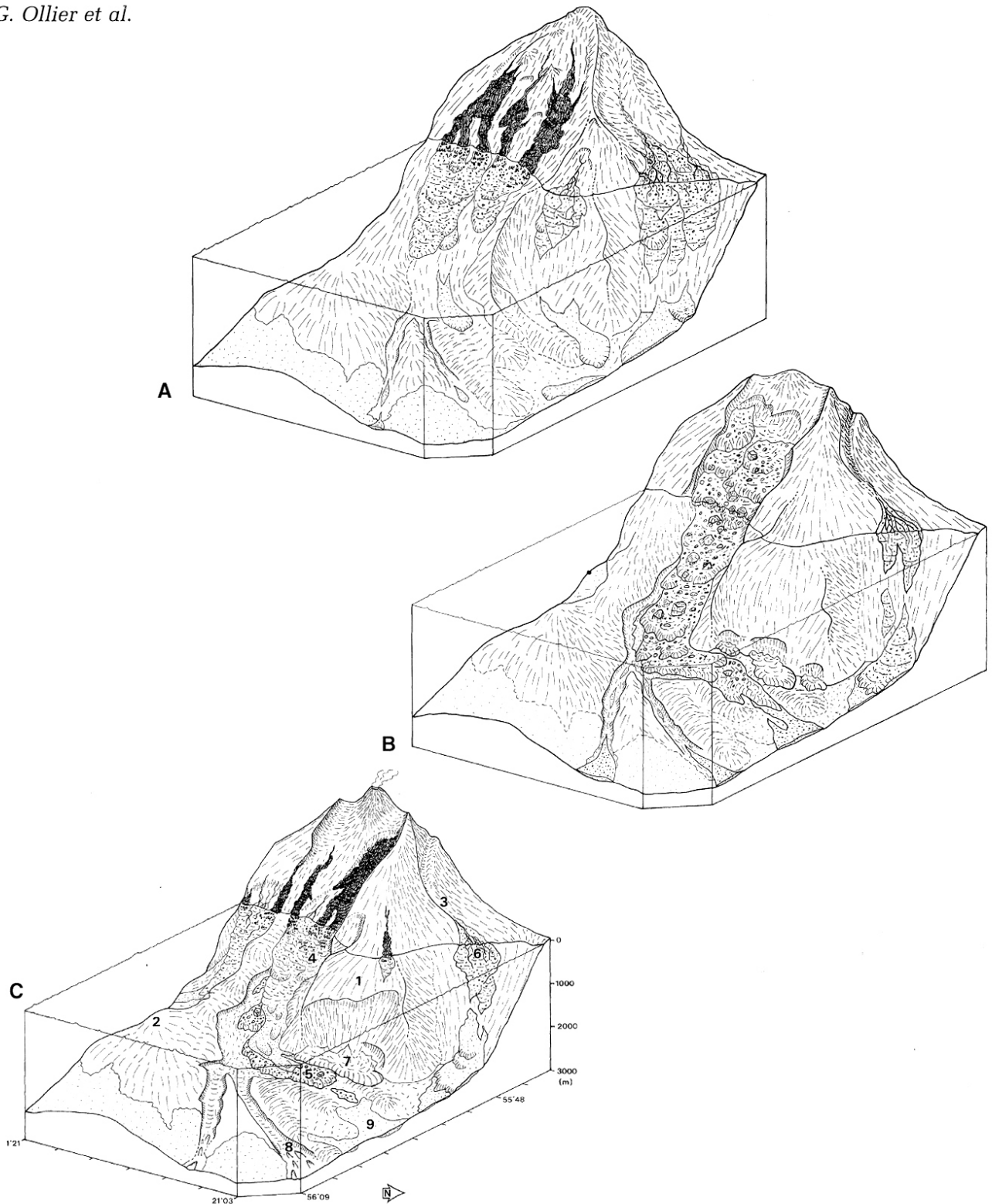


Fig. 24. Schematic three-dimensional representation of the sedimentary evolution on the eastern flank of La Fournaise: (A) pre-collapse configuration; (B) collapse event; (C) post-collapse configuration. 1: rift zone, 2: Central Plateau, 3: river, 4: deep-water lava-fed delta, 5: debris-avalanche deposit, 6: deep-water alluvial-fed delta, 7: proximal slide, 8: eroded valley outlets, 9: thick sandy and gravelly turbidites of the outer fan. Drawn by Olivier Parize.

Sedimentology, 1998, **45**, 293–330

Figure 91 : Les instabilités de la Fournaise (Ollier *et al.*, 1998).

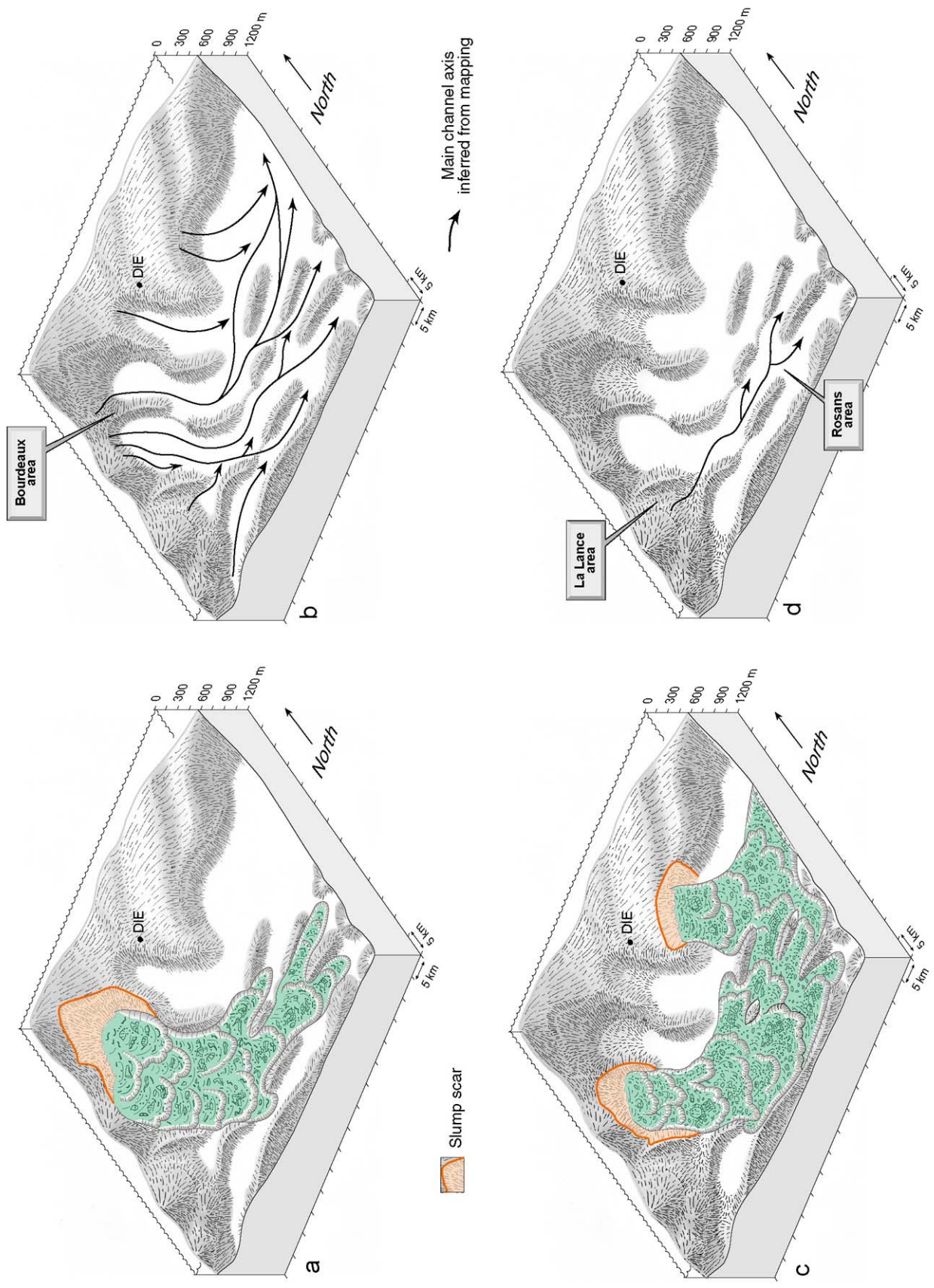


Figure 92 : L'éventail de Céüse durant l'Aptien (Friès & Parize, 2003).

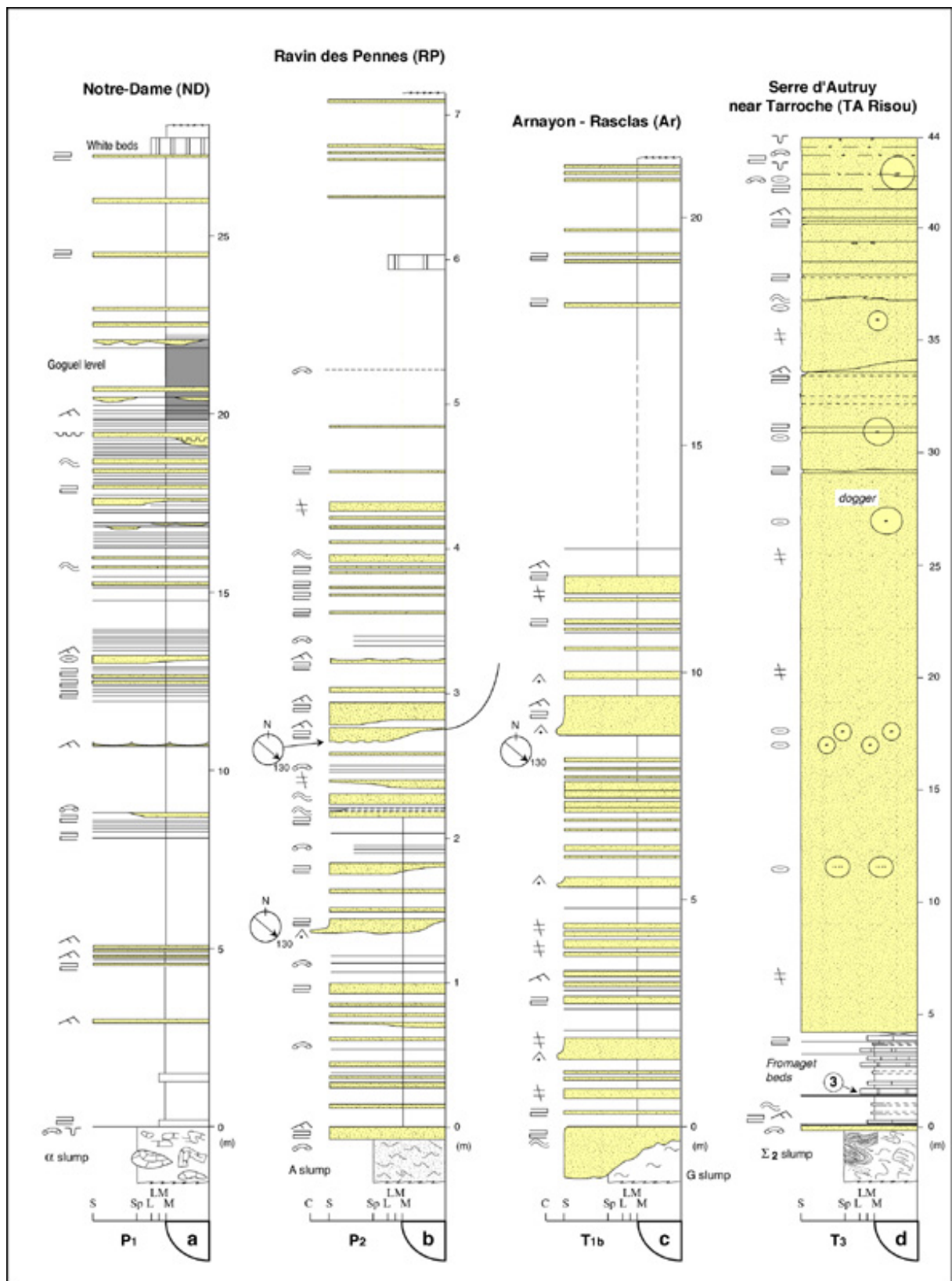


Figure 93 : Coupes de référence des systèmes turbiditiques aptiens du BSEF (Rubino *et al.*, 2002 ; Friès & Parize, 2003 ; Parize *et al.*, 2003, 2005).

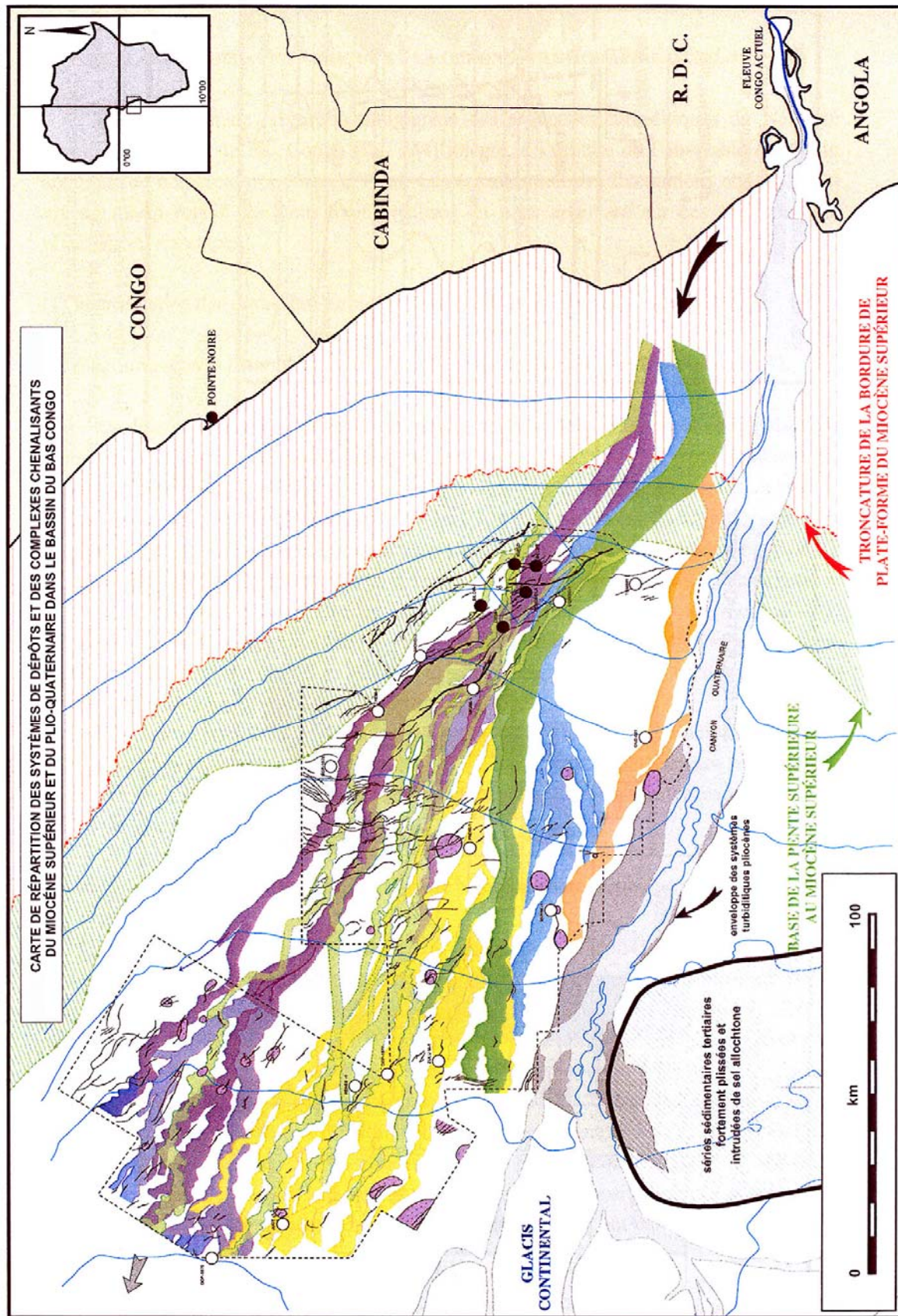


Figure 94 : La carte des enveloppes chenalissantes du Miocène supérieur du bassin du Bas Congo (Ferry *et al.*, 2004, 2005).

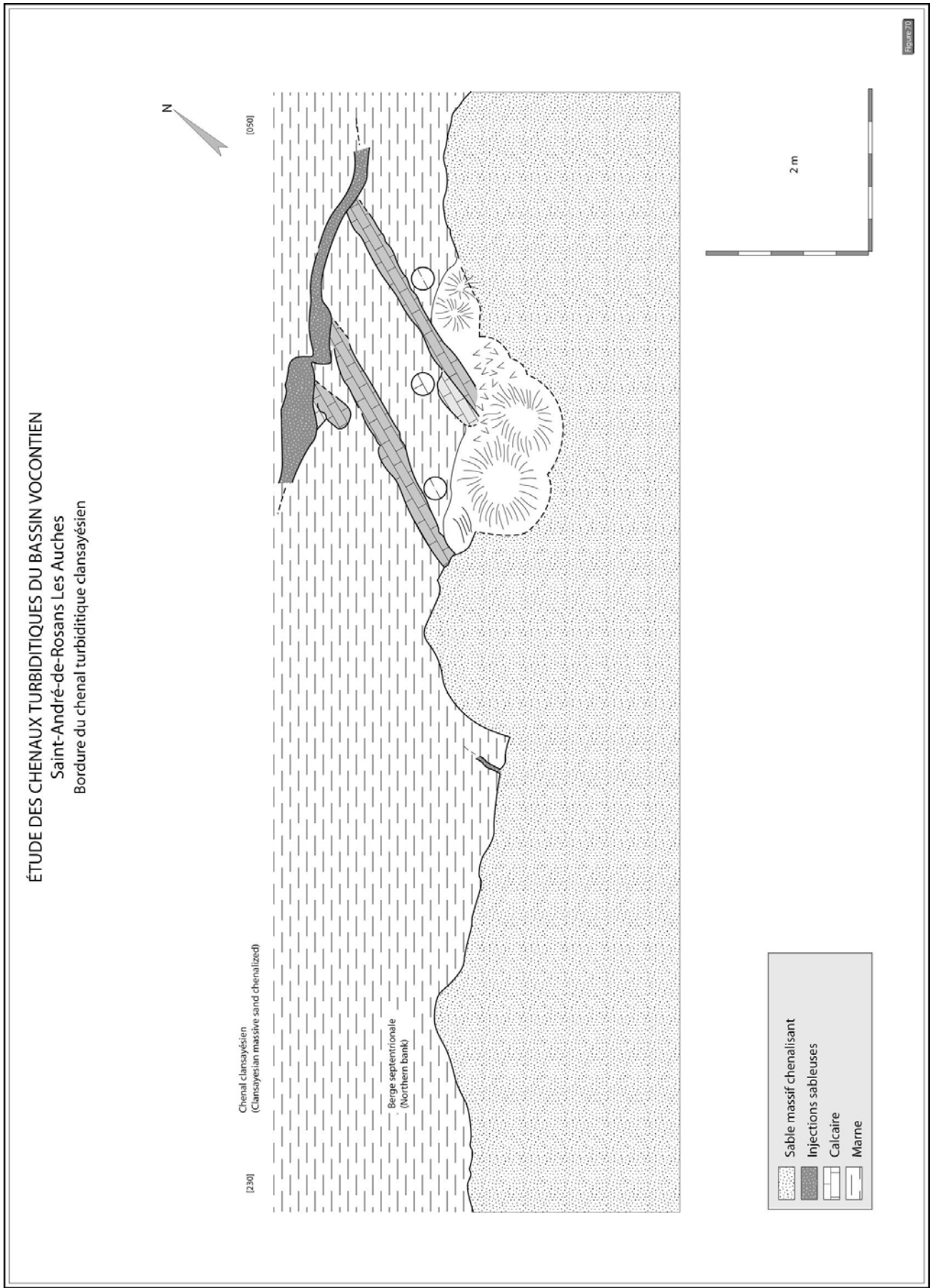


Figure 95 : La berge d'un remplissage de chenal turbiditique, Aptien supérieur, serre d'Autruy, Saint-André-de-Rosans.



Figure 96 : Coupe transversale à la bordure d'un chenal entre son remplissage et les injectites dans la berge, Aptien supérieur, serre d 'Autruy, Saint-André-de-Rosans.

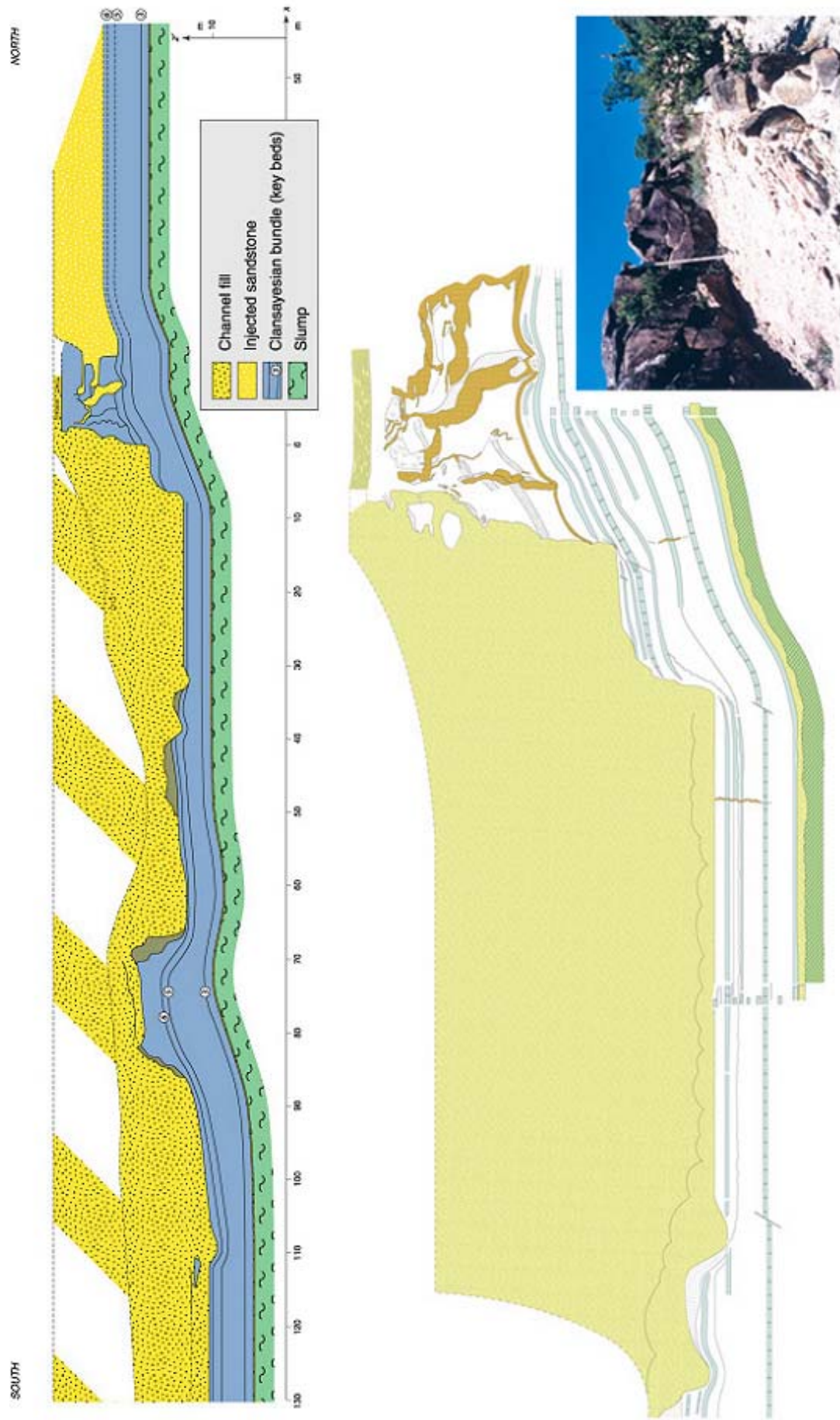


Figure 96 : Suite.

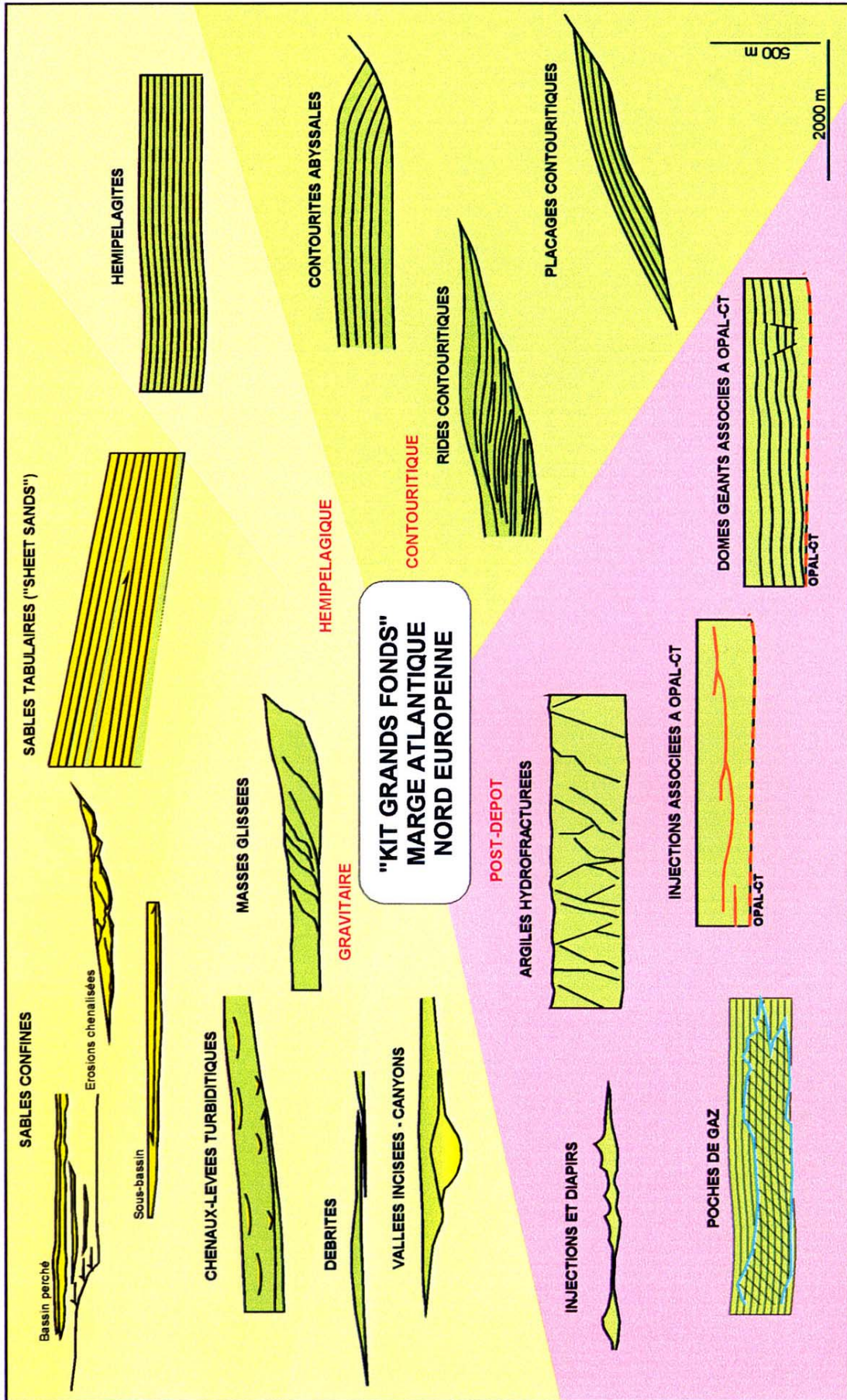


Figure 9.5: Présentation schématique des premiers éléments architecturaux sismiques, utiles à la réalisation du "kit grands fonds" spécifique au comblement des bassins profonds de la Marge Atlantique Nord Européenne. Les éléments sont représentés à la même échelle (l'échelle verticale est multipliée par trois par rapport à la réalité).

Figure 97 : Le trousseau de MANE par Rigollet *et al.* (2001).

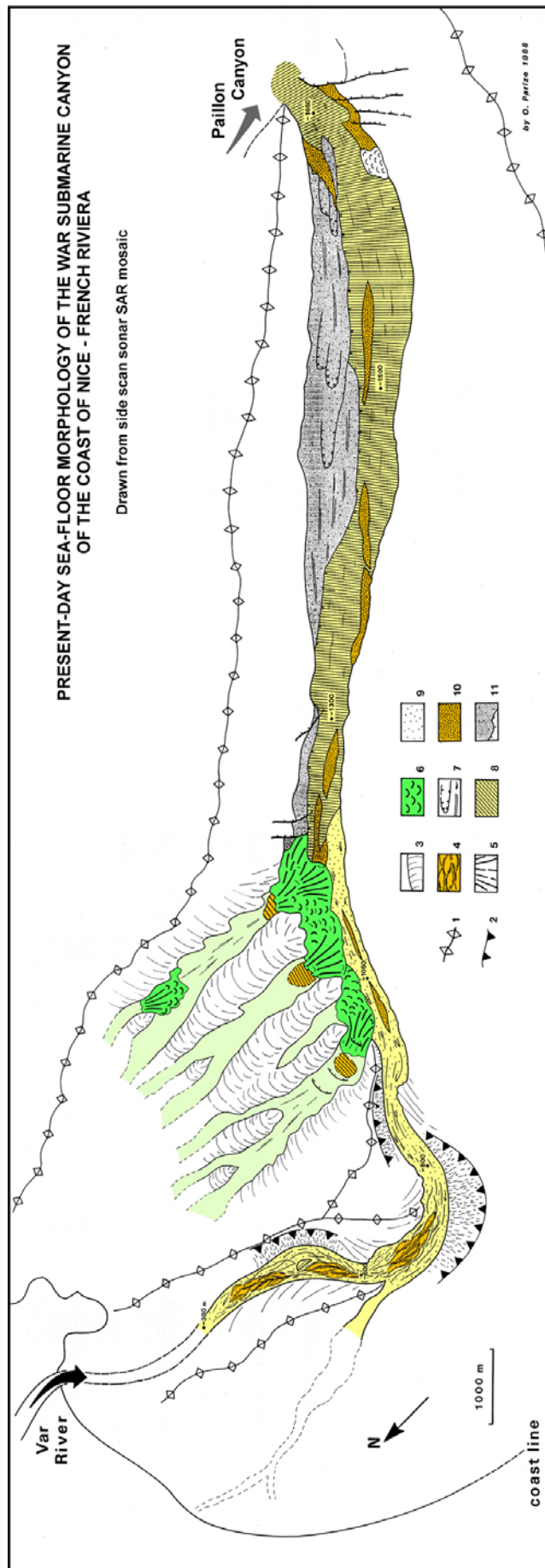


Figure 98 : La partie haute du canyon sous marin du Var. Analyse physiographique et faciologique de la mosaïque SAR.

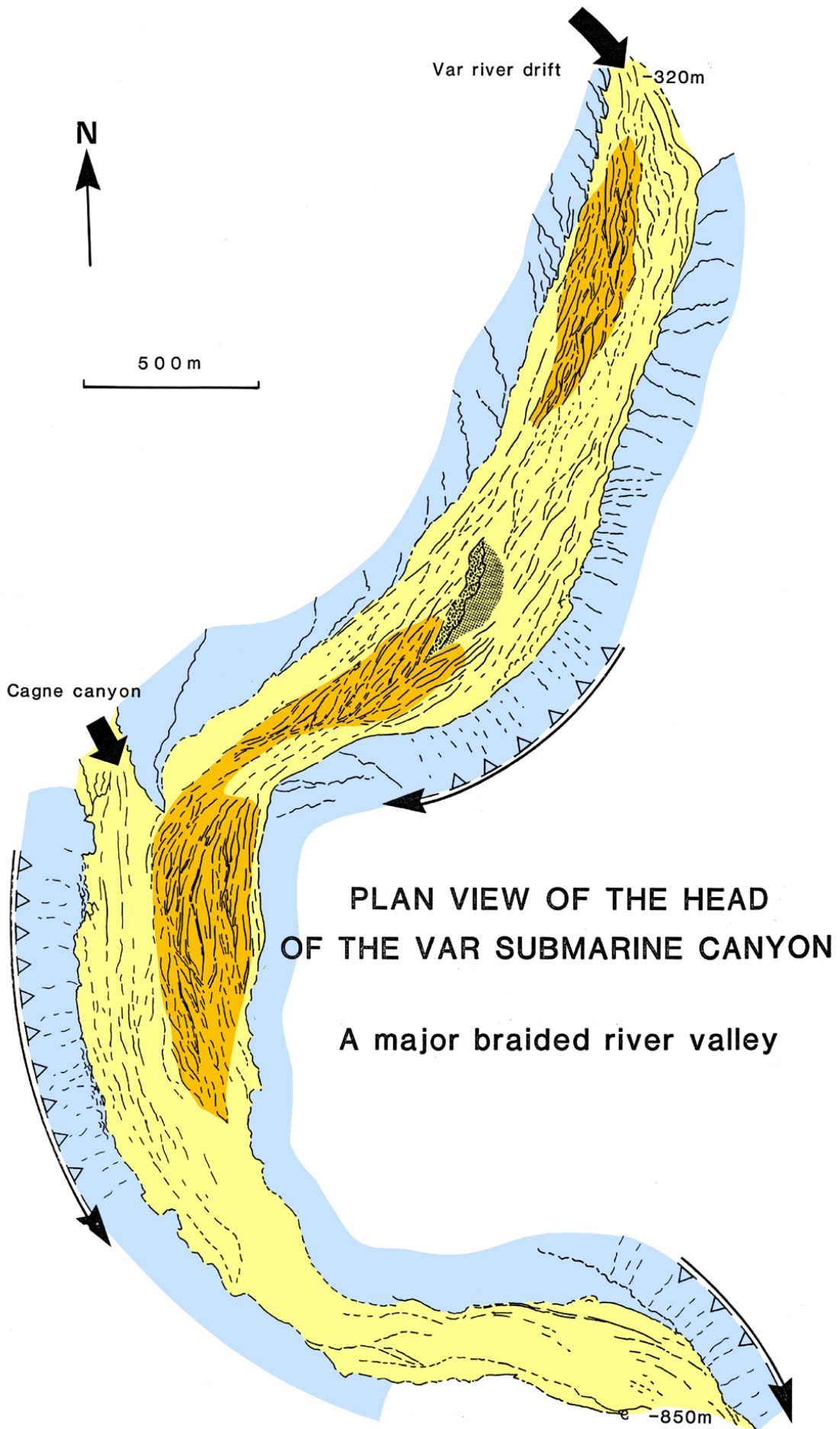


Figure 99 : Le réseau en tresse de la tête du canyon du Var.

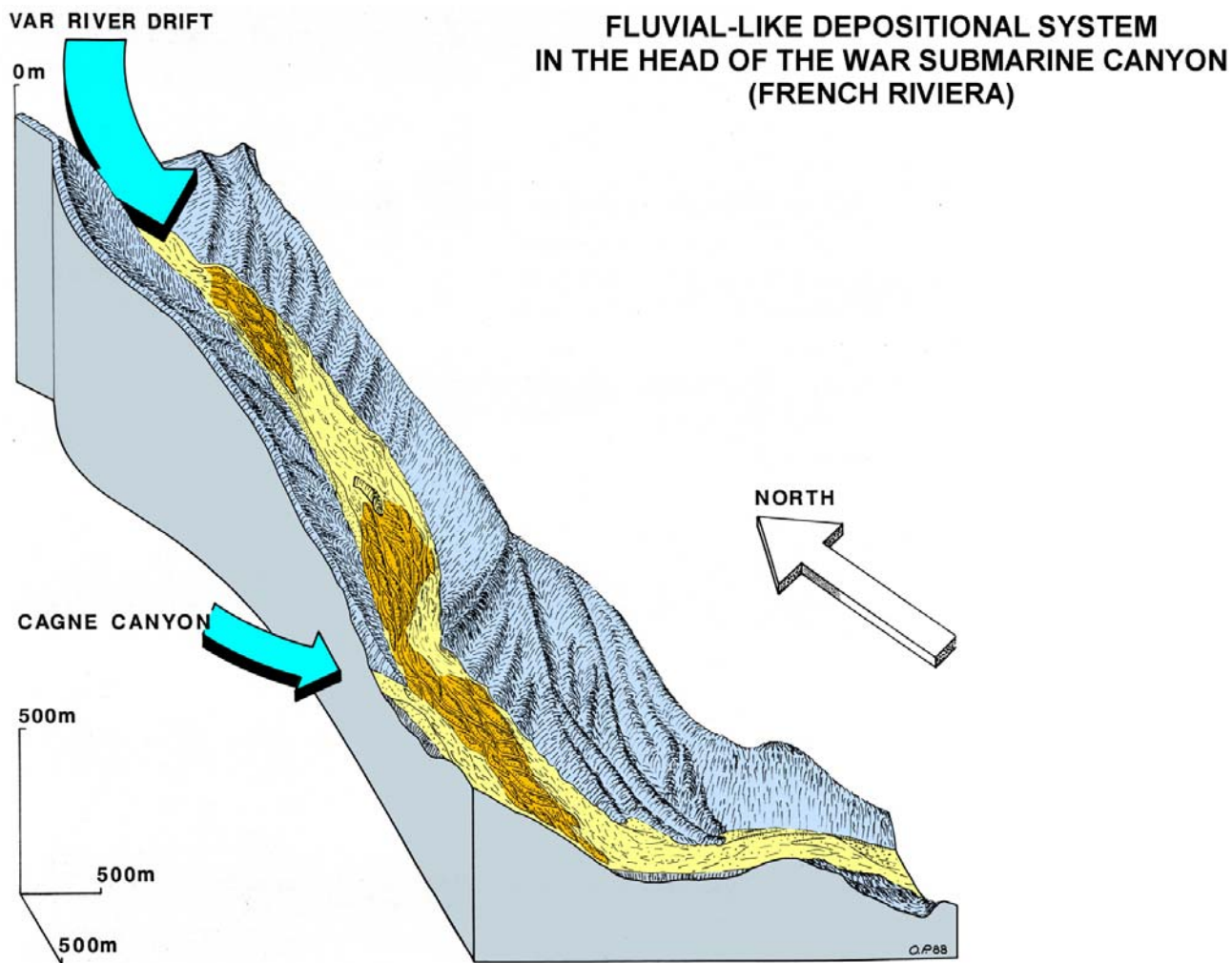


Figure 99 : Suite.

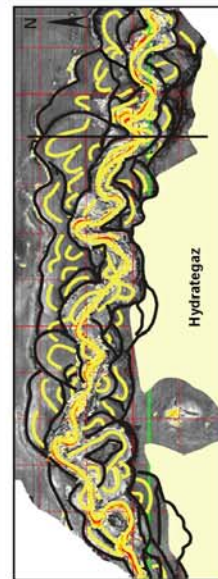
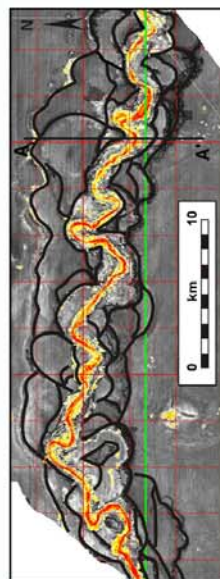
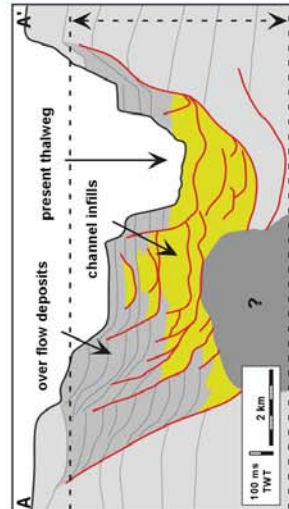
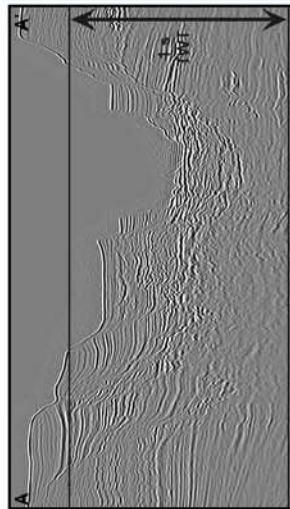
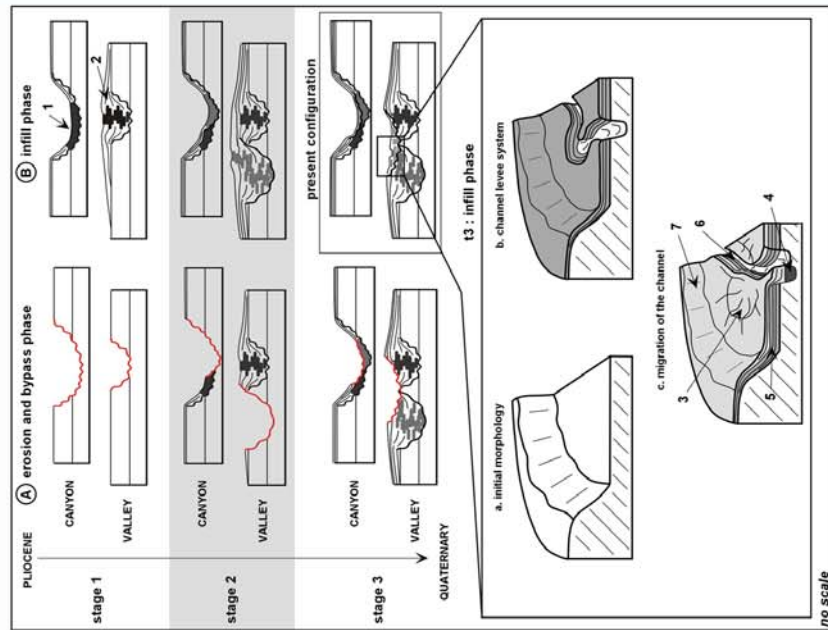


Figure 100 : Mode de formation et d'évolution du canyon du Zaïre (Ferry *et al.*, 2004, figs 6 et 7).

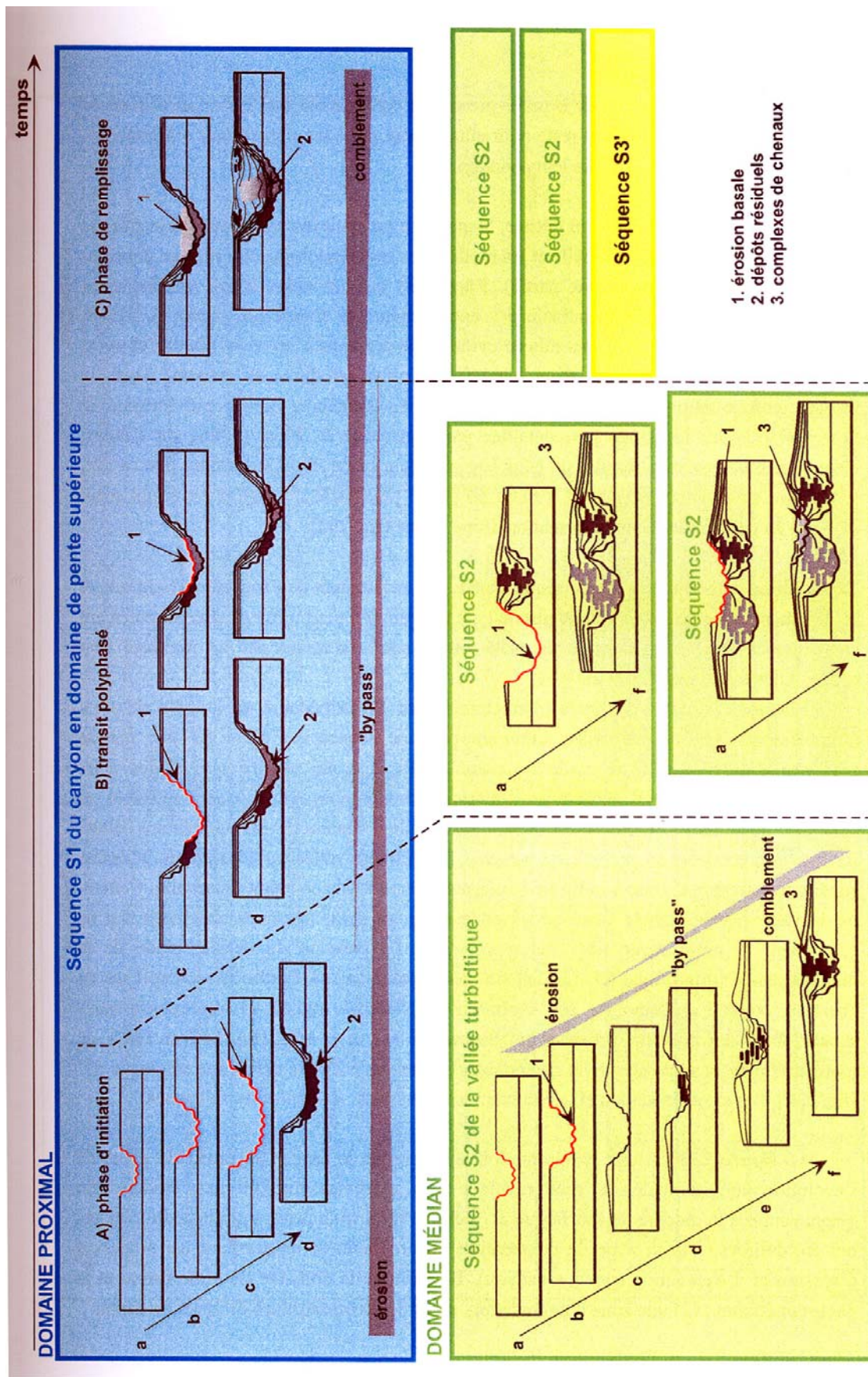


Figure 232. Diagramme schématique de reconstitution de l'évolution des systèmes turbiditiques en partie proximale et médiane du système : les séquences de mise en place et de fonctionnement S1 de (A) à (C) et S2 de (a) à (f); horizontalement : évolution au cours du temps de chaque séquence (S1 et S2); verticalement : corrélation spatiale de la séquence S1 avec plusieurs séquences S2.

Figure 101 : Evolution Amont – Aval de l'architecture des remplissages de chenaux ou de complexes de chenaux turbiditiques (Ferry, 2004).

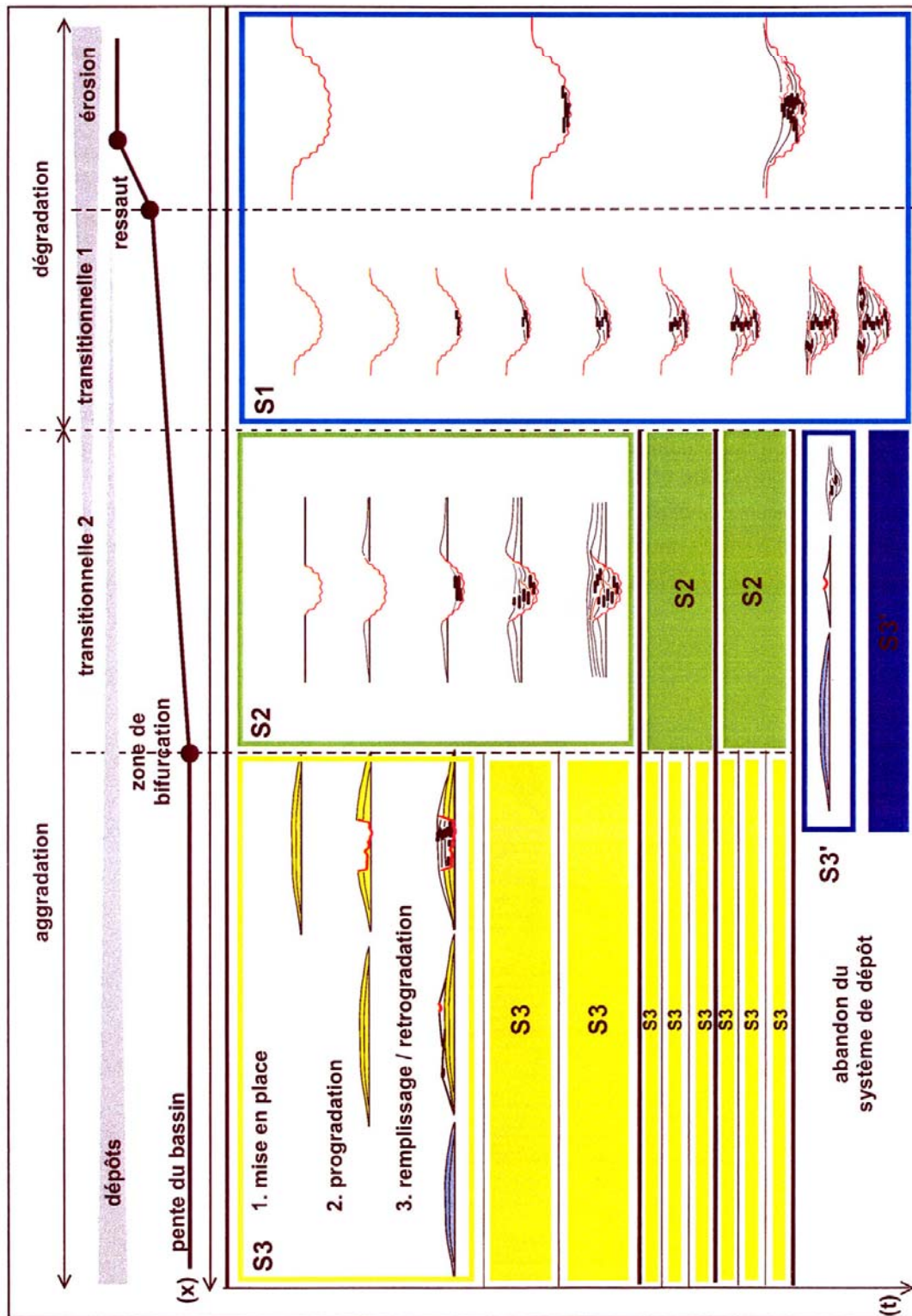


Figure 233; Diagramme schématique de reconstitution de l'évolution longitudinale et stratigraphique des systèmes turbiditiques depuis la partie proximale jusqu'à la partie distale du système en fonction du profil de la pente; corrélation des séquences turbiditiques S1, S2 et S3; horizontalement : évolution spatiale du système; verticalement : évolution temporelle du système.

Figure 101 : Suite.

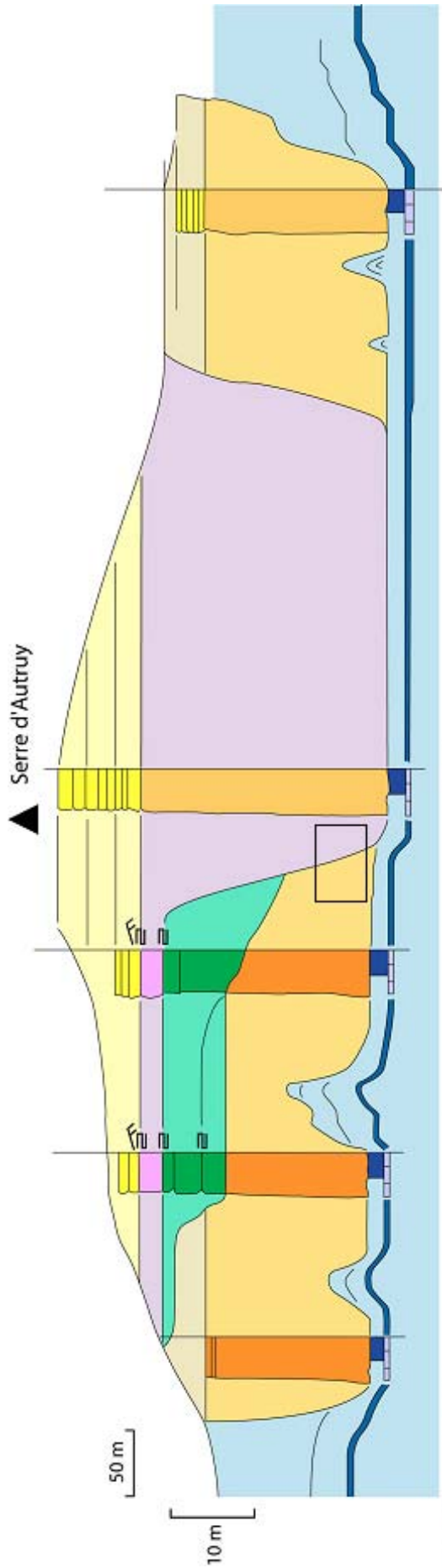


Figure 102 : Le complexe chenalisant de Saint-André-de-Rosans : un exemple terrain de LOSC.

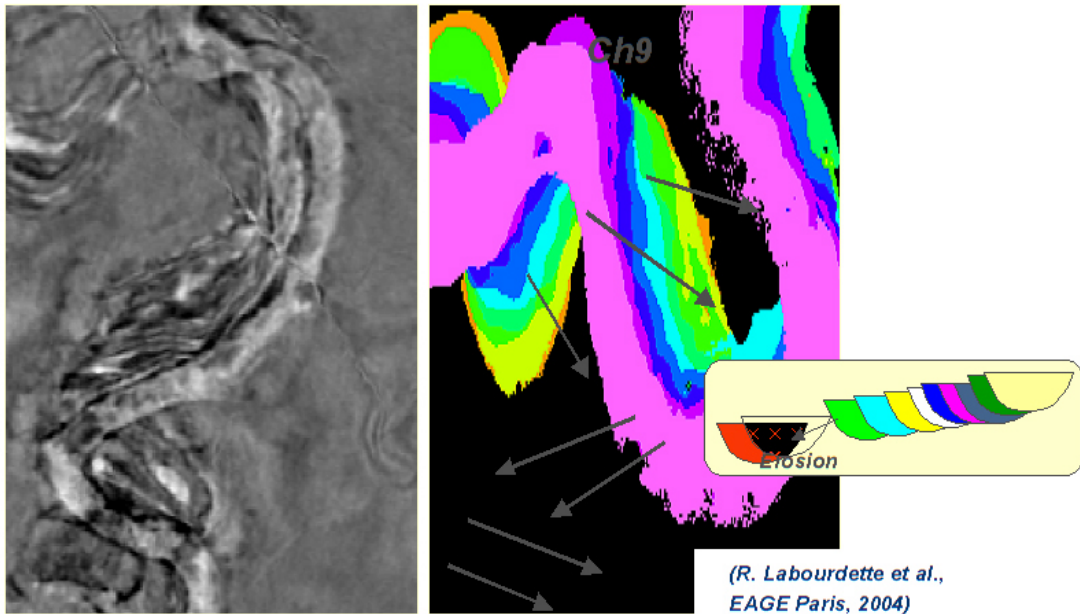
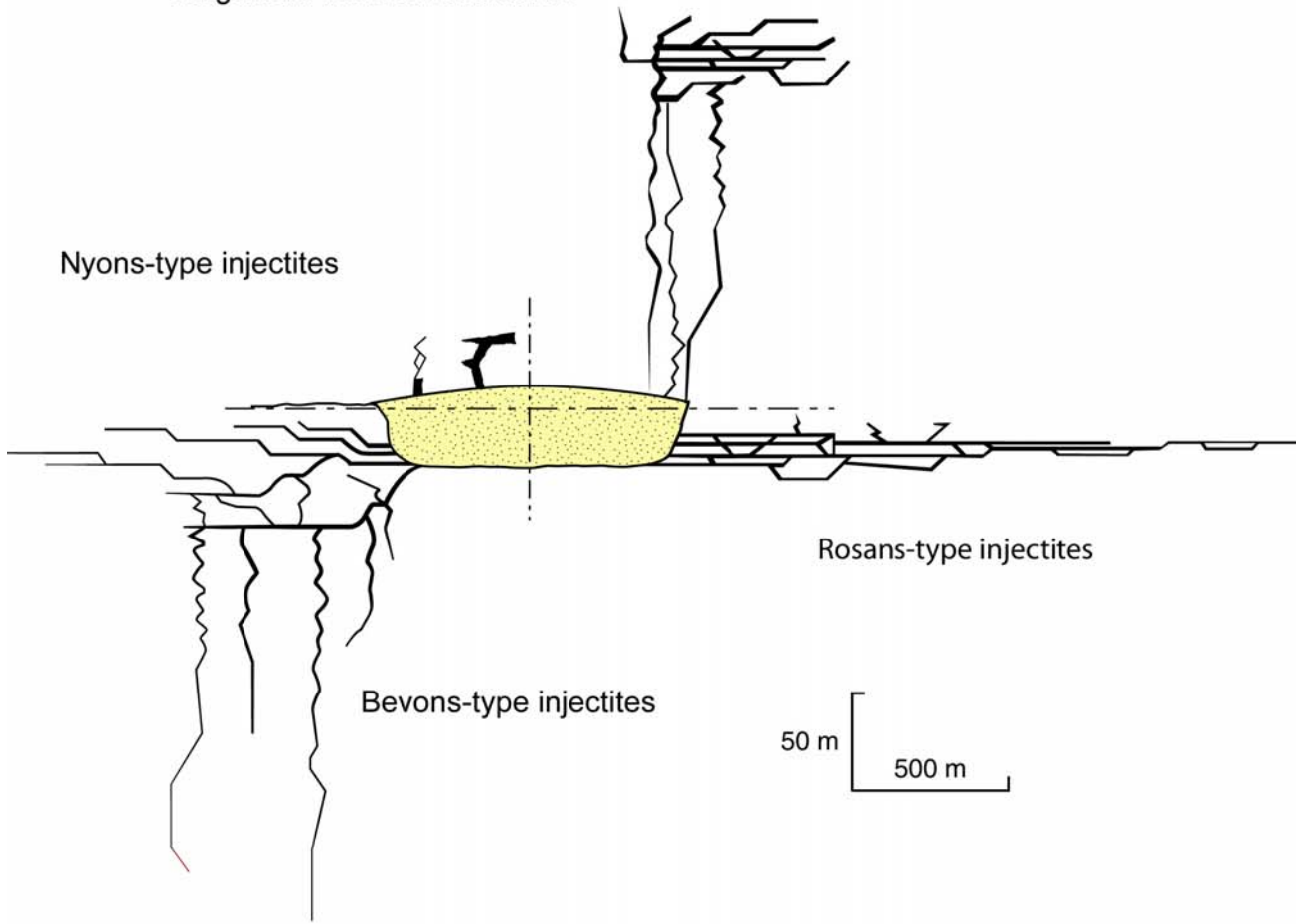


Figure 103 : Un exemple de LOSC en subsurface (Labourdette *et al.*, 2004).

EXTERNAL RESERVOIR HETEROGENEITIES:
Large fluid transfert structures



INTERNAL RESERVOIR HETEROGENEITIES:
Sedimentary "mélanges" and related facies

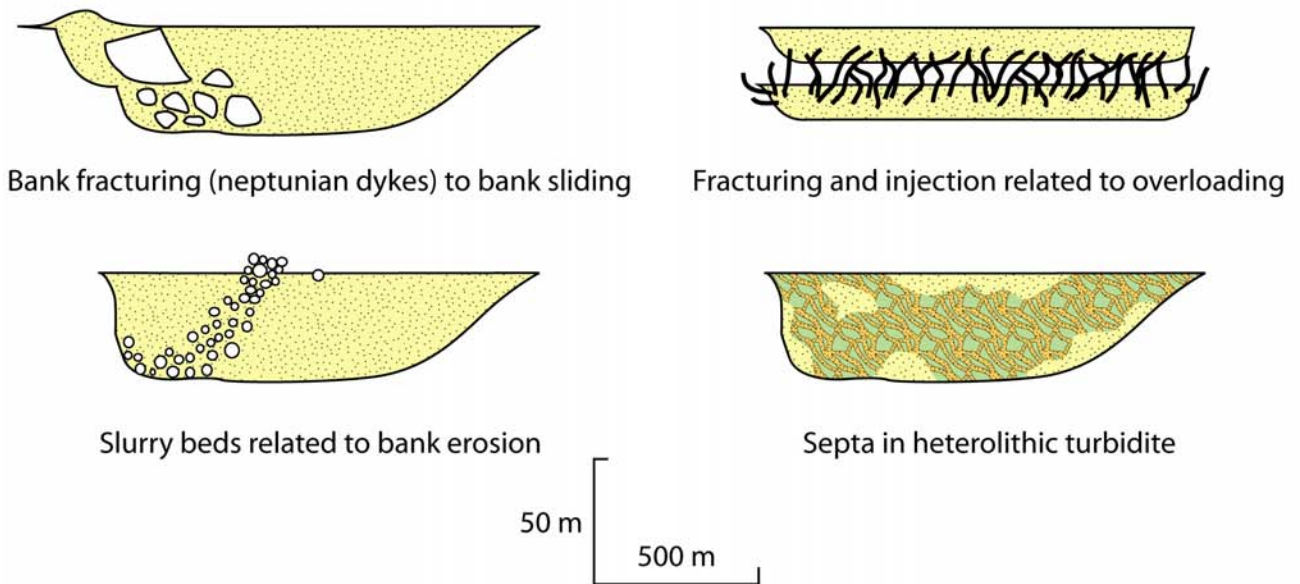


Figure 104 : Les hétérogénéités associées aux systèmes turbiditiques confinés : externes *versus* internes selon leur relation avec le remplissage du chenal.

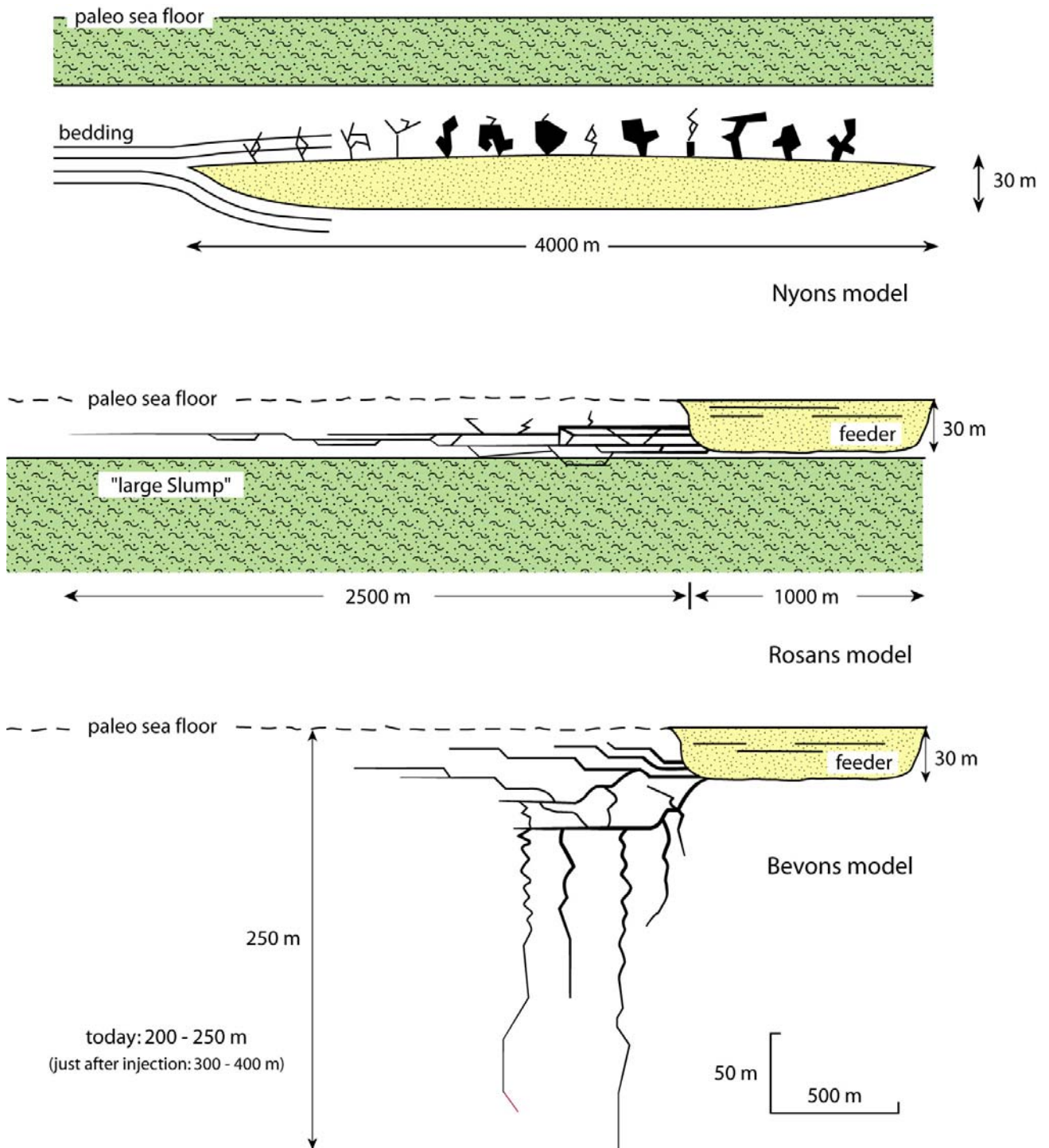


Figure 105 : Les hétérogénéités externes : les dykes et les sills gréseux sédimentaires. Elles correspondent à des objets *per descensum* ou *per ascensum* associés aux sables massifs turbiditiques.

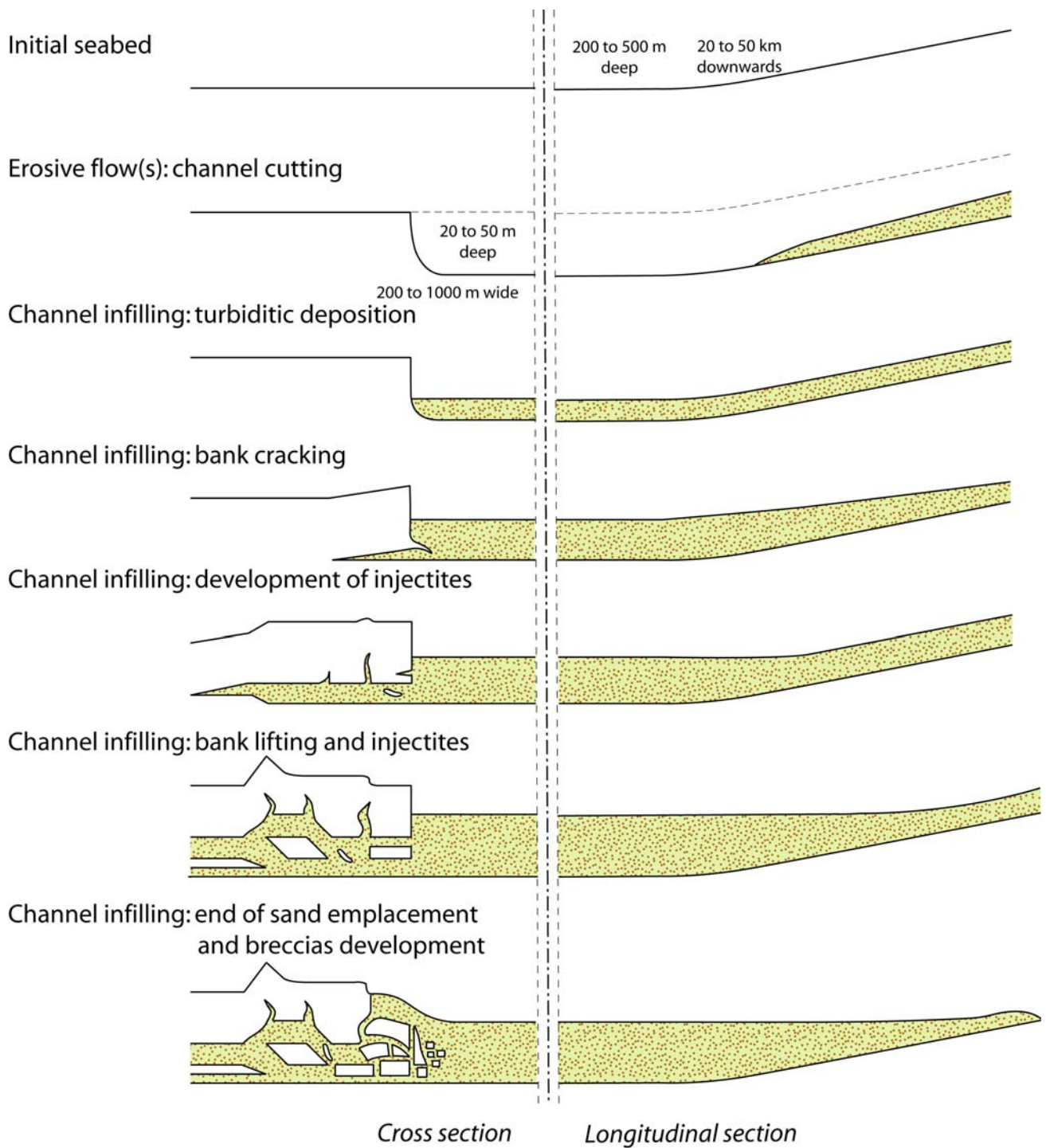


Figure 105 : Suite. Un scénario de mise en place synsédimentaire.



Figure 106 : Des hétérogénéités dans la caisse filonienne. Relation entre la forme des injectites et la rhéologie de la roche encaissante.

Injection shape

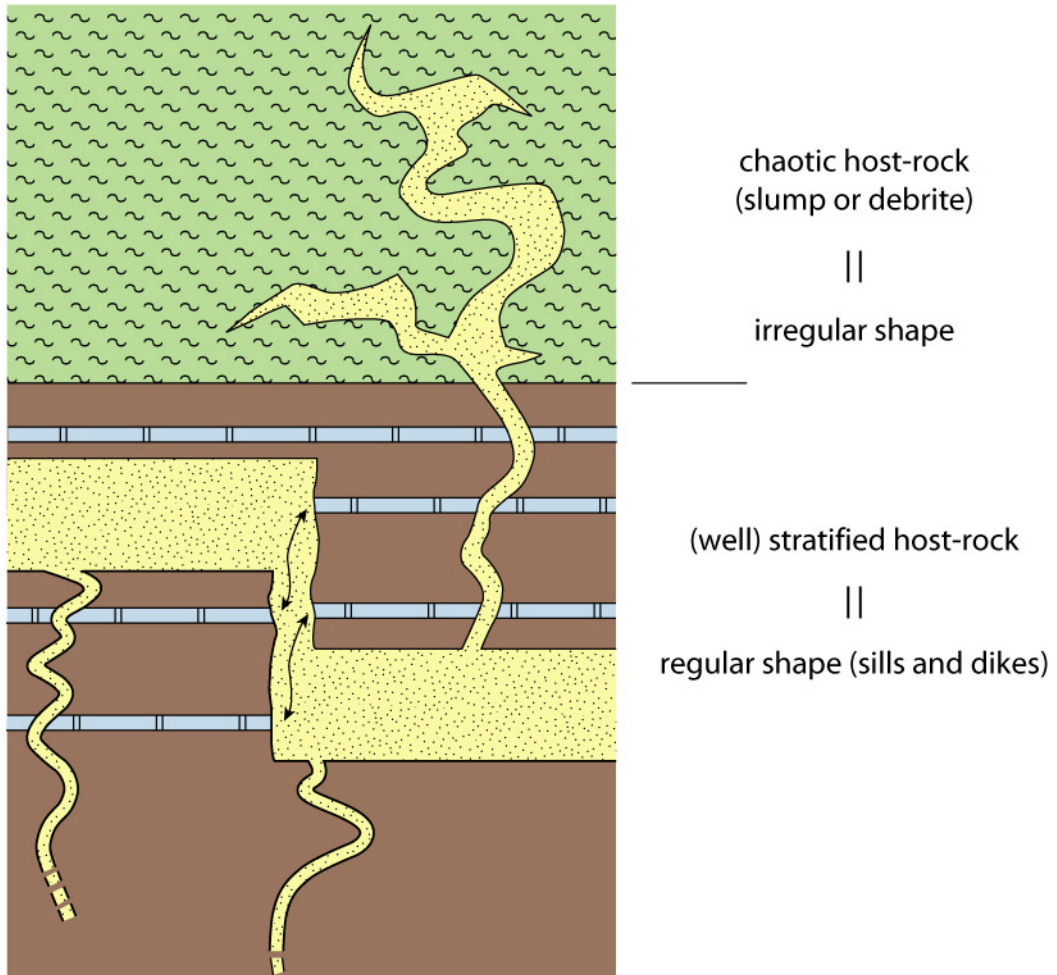


Figure 106 : Suite.

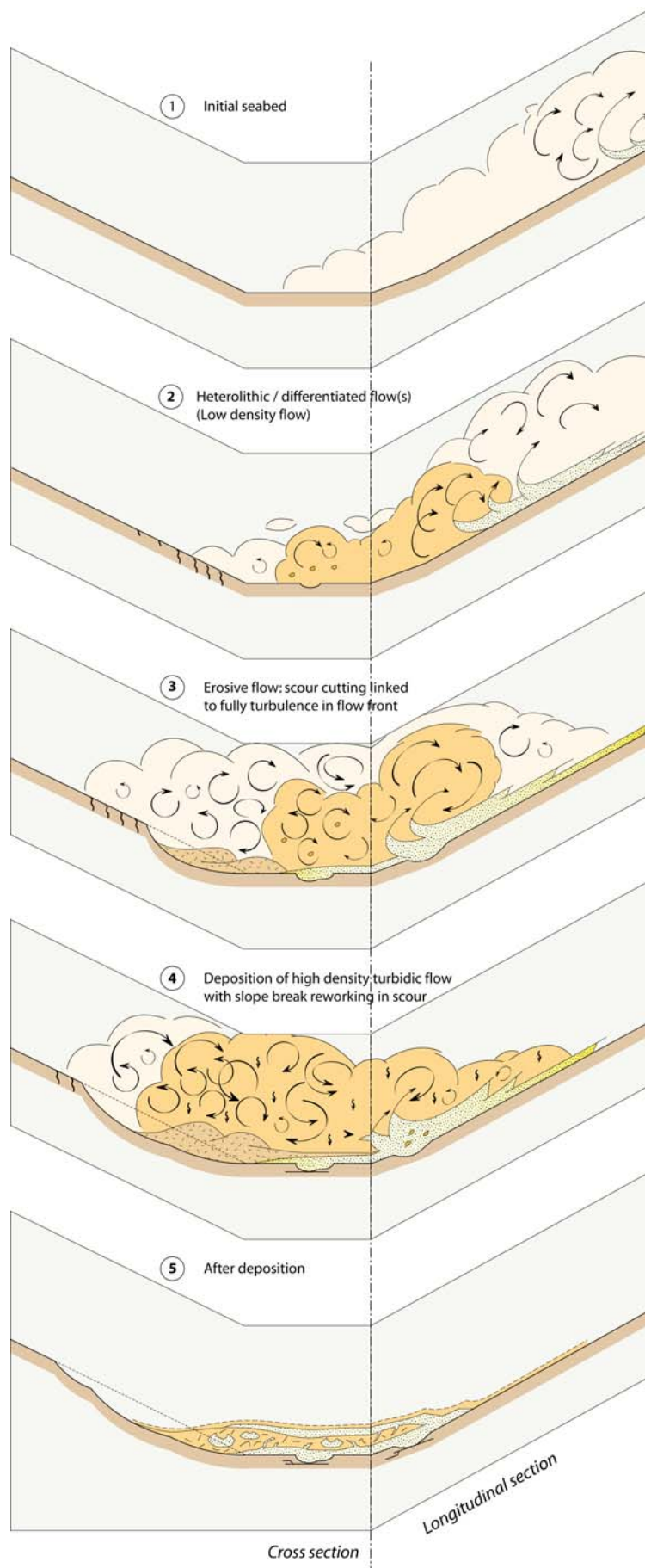


Figure 107 : Les hétérogénéités internes : *septa* et pseudodébrites. Modèle de mise en place et guides de prospection.

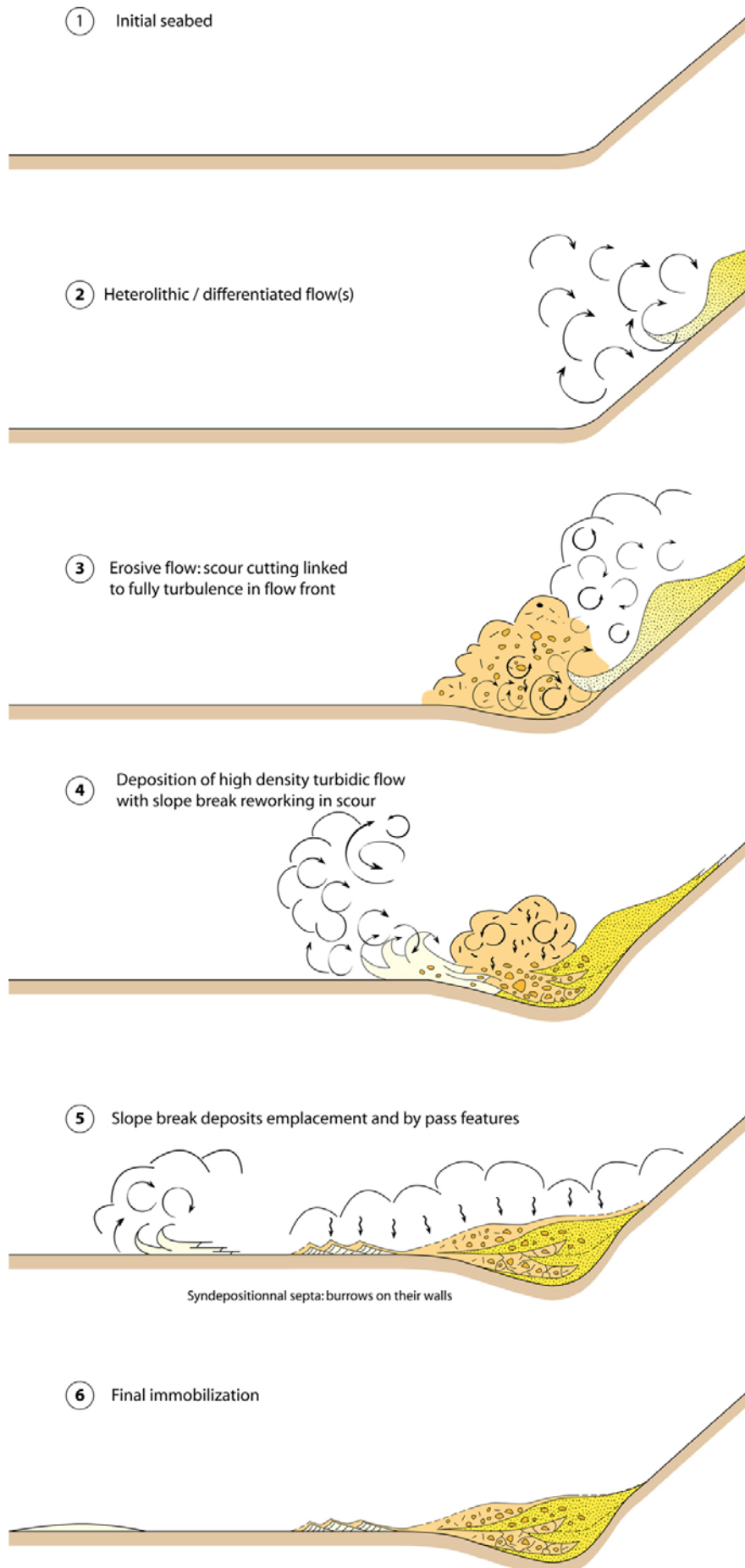


Figure 107 : suite modèle de mise en place des pseudo-débrites.

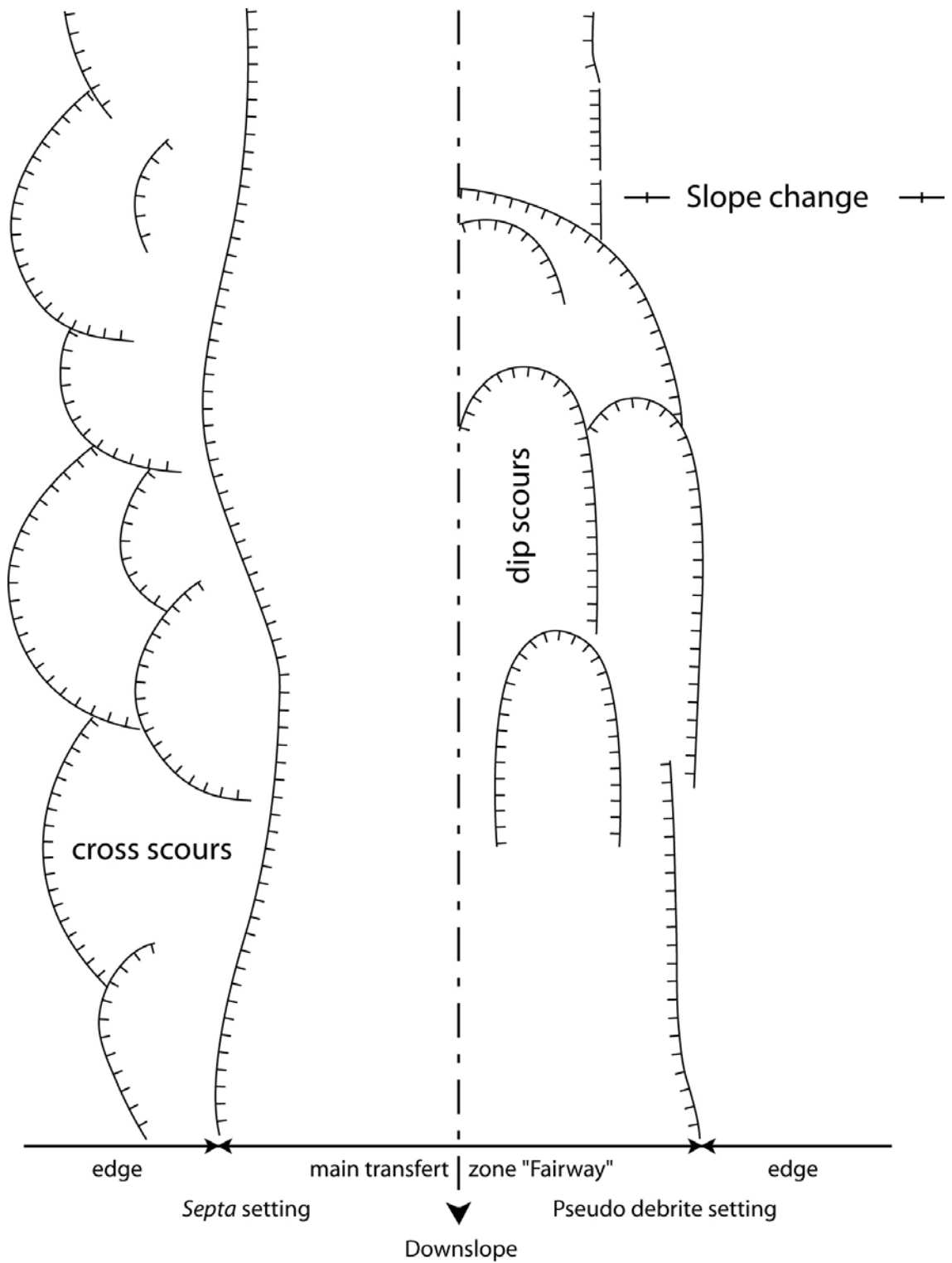


Figure 107 : suite et fin.

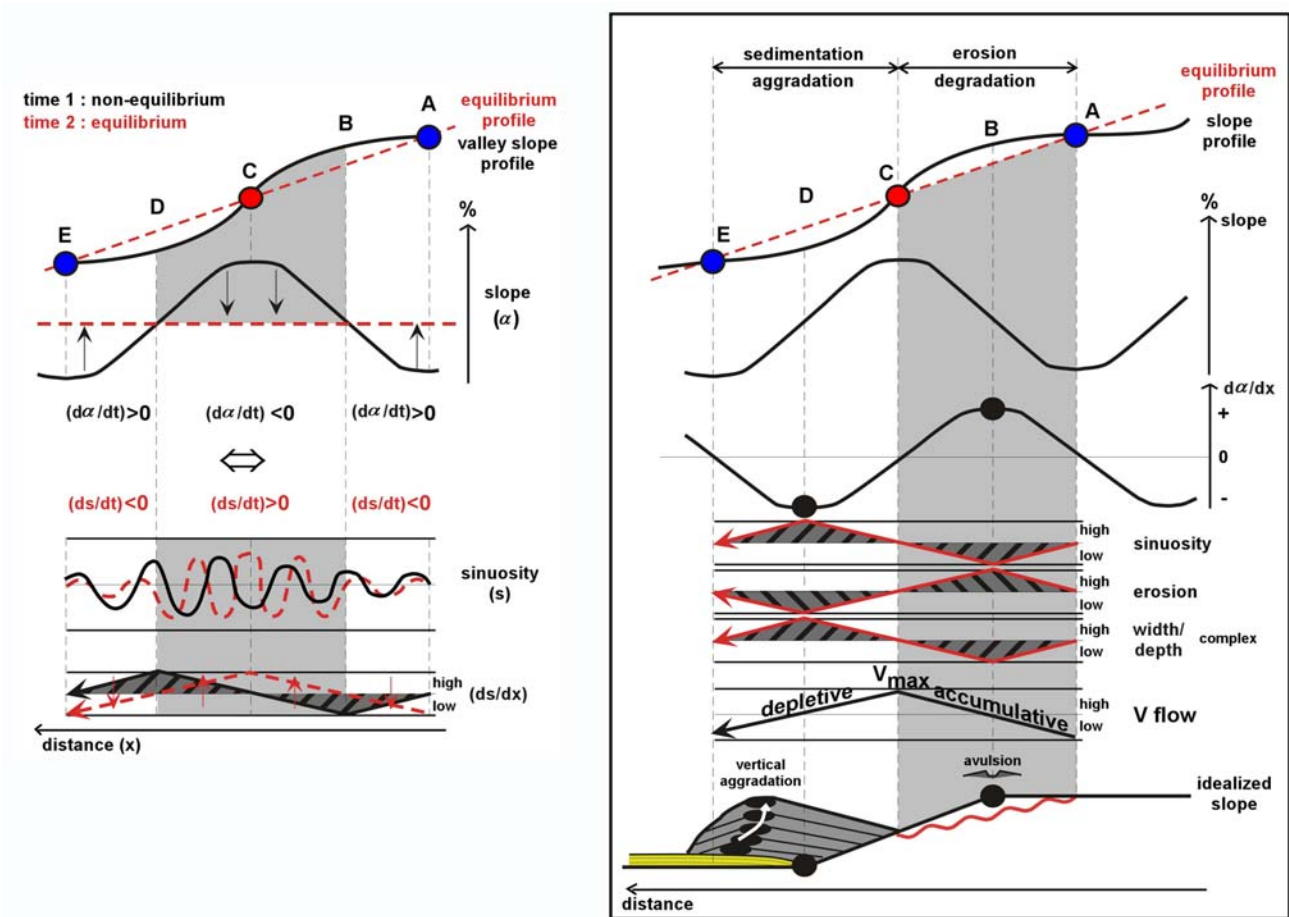


Figure 108 : Les variations de la sinuosité, la largeur et la profondeur de l'incision basale, l'apparition des dépôts de lobes et de levées, la localisation des zones d'aggradation verticale et d'avulsions des chenaux se corrént avec les variations longitudinales de la pente (Ferry *et al.*, 2004).

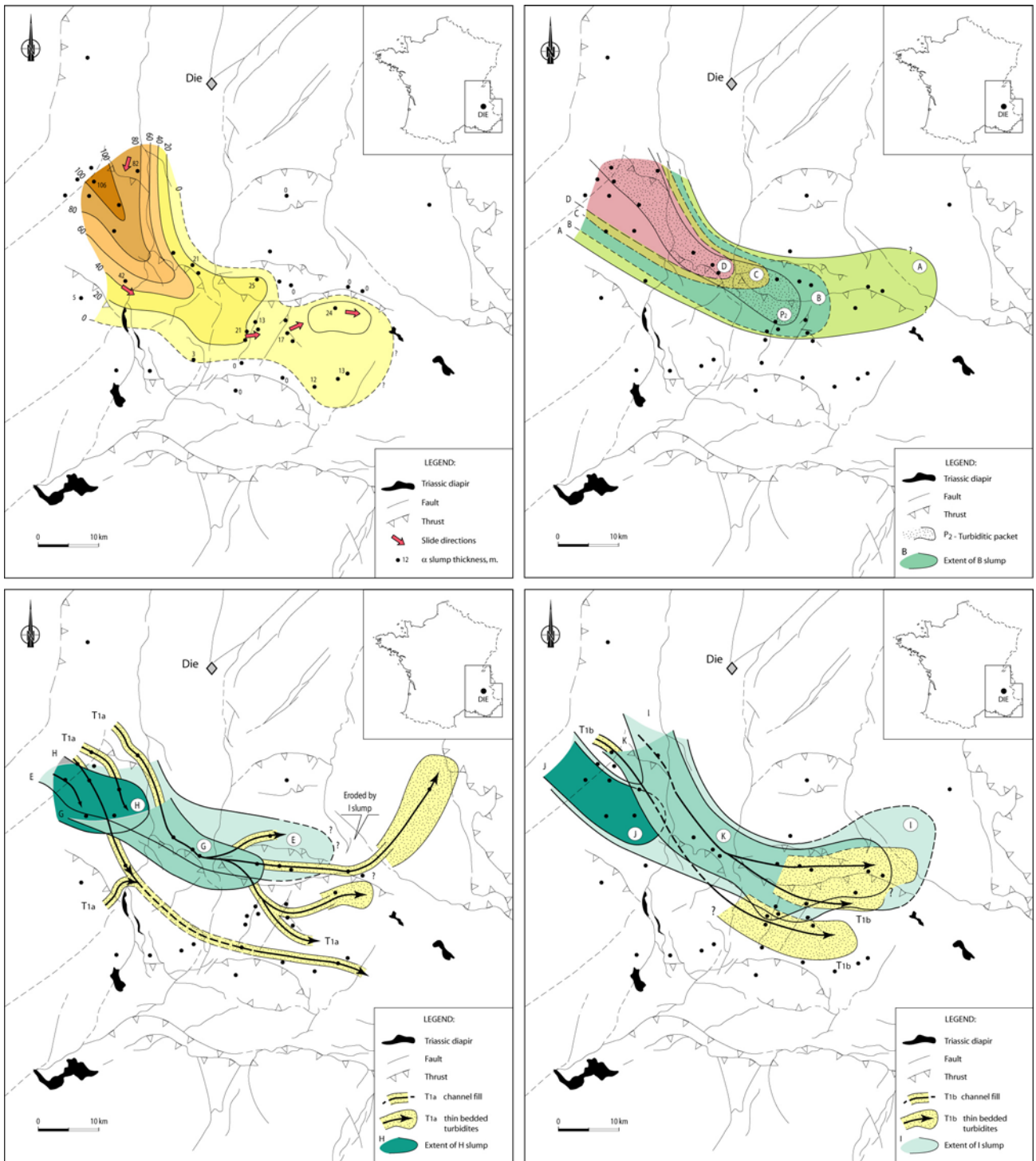


Figure 109 : L'extension cartographique des principaux corps sédimentaires aptiens vocontiens (Friès & Parize, 2003). Il n'est pas indispensable d'opérer une reconstitution palinspatique pour une restitution paléomorphologique : il faut seulement s'assurer que l'orographie actuelle accentue la physiographie au moment du dépôt

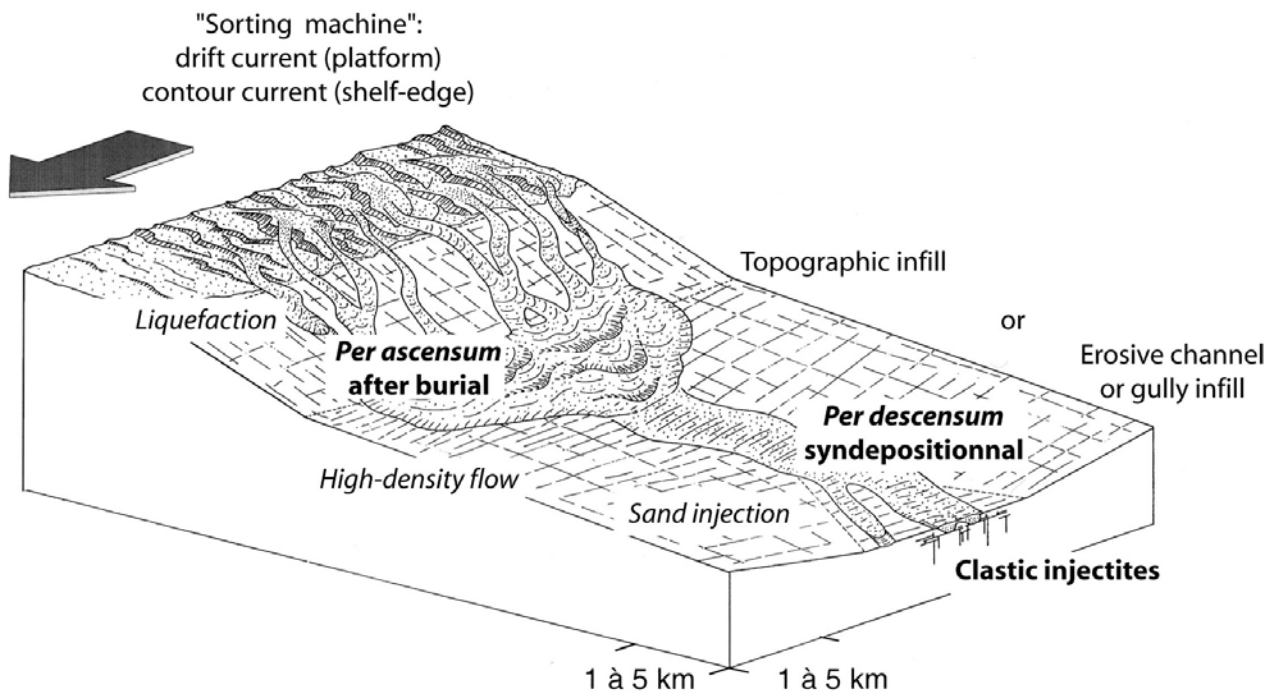


Figure 110 : Un modèle pour les Sables massifs turbiditiques : l'exemple du domaine vocontien (Parize *et al.*, 1998 ; Parize *et al.*, 2007). La source et la topographie contrôlent leur localisation.

Bioclastic dunes Burdigalian - Vacqueyras

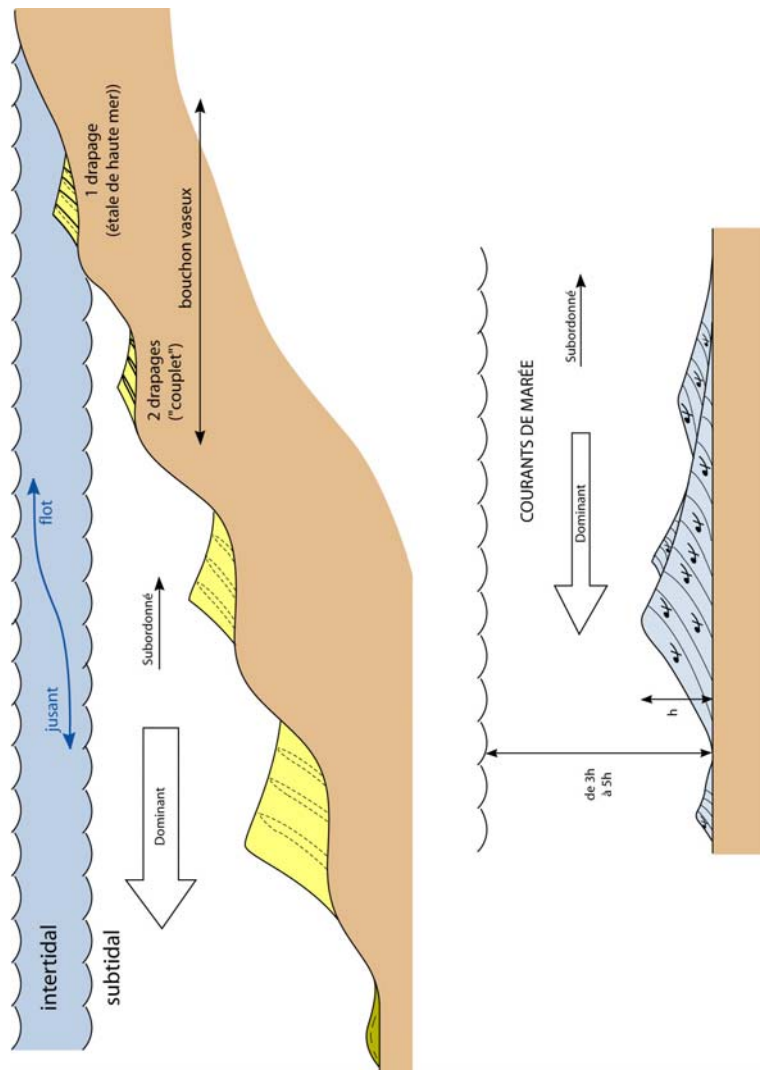
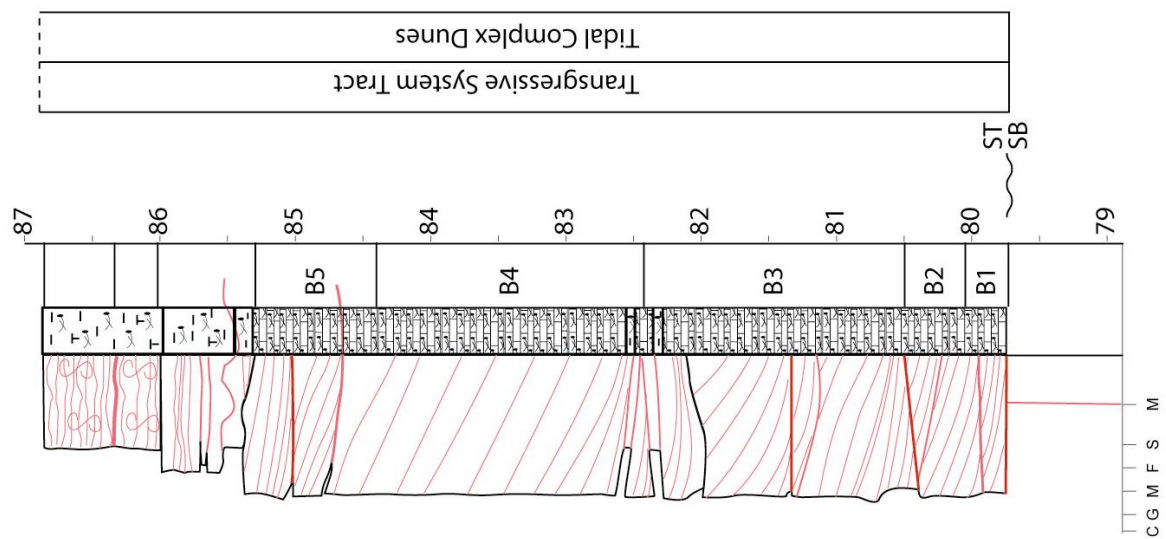


Figure 111 : Les barres tidales bioclastiques burdigaliennes de Vacqueyras.

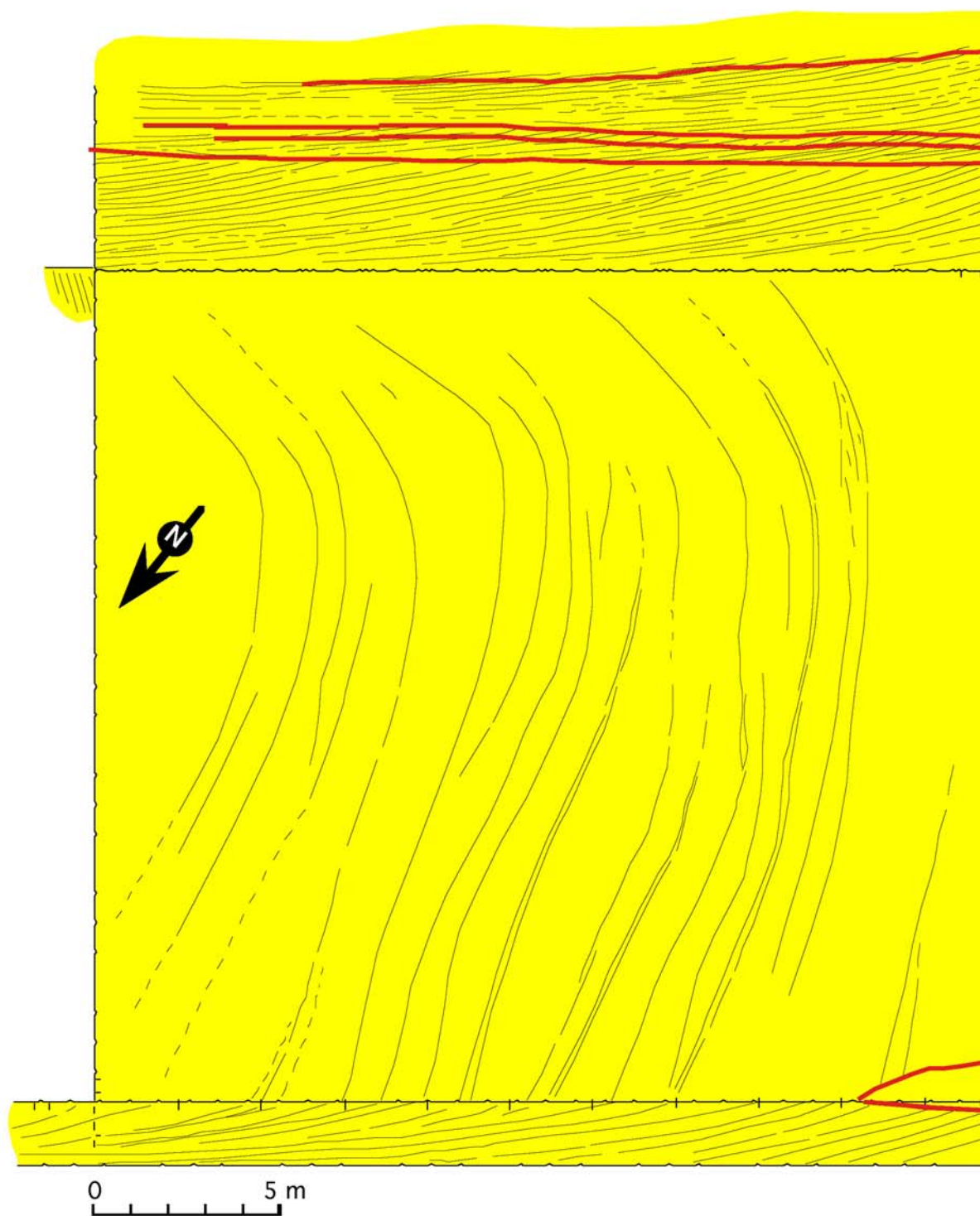


Figure 112 : Les barres tidales bioclastiques de Saint-Gens (Burdigalien, Saint-Didier ; Parize, 1996).

Le complexe de barres et de bancs tidaux de Saumane - Vénasque

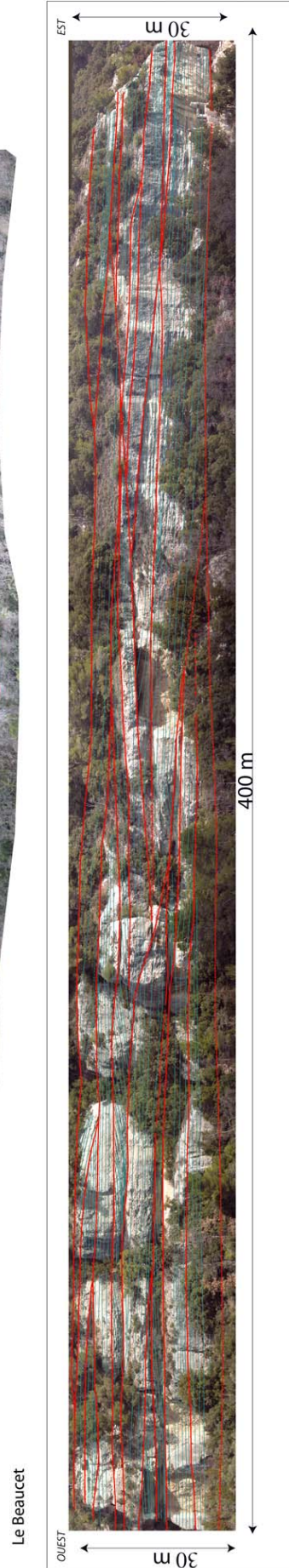
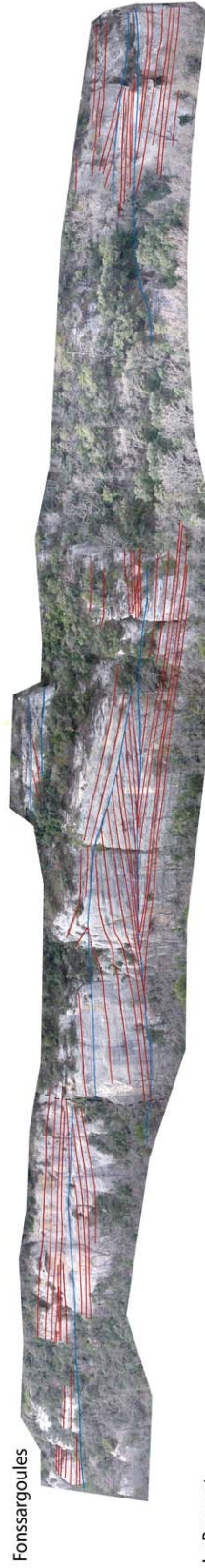
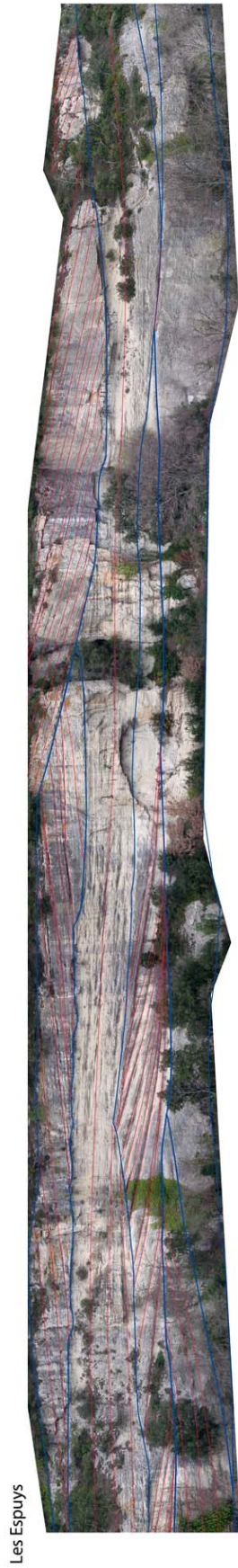


Figure 113 : Des exemples de barres tidales (Burdigalien, Vénasque ; Descote & Parize, en cours).

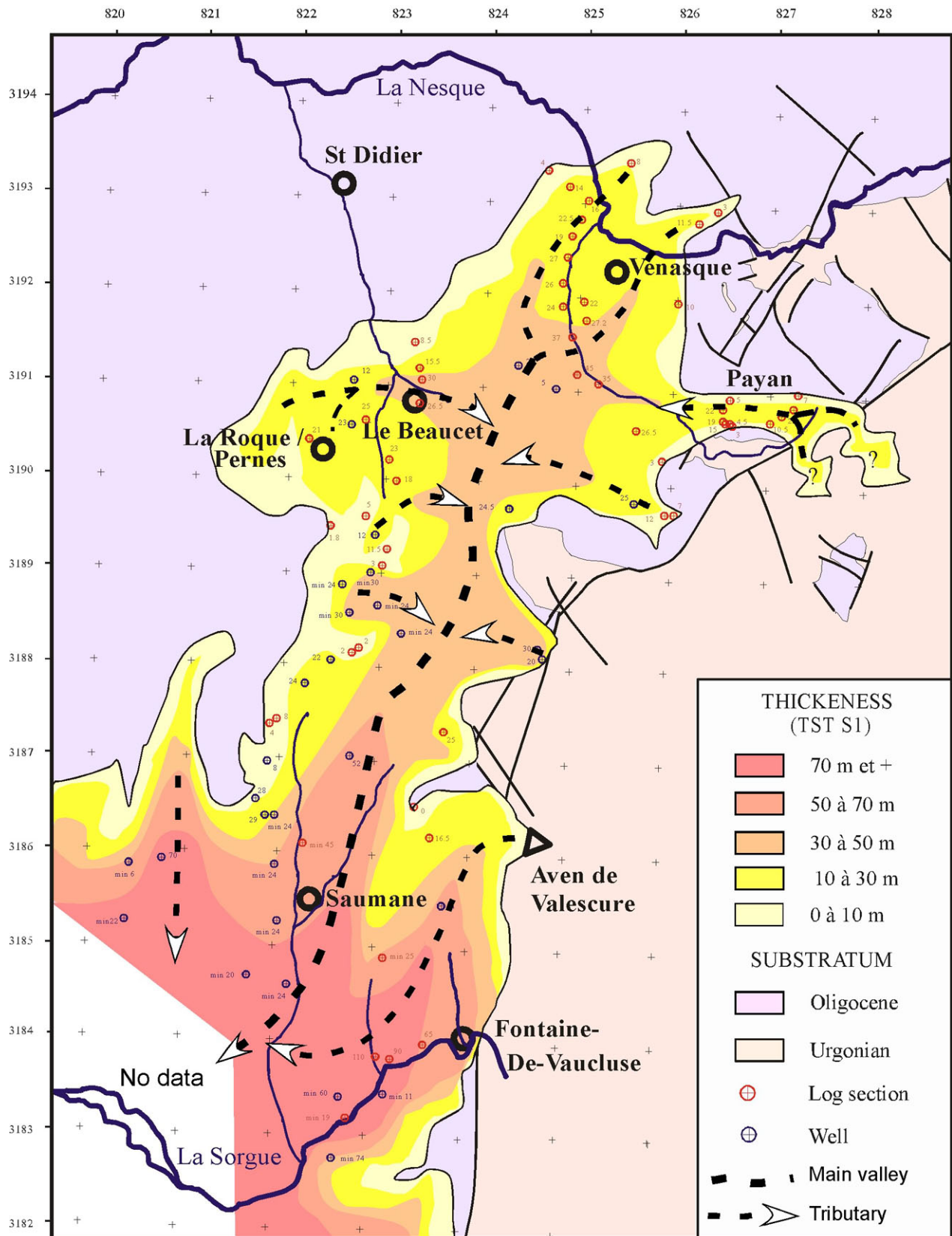


Figure 114 : Cartographie en isopaches du complexe de barres tidales (région de Venasque, Fontaine-de-Vaucluse, *in* Besson, 2000).

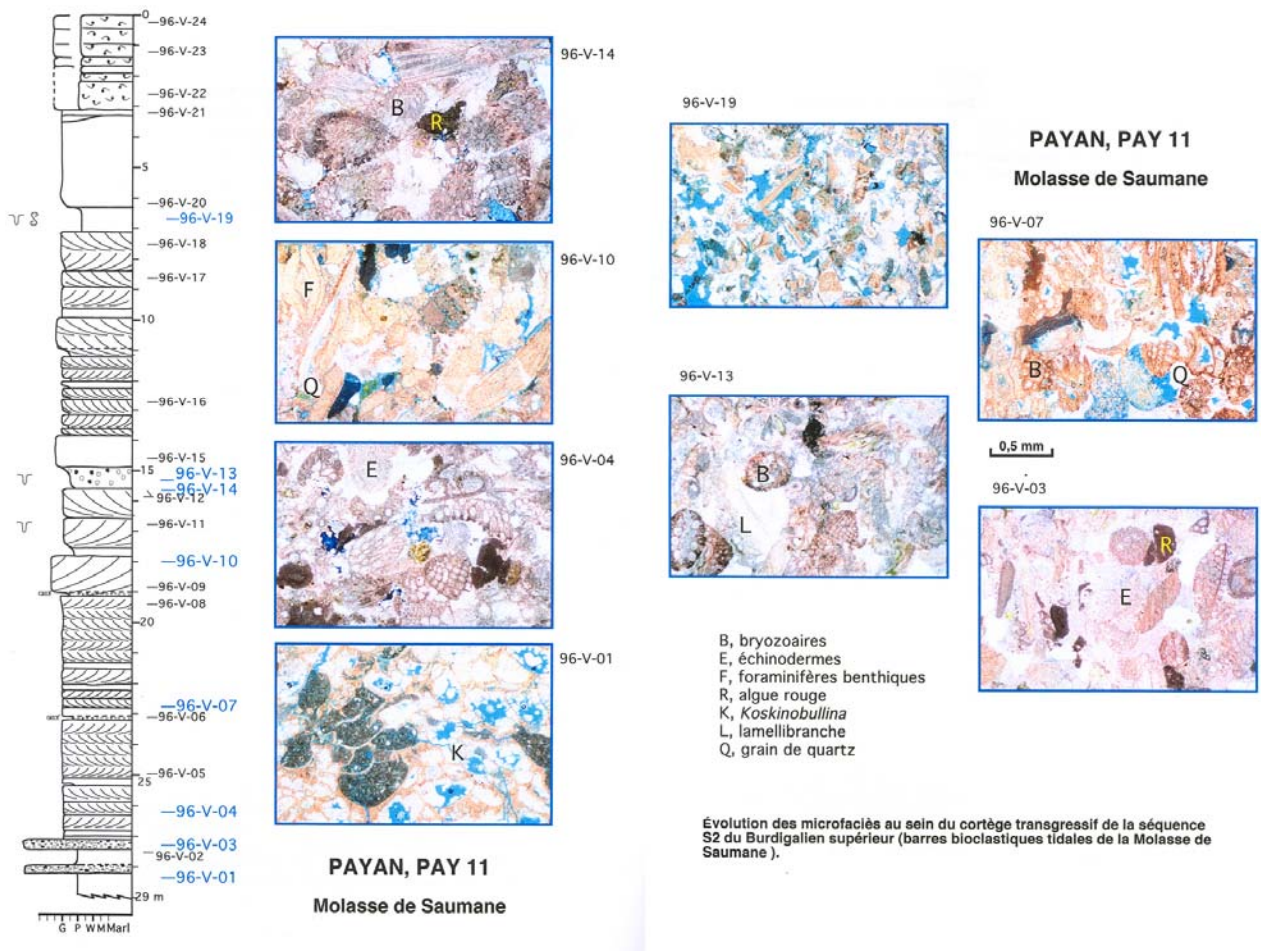


Figure 115 : Composition bioclastique des carbonates de plate-forme de la région de Venasque (Parize, 1996).

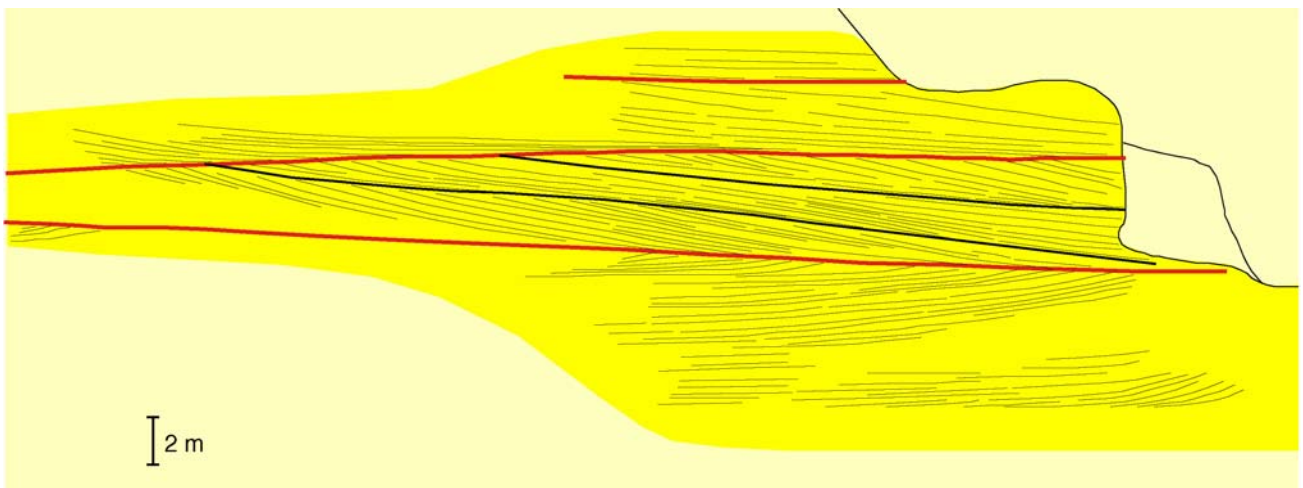


Figure 116 : Exemple de dunes composites (Burdigalien, Saint-Gens ; Parize, 1996).



Figure 117 : Des exemples de très grandes dunes tidales (Burdigalien, région de Vénasque ; Parize, 1996).

Banc Sableux de Jouvenal - Vénasque (Sud Est de la France)
 Dessin d'affleurement et mesures associées (litage principal + mégarides associées)

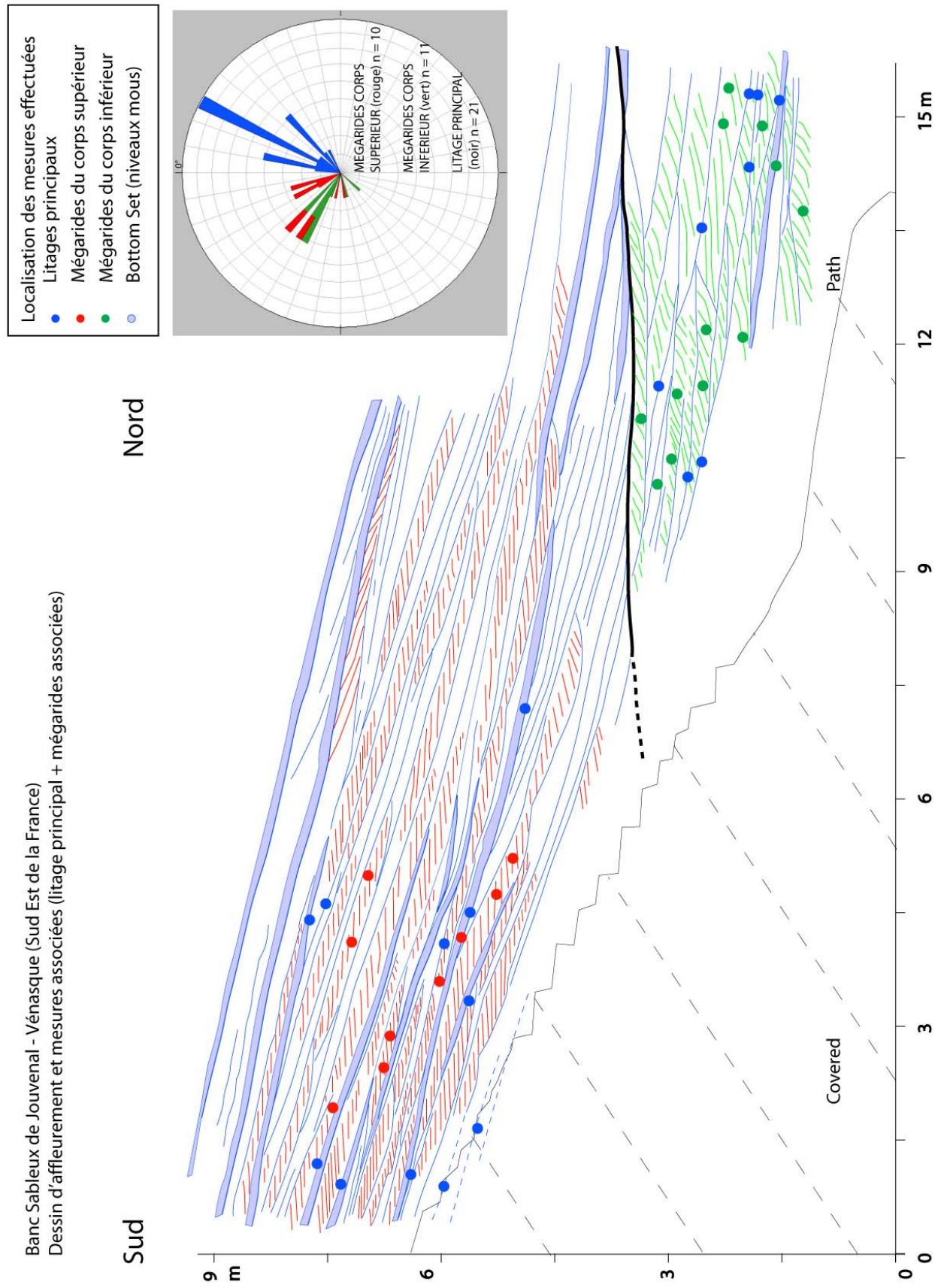


Figure 118 : Exemple de remplissage de chenaux méandriformes en contexte tidal.

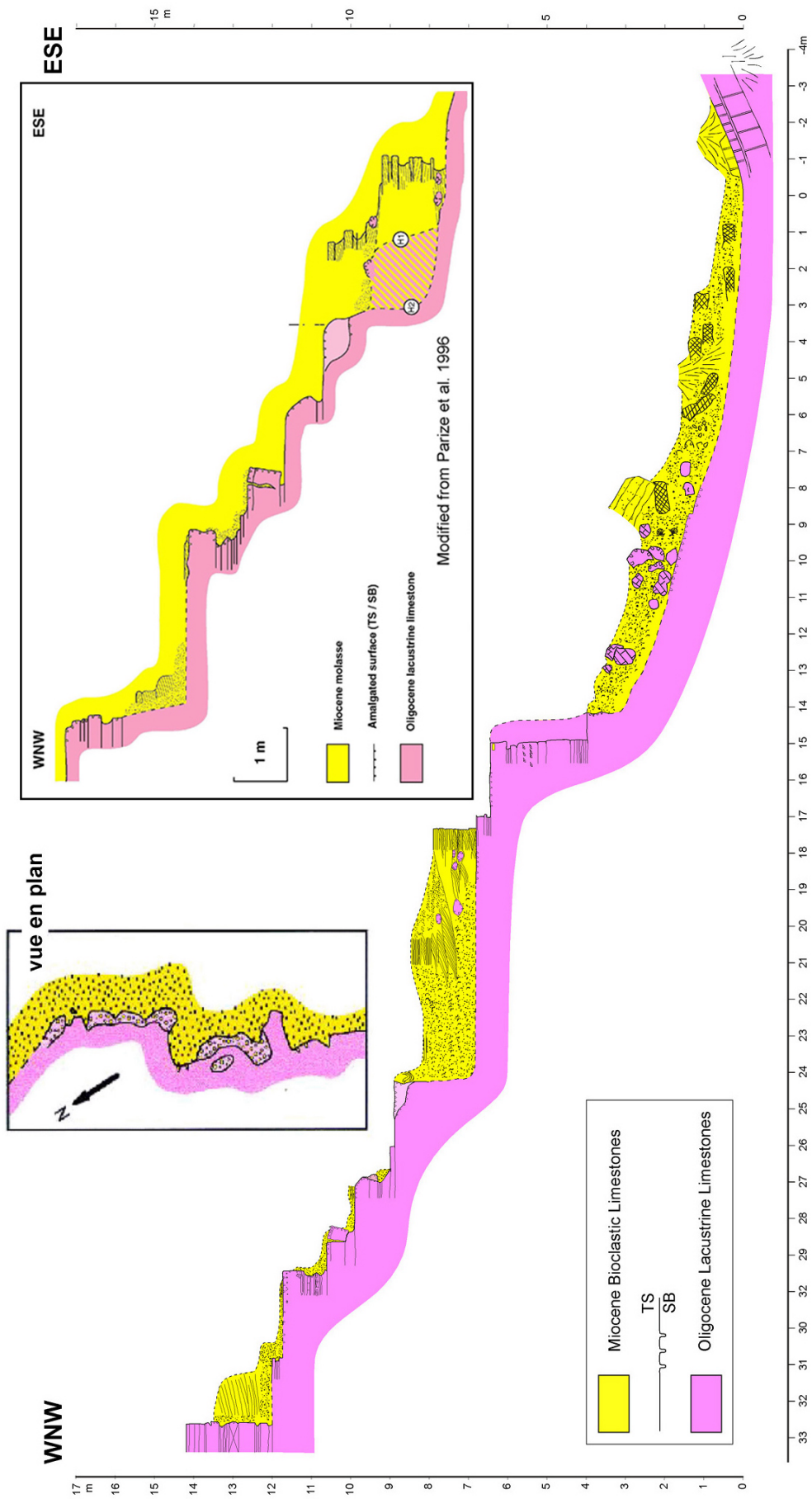


Figure 119 : Le flanc de la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse (Parize, 1996 ; Descote & Parize, en cours).

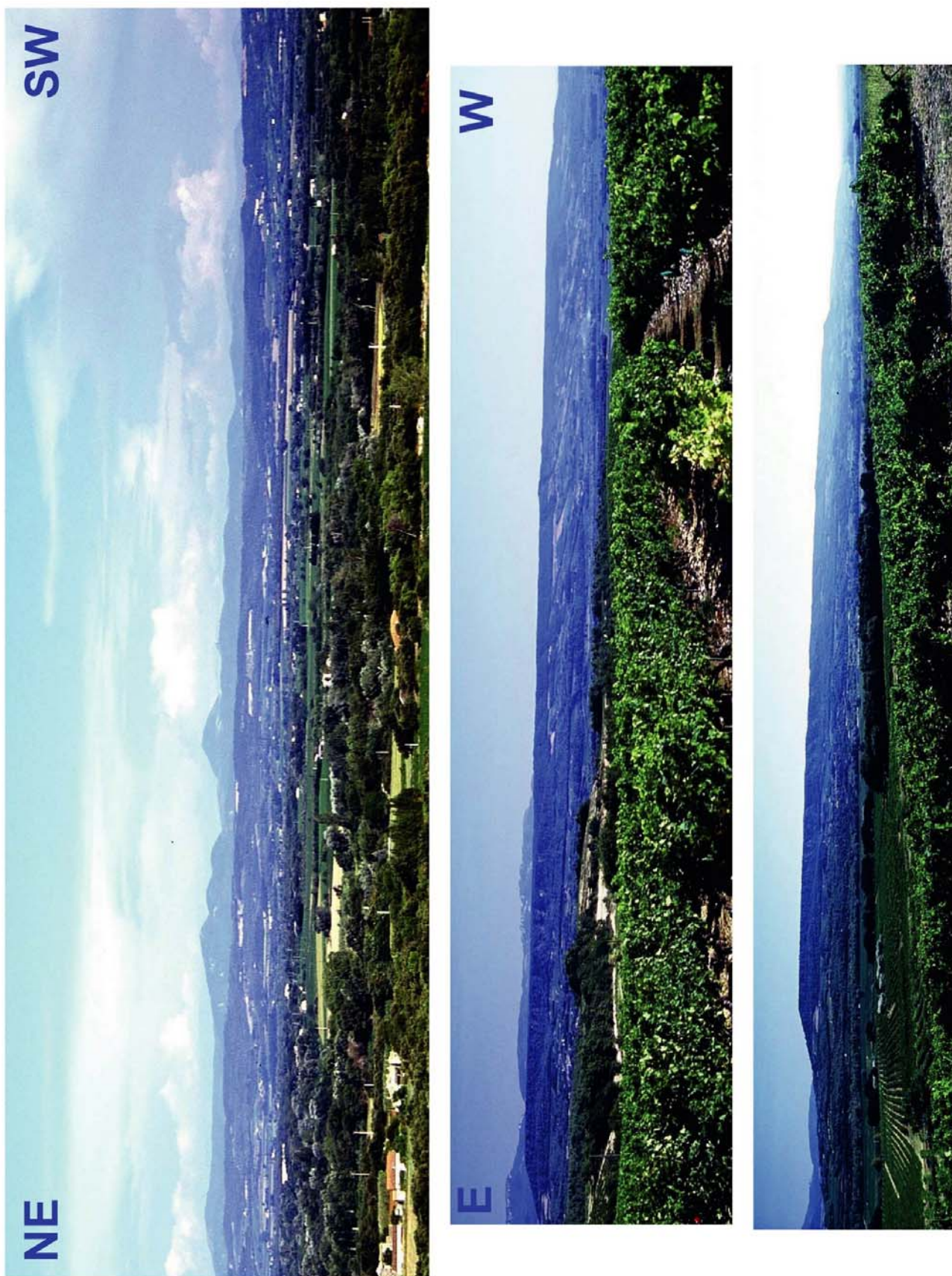
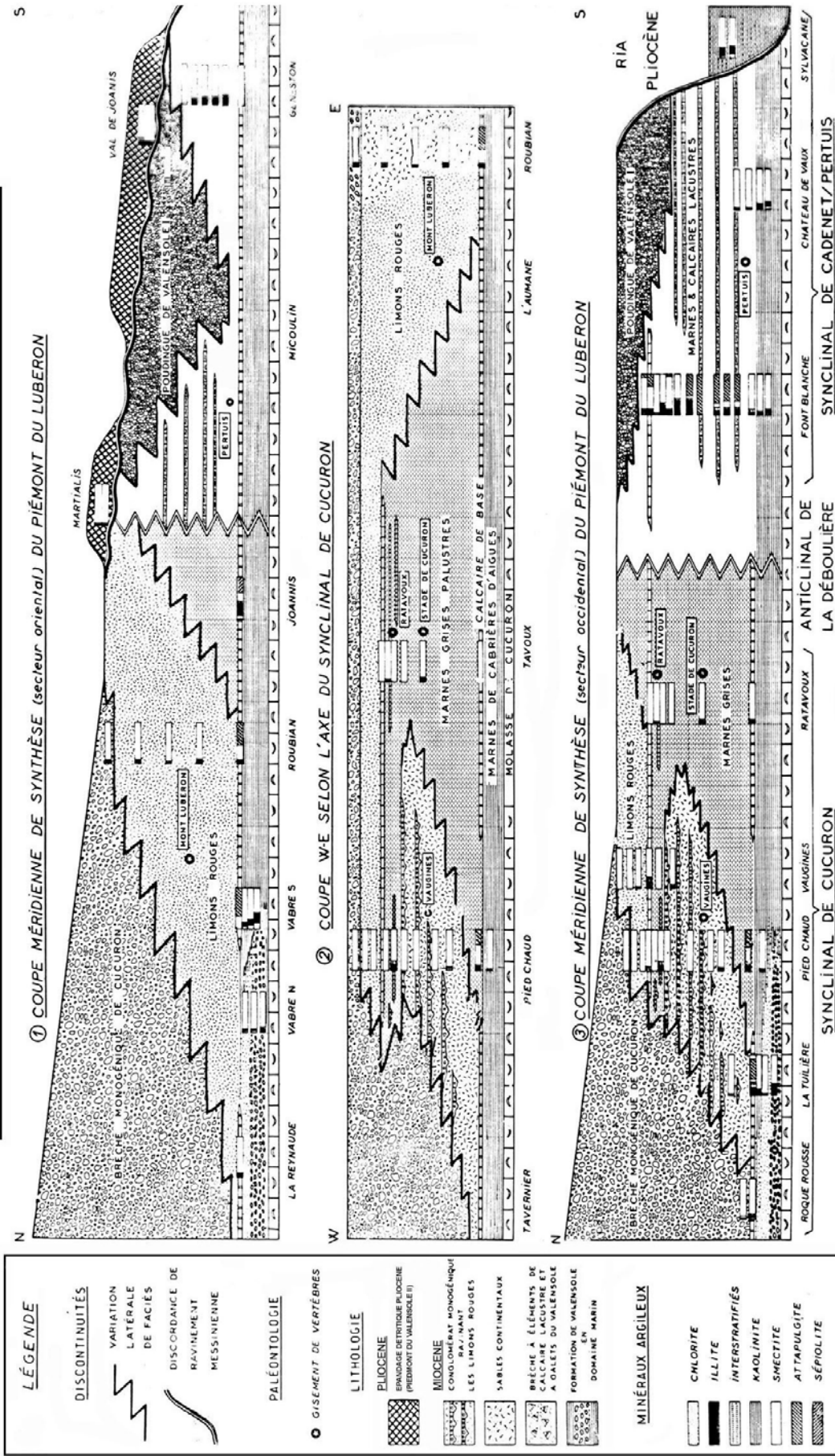


Figure 120 : Les piedmonts miocènes du BMRP : les piedmonts fini-tortonien « Valensole I » de l'Aigues et de l'Ouvèze dans le bassin de Valréas, de Cucuron et de Digne Valensole ; la barre de Facibelle, un piedmont « Valensole 0 ».

La toposéquence sédimentaire du piémont tortonien de Cucuron (PROVENCE)

LES SPECTRES DES MINÉRAUX ARGILEUX DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES DU PIÉMONT DU LUBERON (PROVENCE)



D'après Clauzon et Robert (1984), modifié par Clauzon (2005) et par Clauzon et Parize en 2006

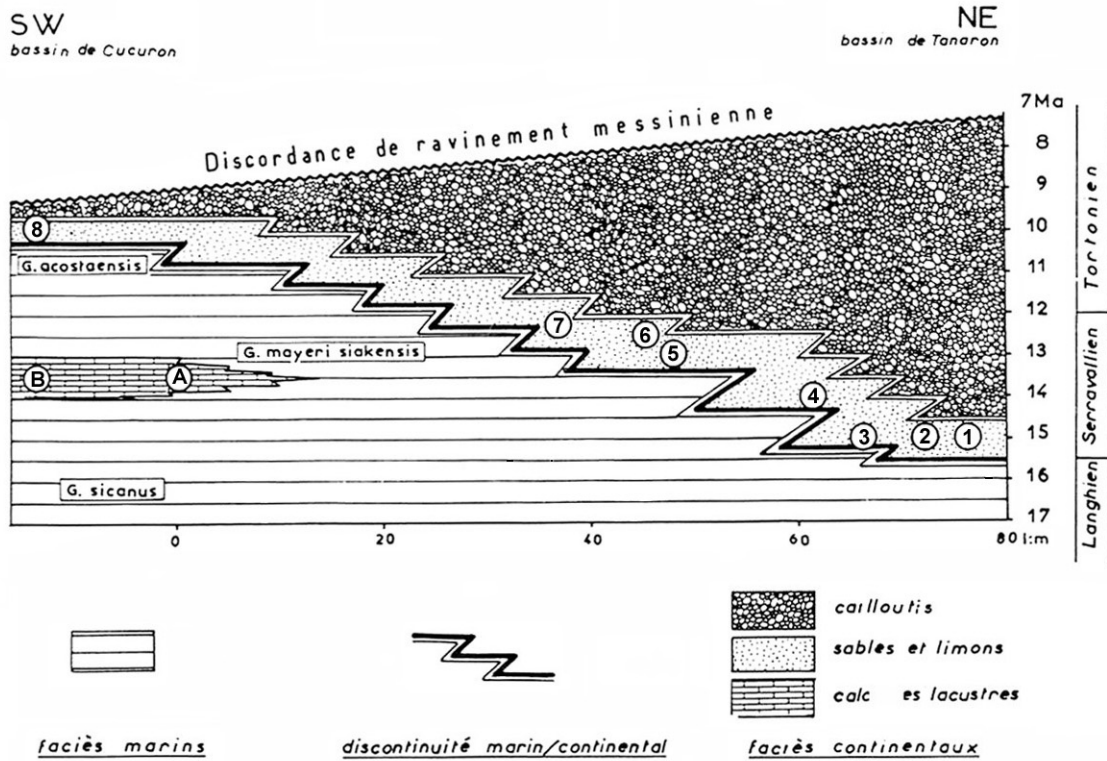
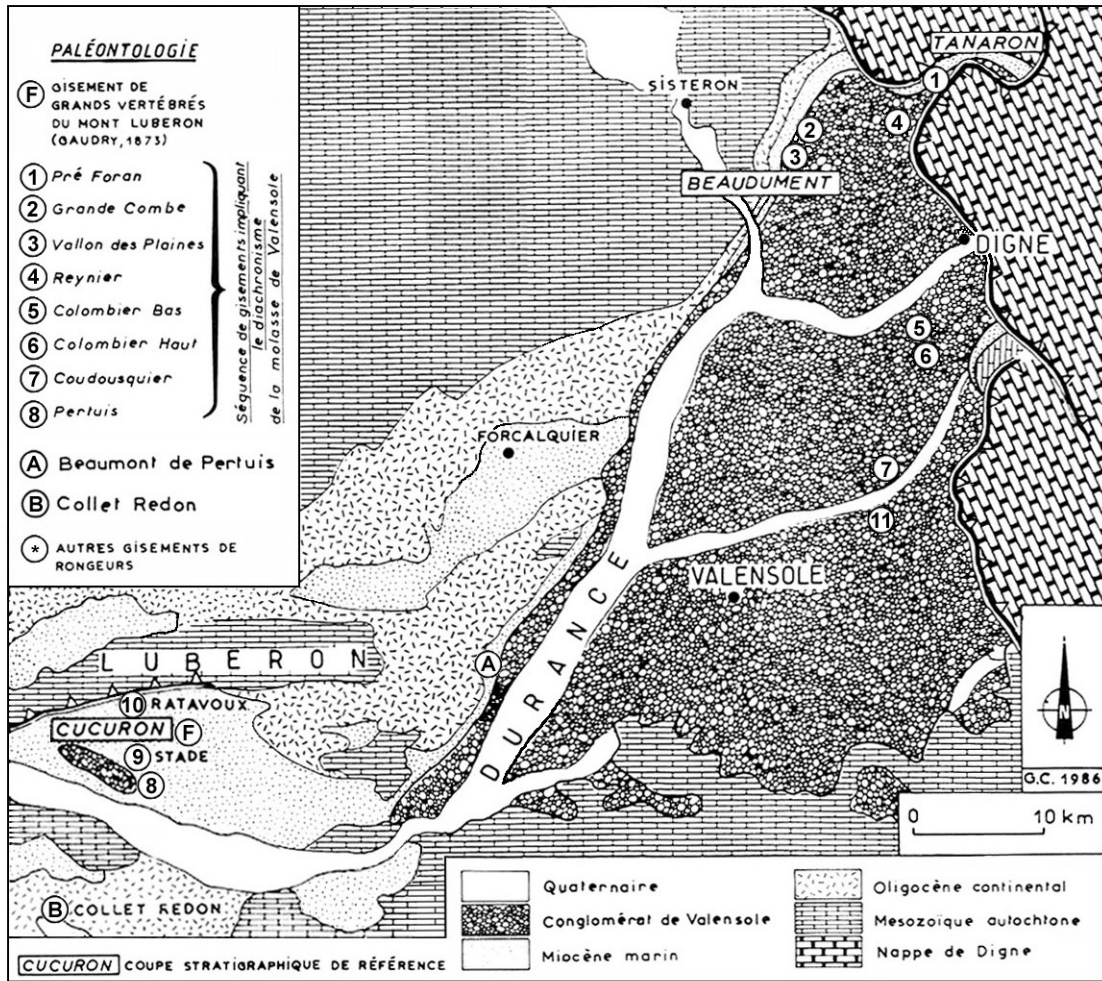


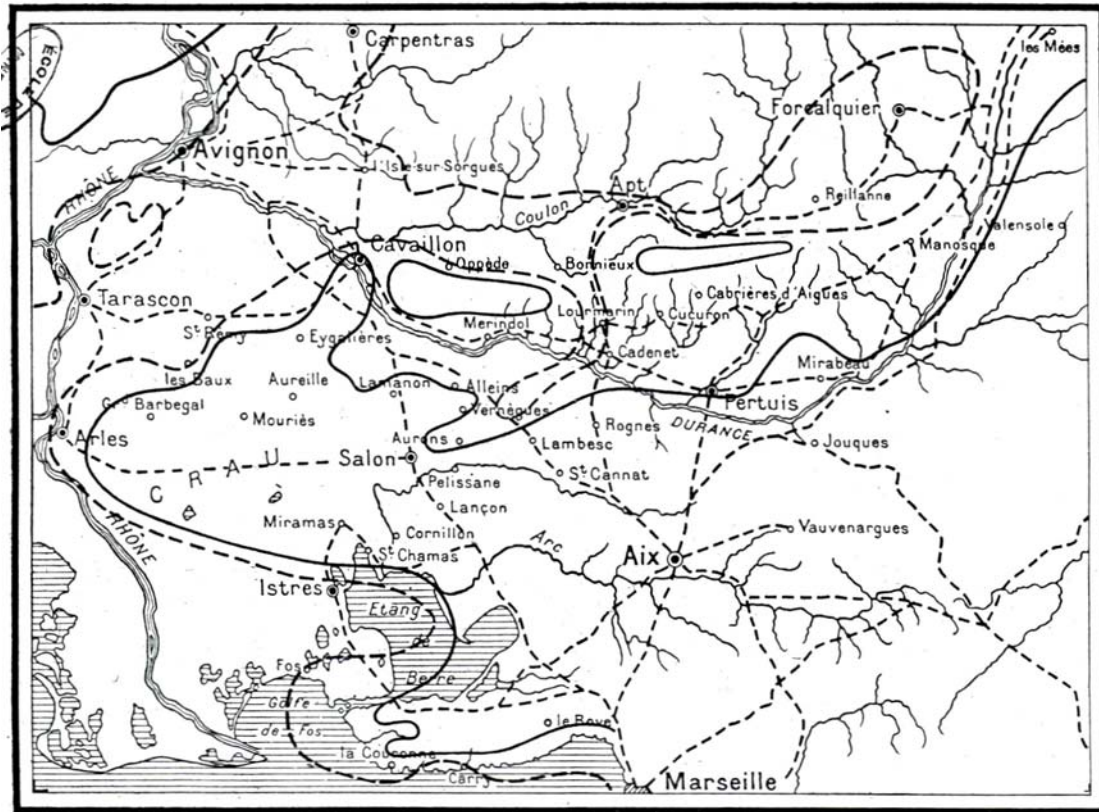
Figure 120 : Suite.



Figure 120 : Suite et fin.

Carte 1

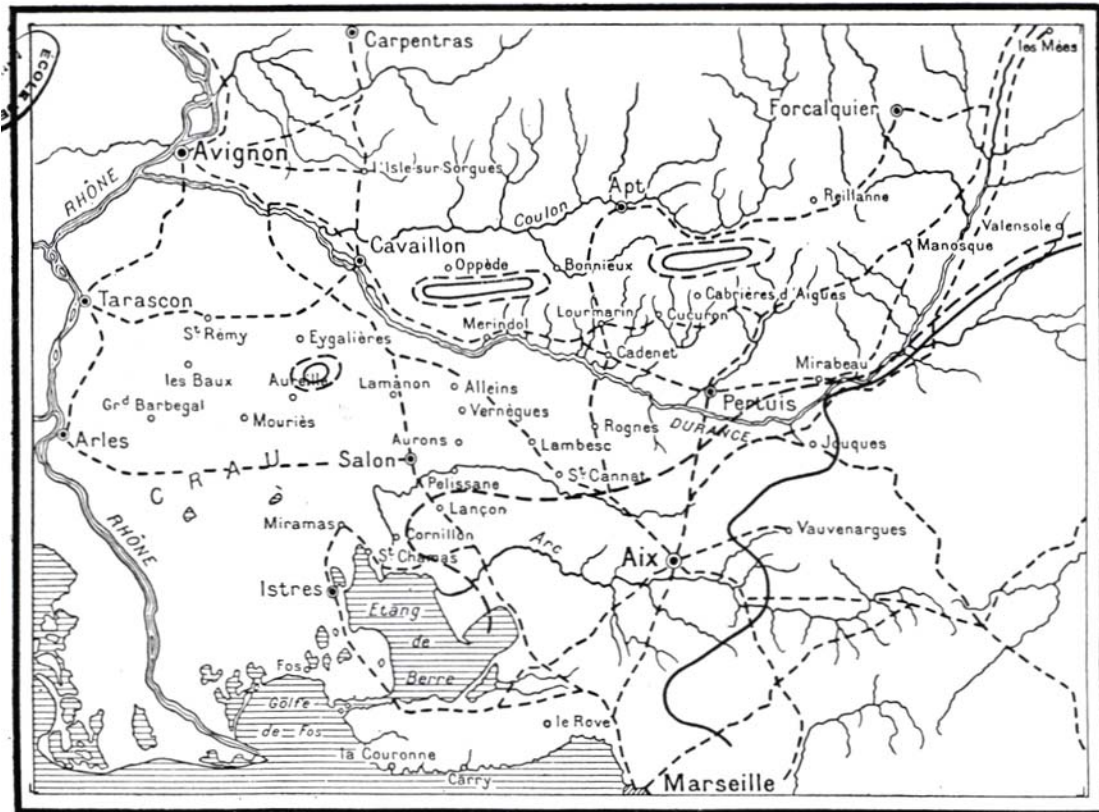
La Transgression Burdigalienne



--- Limite du Burdigalien inférieur ——— Limite du Burdigalien supérieur

Carte 2

La Transgression Vindobonienne



--- Limite de l'Helvétien ——— Limite du Tortonien

Figure 121 : L'archipel de basse-Provence : Combaluzier (1932),

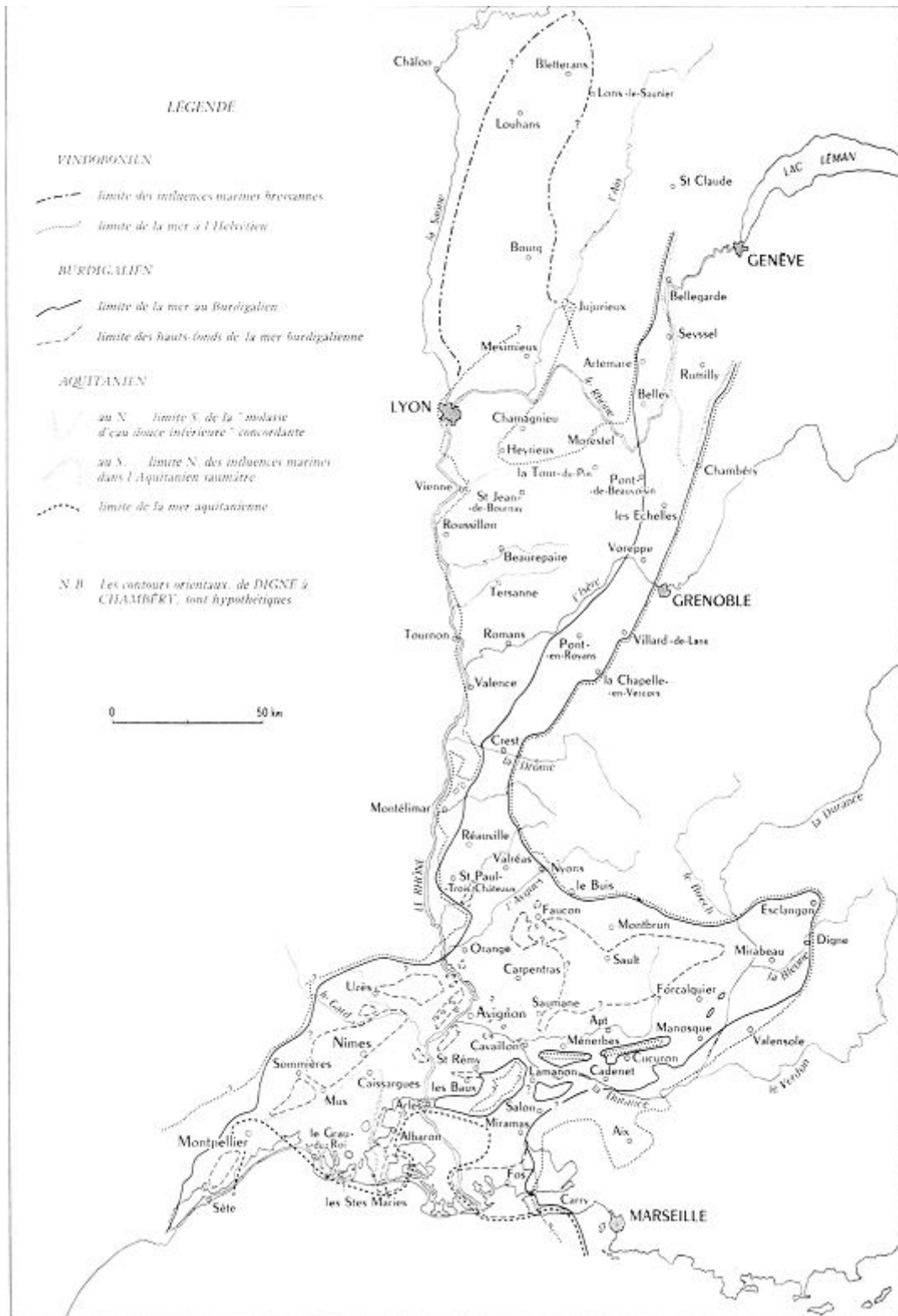


Figure 121 : Suite L'archipel de basse-Provence : Demarcq (1962-1970).

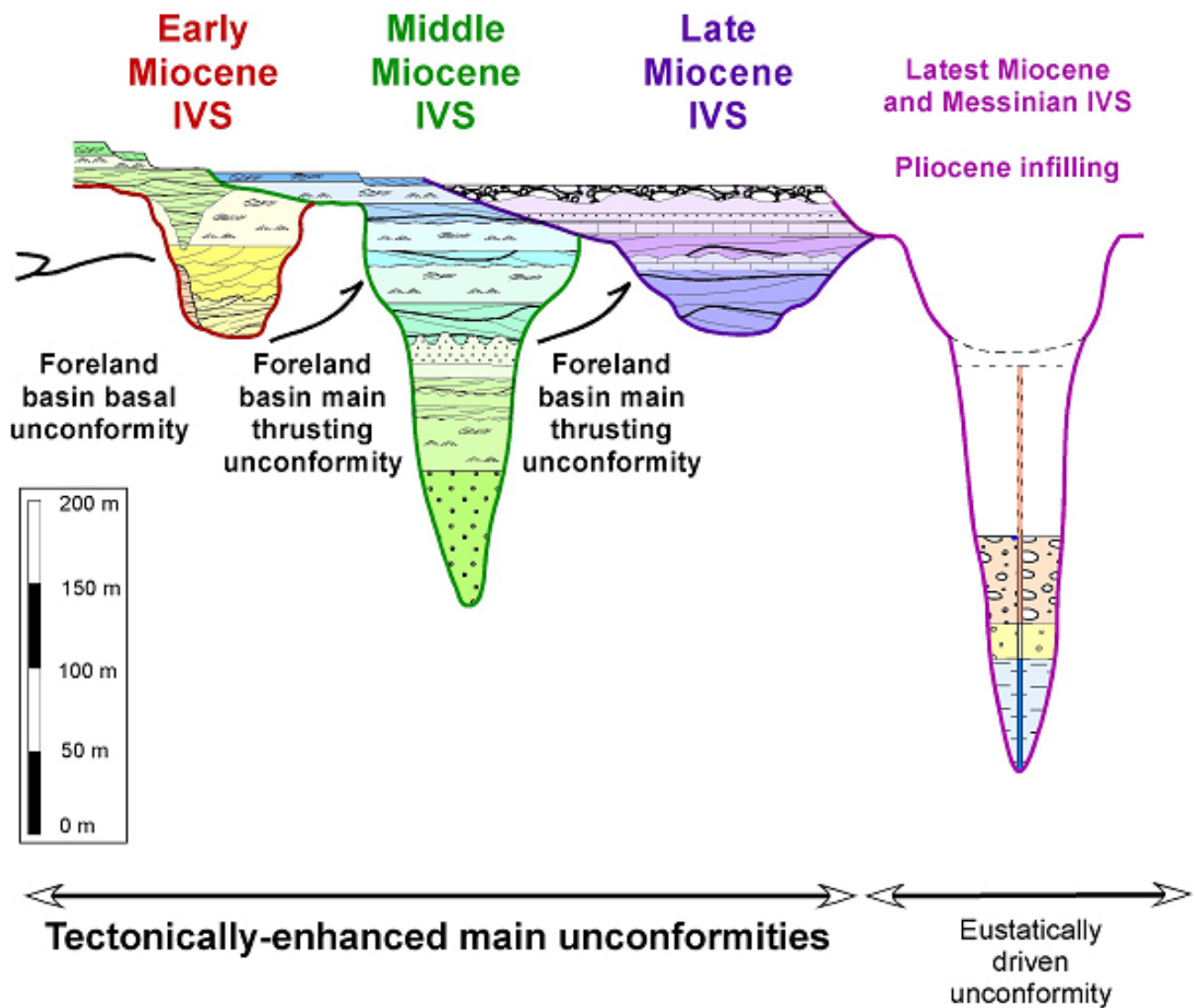


Figure 122 : Les trois ravinements fluviaux et leur remplissage miocène (Besson *et al.*, 2005).

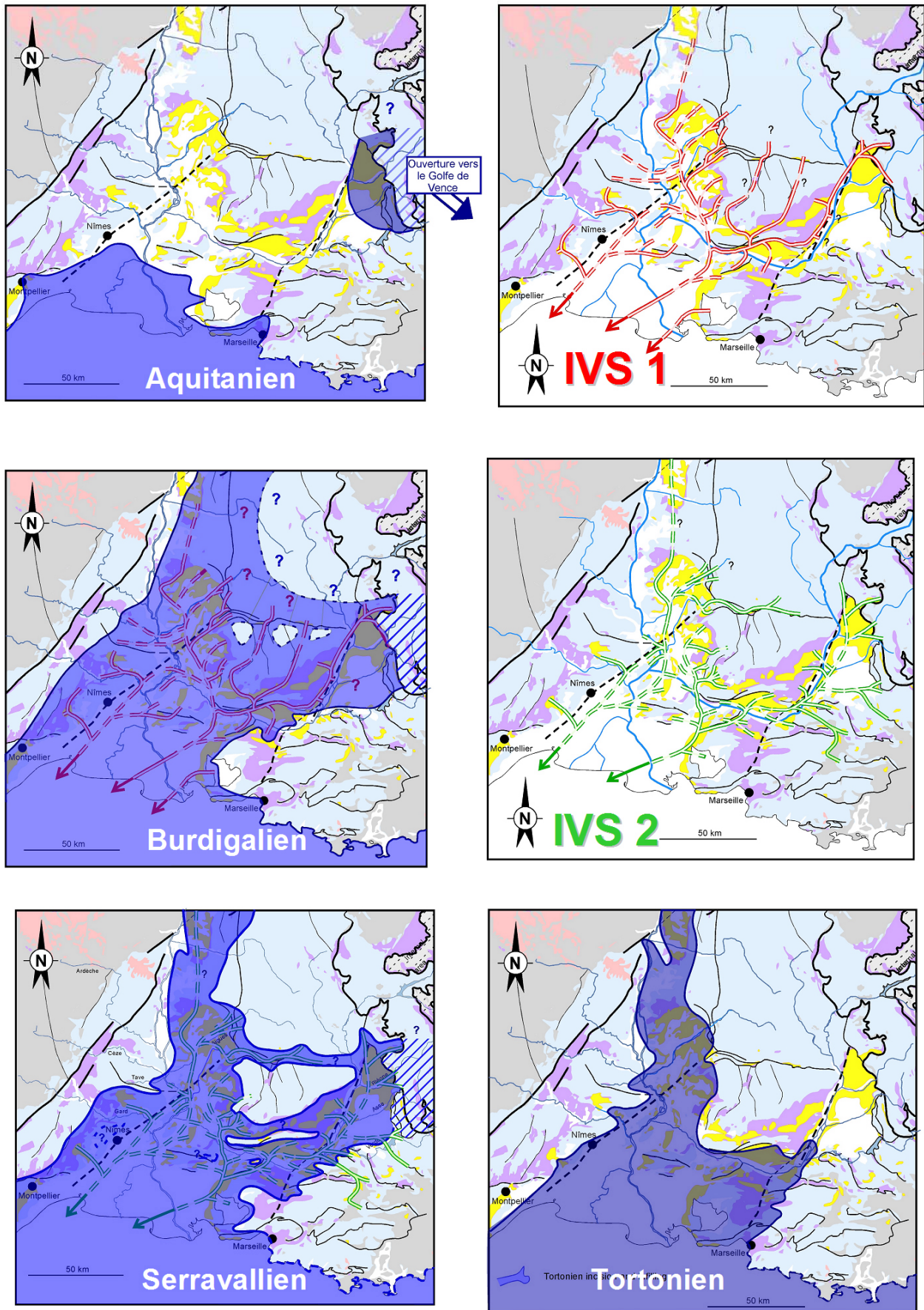


Figure 123 : La paléogéographie miocène du BMRP en dessin animé (Besson *et al.*, 2005).

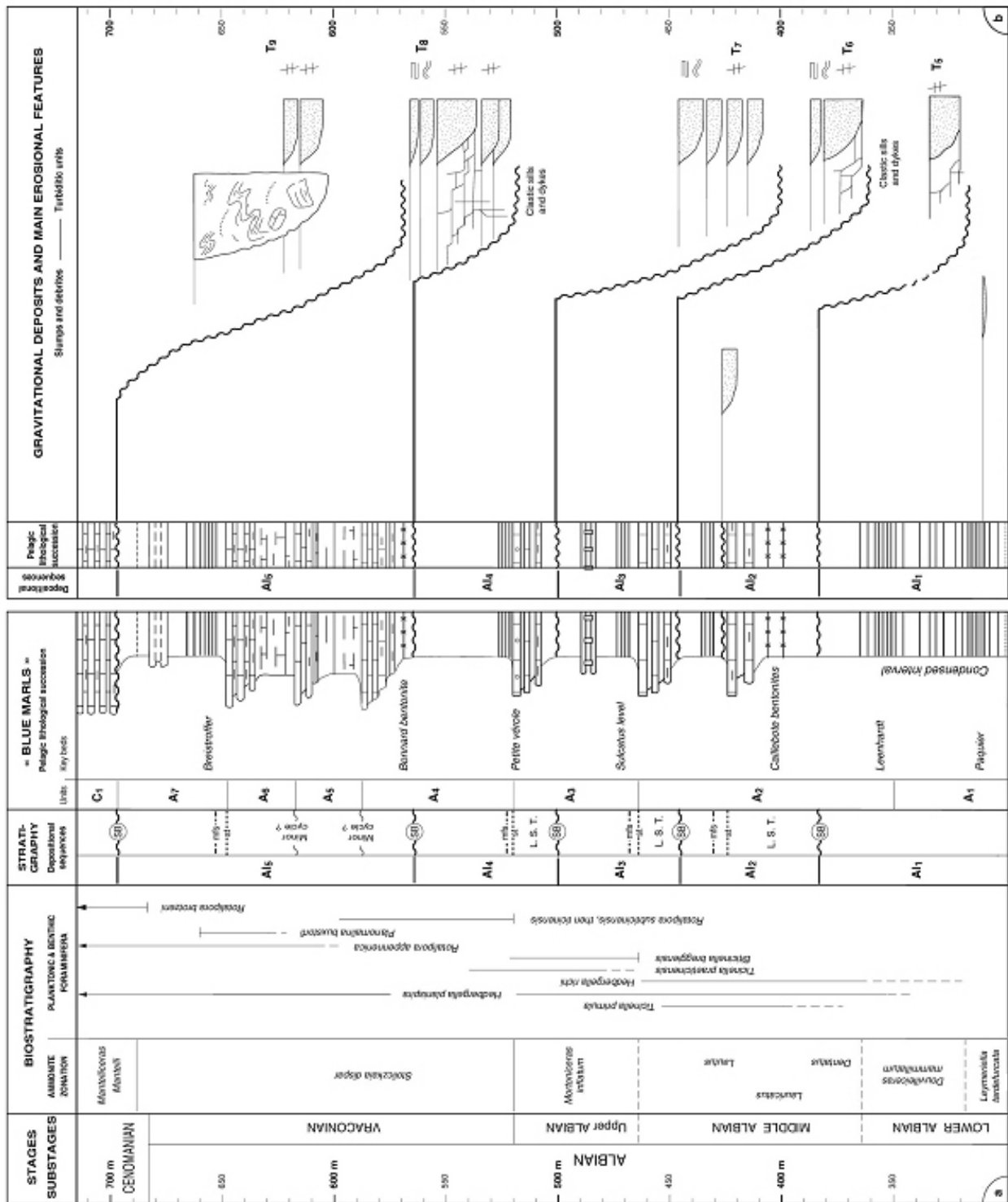


Figure 124 : Le découpage stratigraphique de la série vocontienne apto-albienne du BSEF.

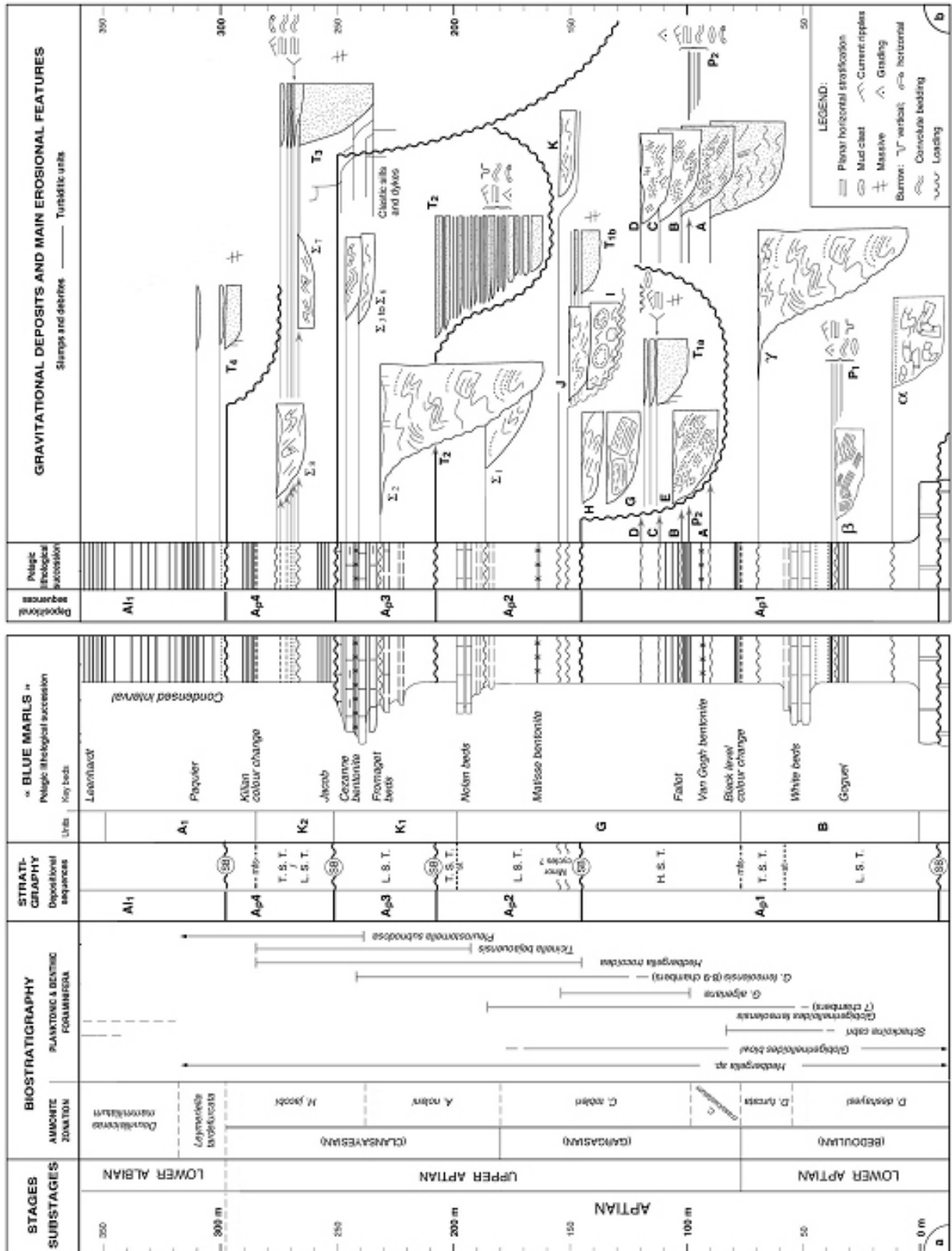


Figure 124 : Suite.

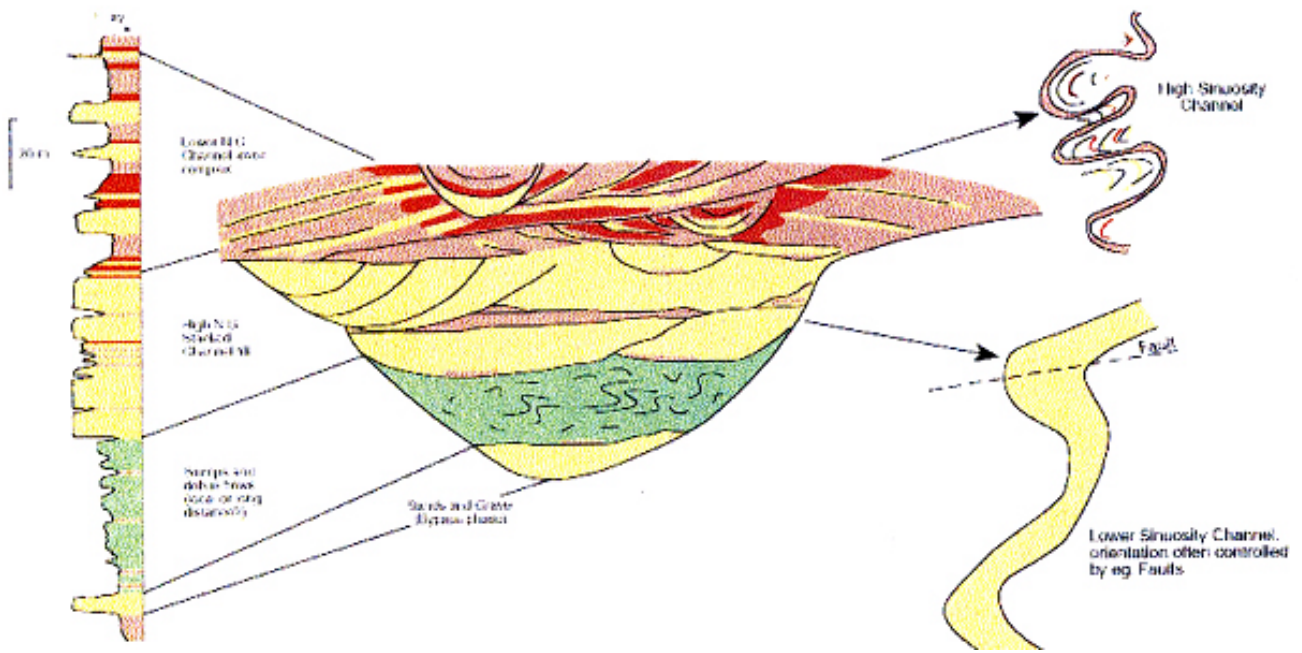
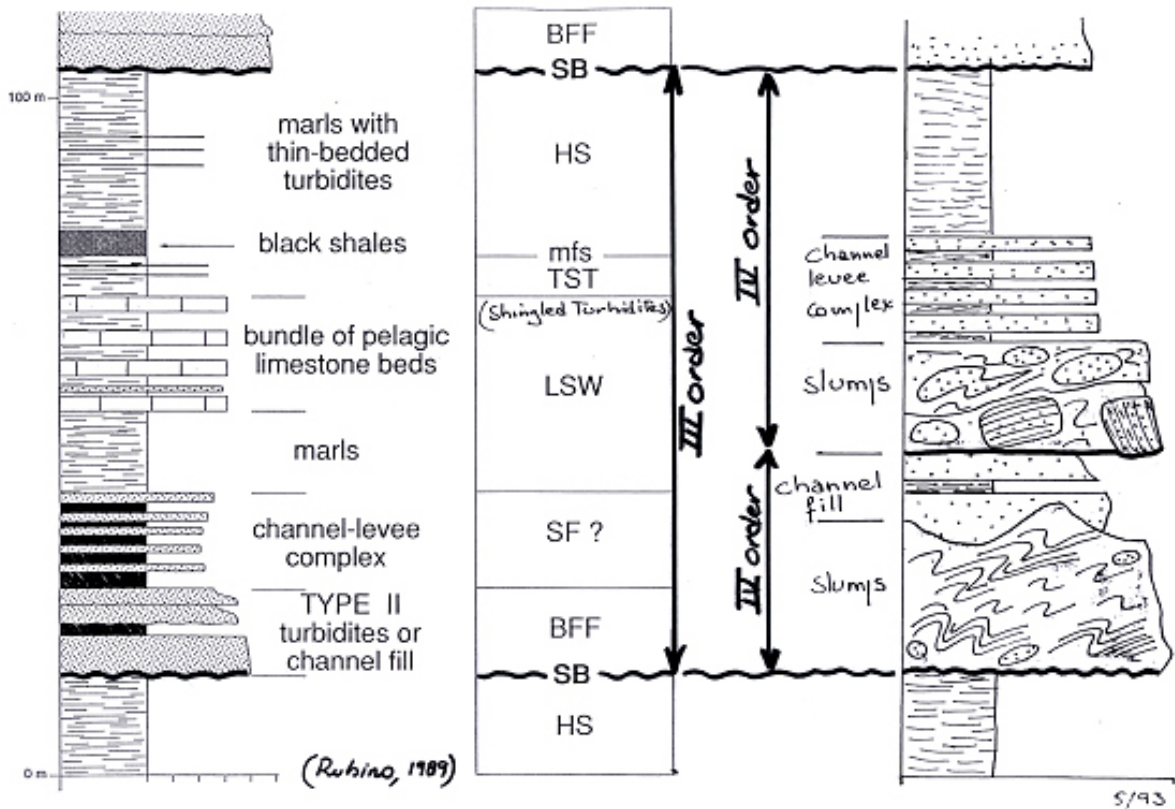


Figure 125 : L'organisation stratigraphique des systèmes turbiditiques confinés du domaine vocontien. Comparaison avec des analogues de subsurface.

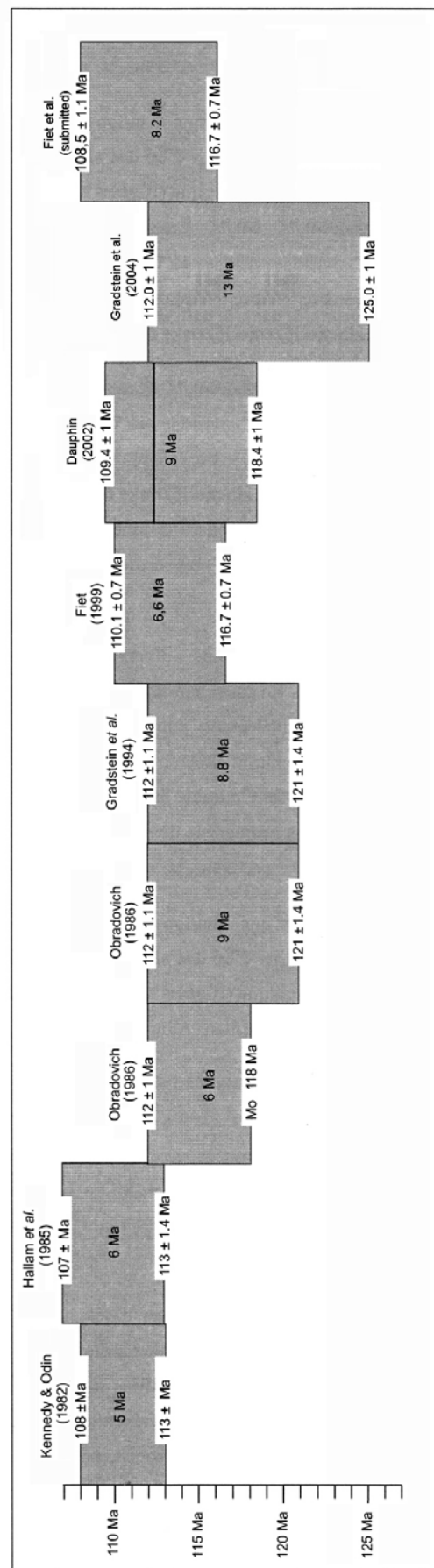


Figure 126 : Durées de l'étage Aptien. Nos deux propositions sont identiques, la seconde prend en compte la nouvelle définition du passage apto-albien proposée par le Groupe du Crétacé (figure transmise par Nicolas Fiet).

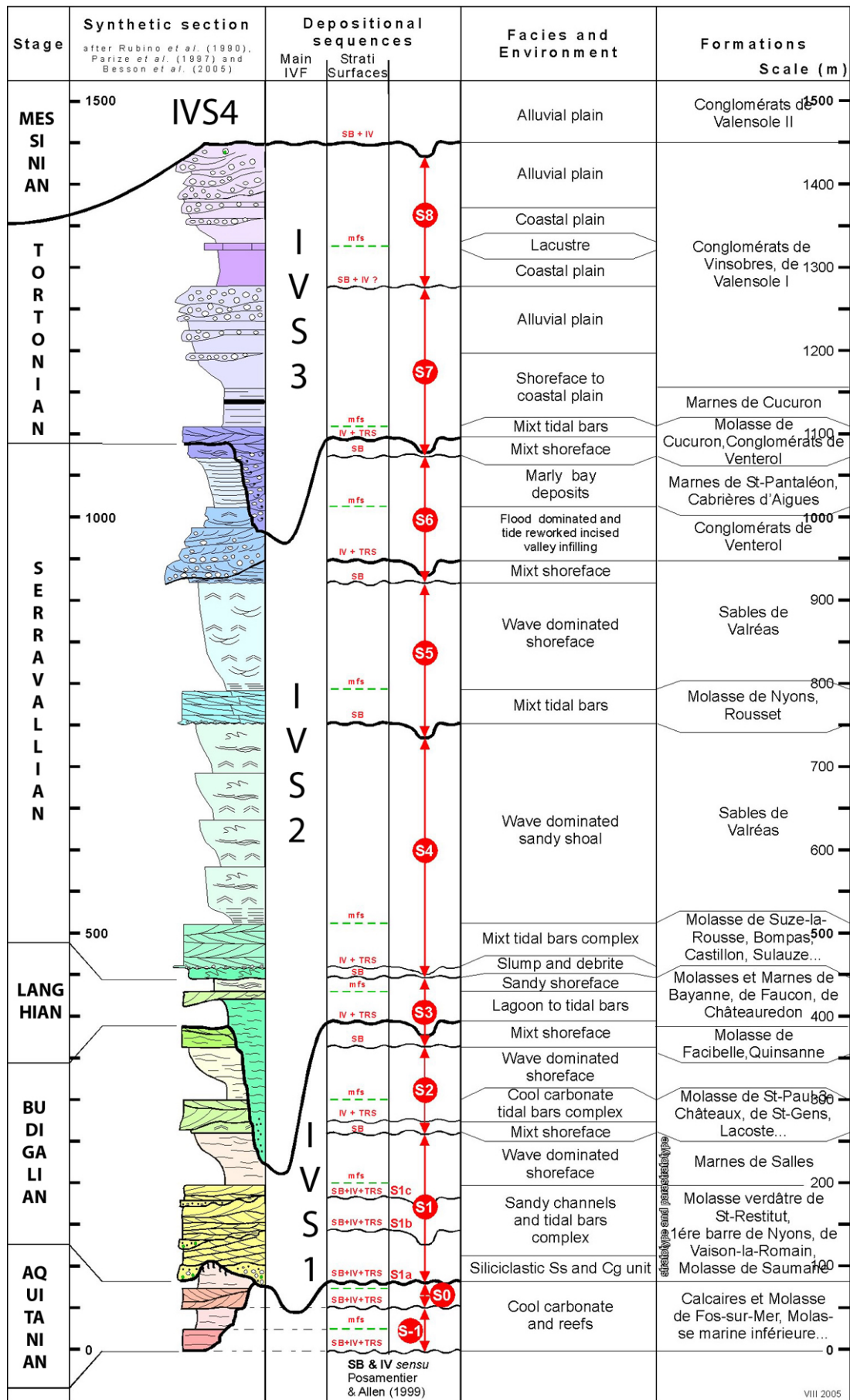


Figure 127 : La série miocène du BMRP : de l'empilement stratigraphique et de la variation latérale de faciès à l'emboîtement – déboîtement.

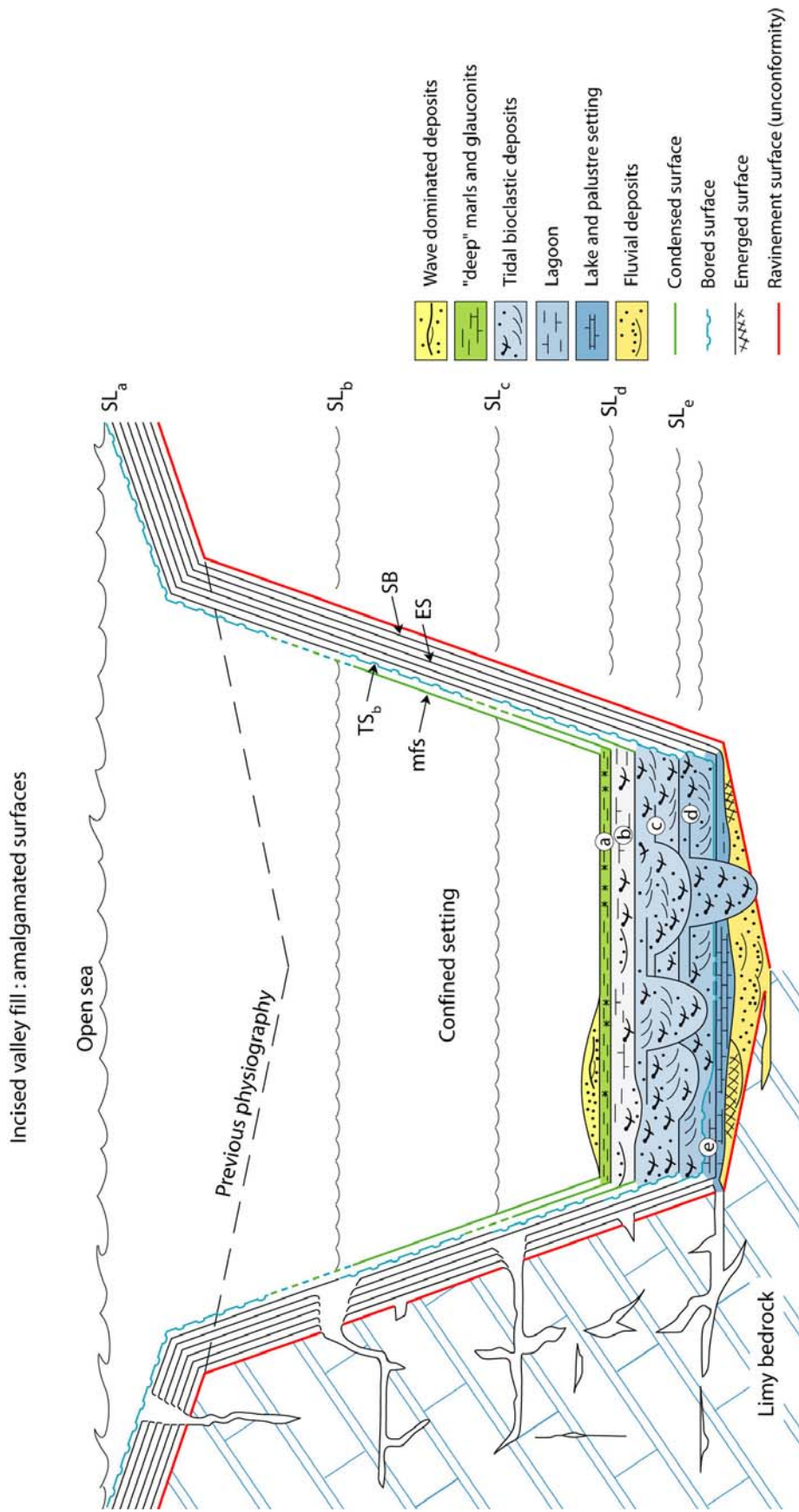


Figure 128 : Un modèle stratigraphique pour le remplissage bioclastiques des vallées littorales miocènes : l'amalgame des surfaces stratigraphiques sur la physiographie, une évolution à haute fréquence et un schéma stratigraphique adapté au comblement bioclastique des rias ou des « calanques envoyées ».

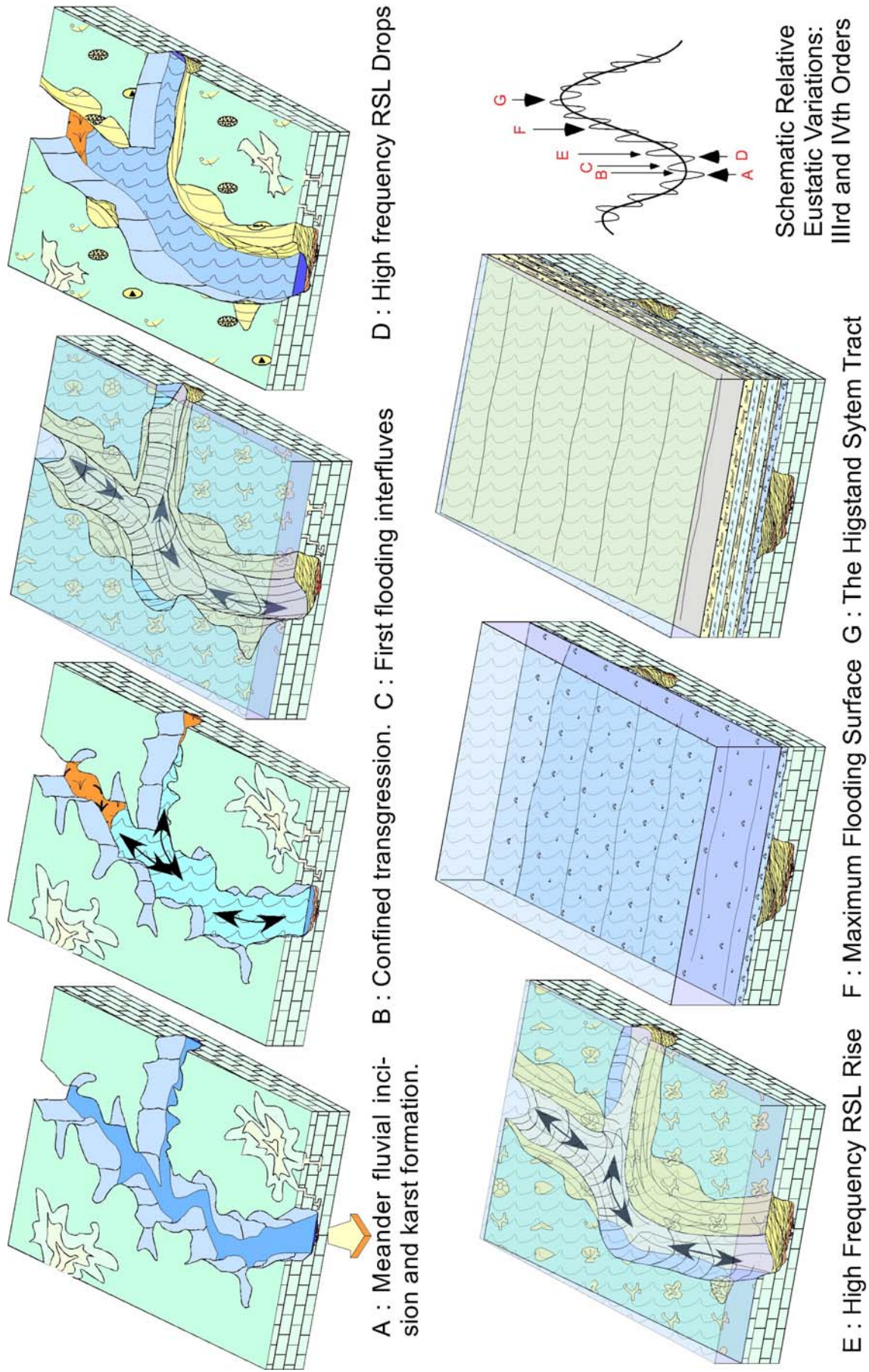


Figure 128 : Suite.

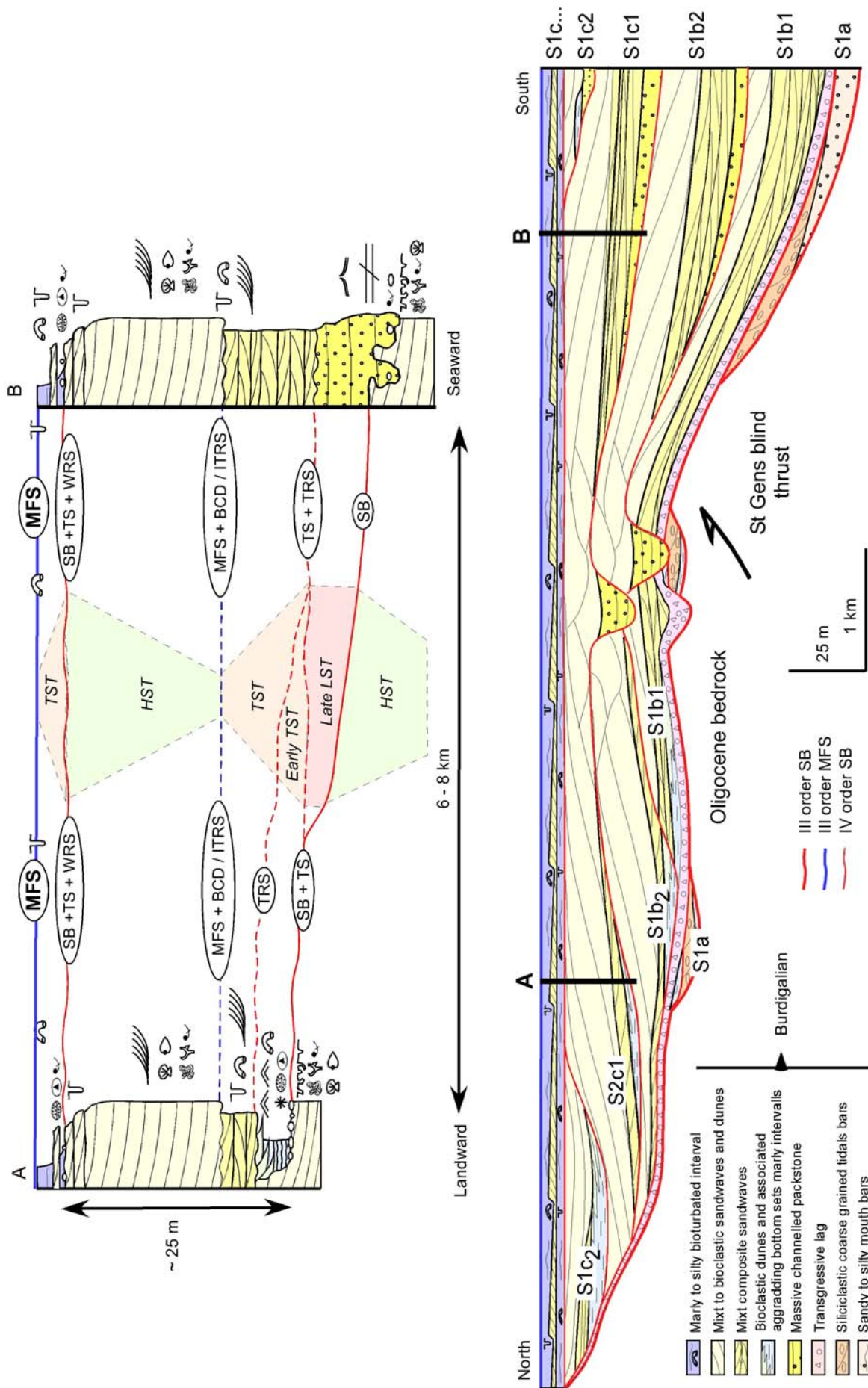


Figure 128 : Suite et fin.

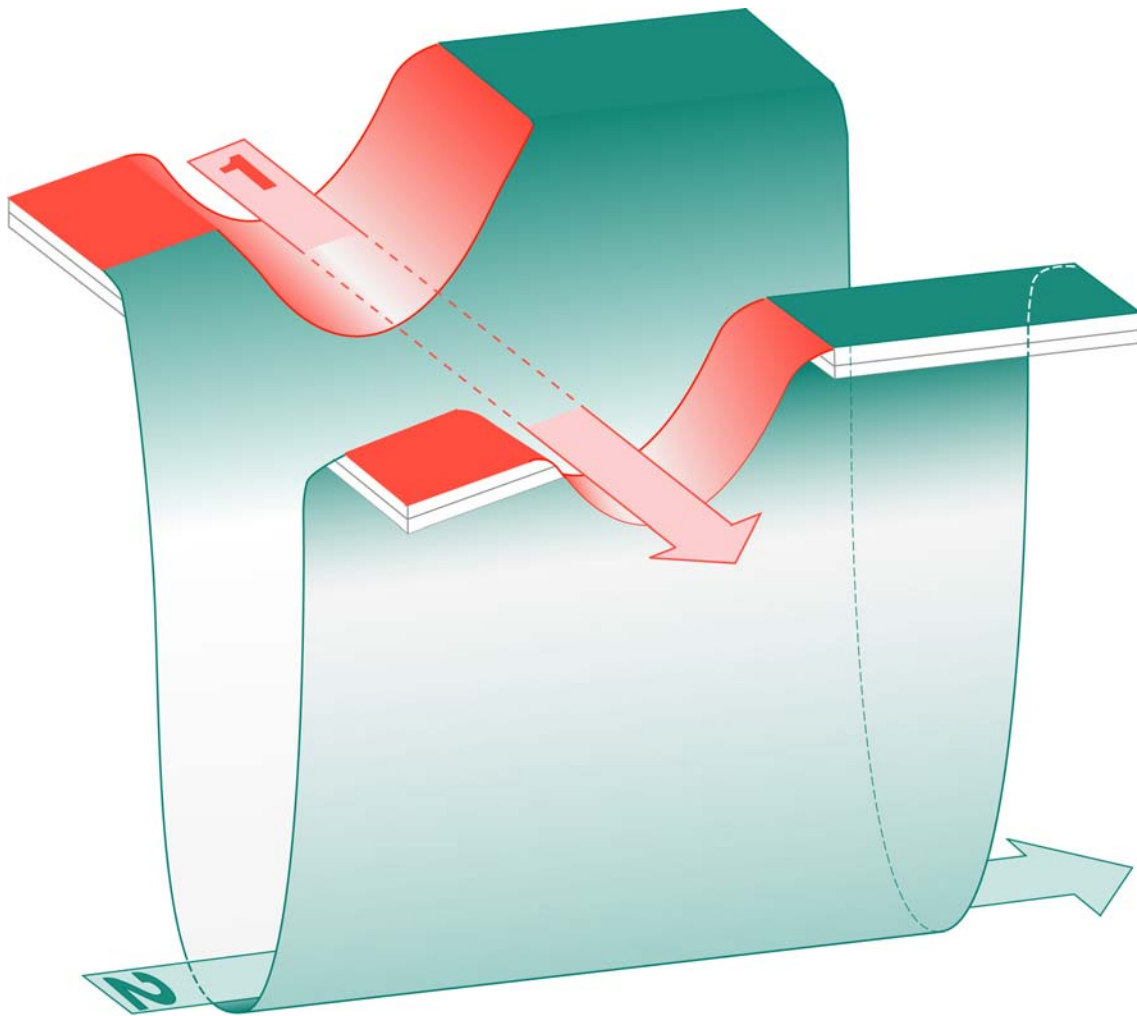


Figure 129 : Le concept d'emboîtement – déboîtement (pour se rappeler que la stratigraphie est d'abord une science géométrique)

Chronostratigraphie standart (Ma)		Biozonation mammalienne	Faunes de référence	Gisements (bassin de Digne)
14	SERRAVALLIEN	MN7		
		?		Reynier
15	LANGHIEN	MN6	Sansan Rosshaupten	Pré Forant
		?	?	
16	LANGHIEN	MN5	Langenmoosen	
		?	?	
17	BURDIGALIEN	MN4		Châteauredon 1 / Abros
			Oberdorf	
		MN3	Beaulieu	

XI - 2003

Figure 130 : Une proposition de situation des niveaux d'Abros – Maurel , de Pré Forant et de Reynier (bassin miocène de Digne-Valensole) sur une échelle chronostratigraphique (*e.g.* Hardenbol *et al.* 1998) et corrélations avec les biozones et les gisements de références (voir **Fig. 78**). L'emboîtement du Miocène moyen dans les terrains sous-jacents et une hypothèse de continuité sédimentaire infirmée par l'analyse de faciès ont pu conduire à placer le gisement de Châteauredon 1 en passage latéral de faciès avec des dépôts burdigaliens. Ce gisement de Châteauredon 1 et son équivalent d'Abros (Aguilar & Clauzon, *in* Besson *et al.*, 2002) appartiennent au remplissage transgressif d'une ria du Miocène moyen qui se suit de Bayanne à Digne.

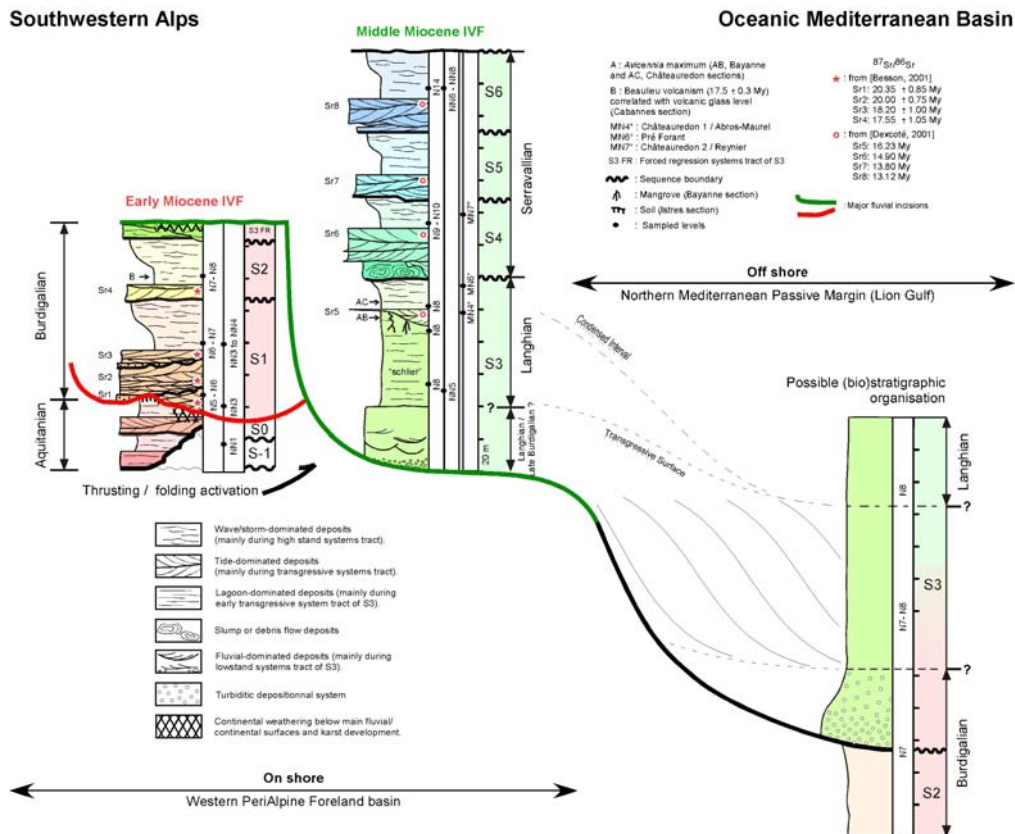
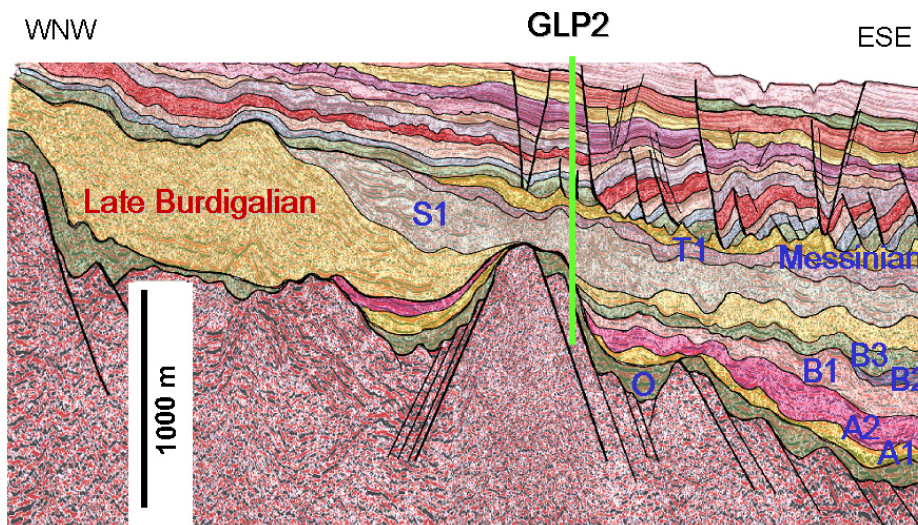


Figure 131 : Le Miocène inférieur et moyen du BMRP : deux grands complexes de remplissage de vallées incisées. Ces deux réseaux sont déboîtés l'un par rapport à l'autre, soulignant ainsi un changement majeur du paysage (de la géométrie des bassins de drainage) au passage entre le Burdigalien et le Langhien. Le second réseau est d'autre part emboîté dans le premier. Le paysage de la partie centrale du BMRP acquiert une physiographie proche de l'actuelle à ce même moment : les synclinaux du Lubéron, des Alpilles, les Monts de Vaucluse etc., deviennent des barrières morphologiques. Les implications stratigraphiques de cette physiographie sont nombreuses. Il ne faut plus mettre en variation latérale de faciès les Molasses du Miocène inférieur avec les marnes décrites sous faciès Schlier... Notons le pic à *Avicennia* qui marque l'optimum climatique et qui est daté par les Préorbulines du Langhien en Provence. L'expression sismique des produits de démantèlement et de ravinement fini-burdigalien : le changement des paysages conduit à l'édification d'un prisme sédimentaire très important sur la marge continentale au débouché des fleuves.

Off shore, on Lion Gulf margin: a possible correlation



After K. Charvin (2003), based on TGS NOPEC seismic data

Figure 131 : Suite.

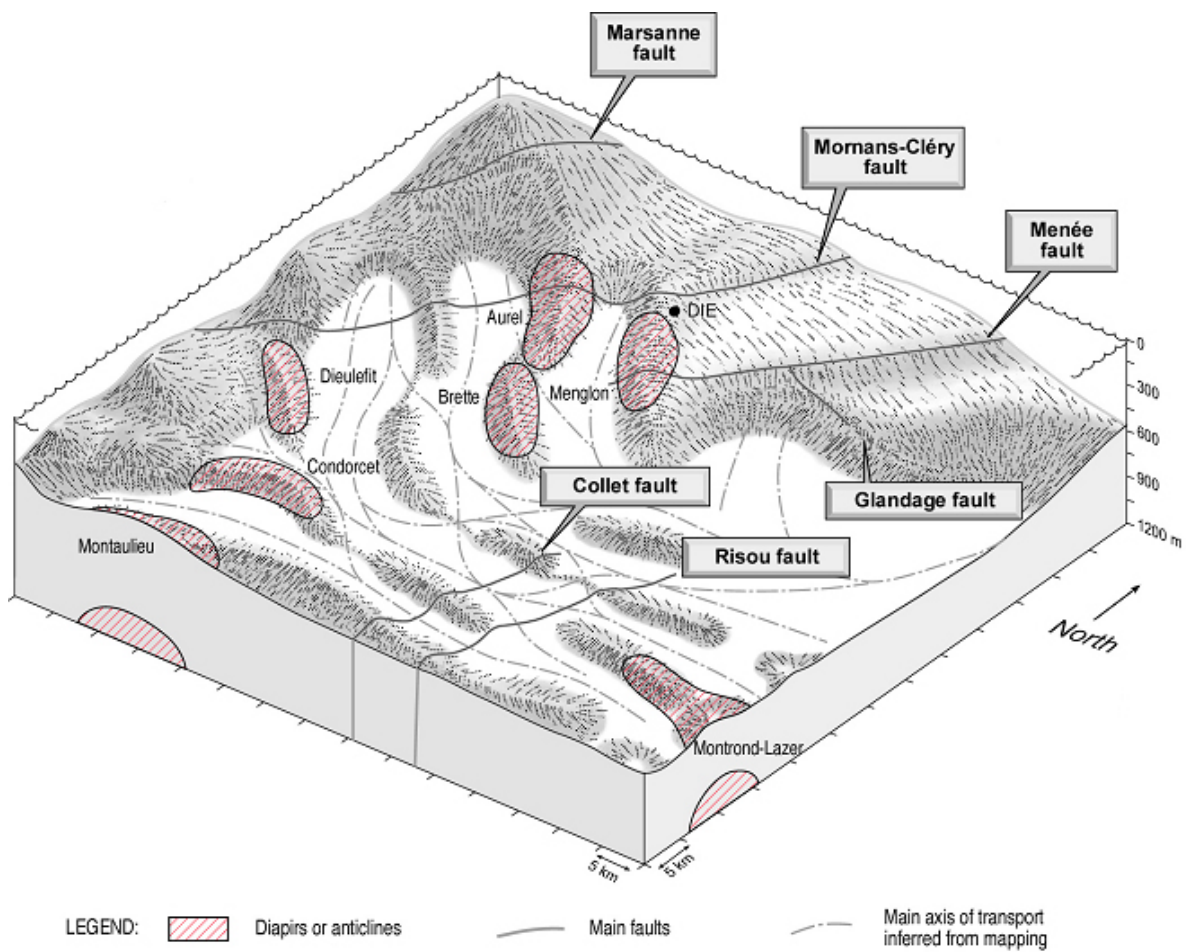


Figure 132 : La paléomorphologie du domaine vocontien sous contrôle de tectonique gravitaire (halocinèse et argilocinèse).

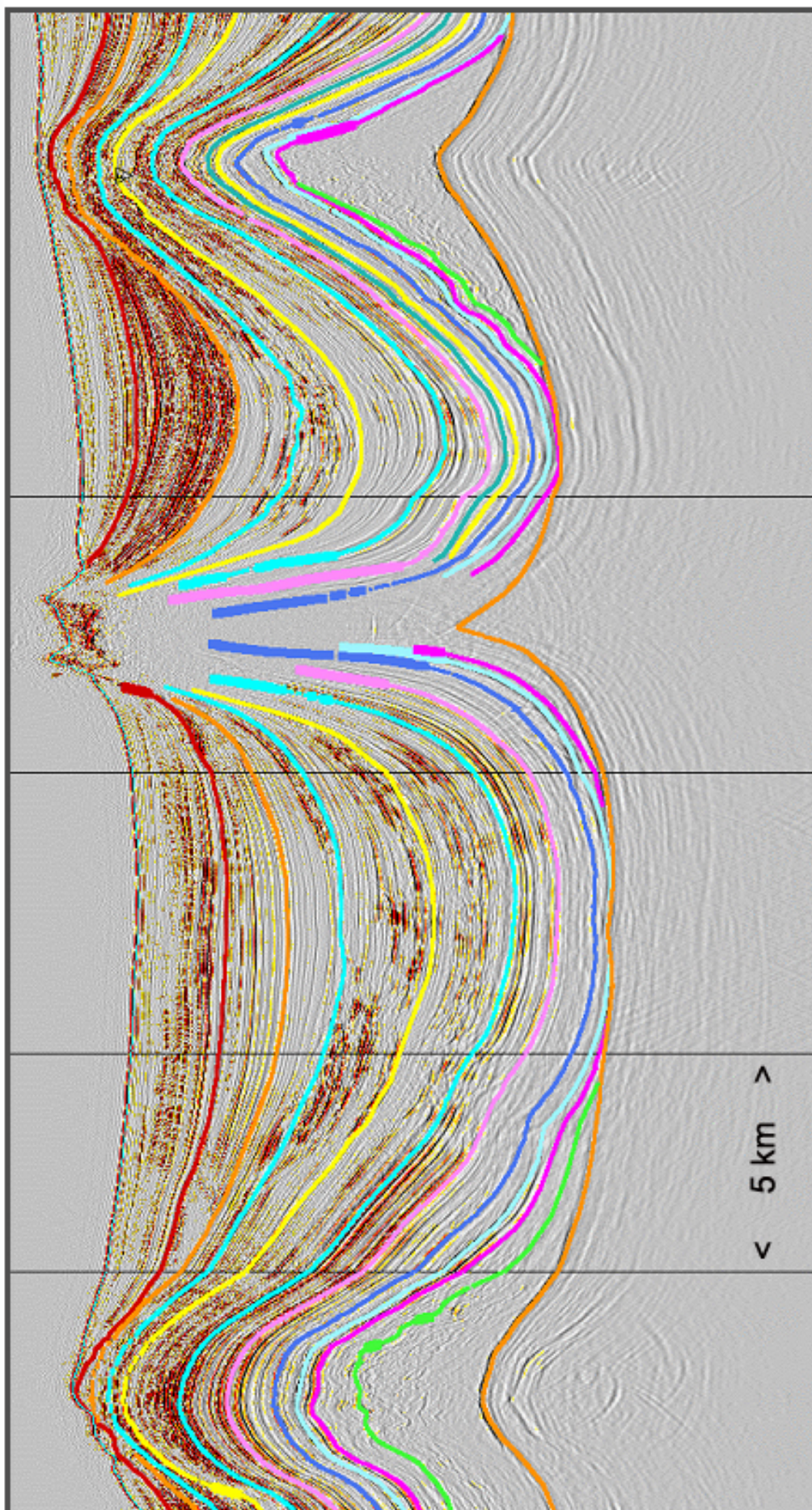


Figure 133 : Exemple sismique de contrôle des dépôts turbiditiques par la déformation gravitaire.

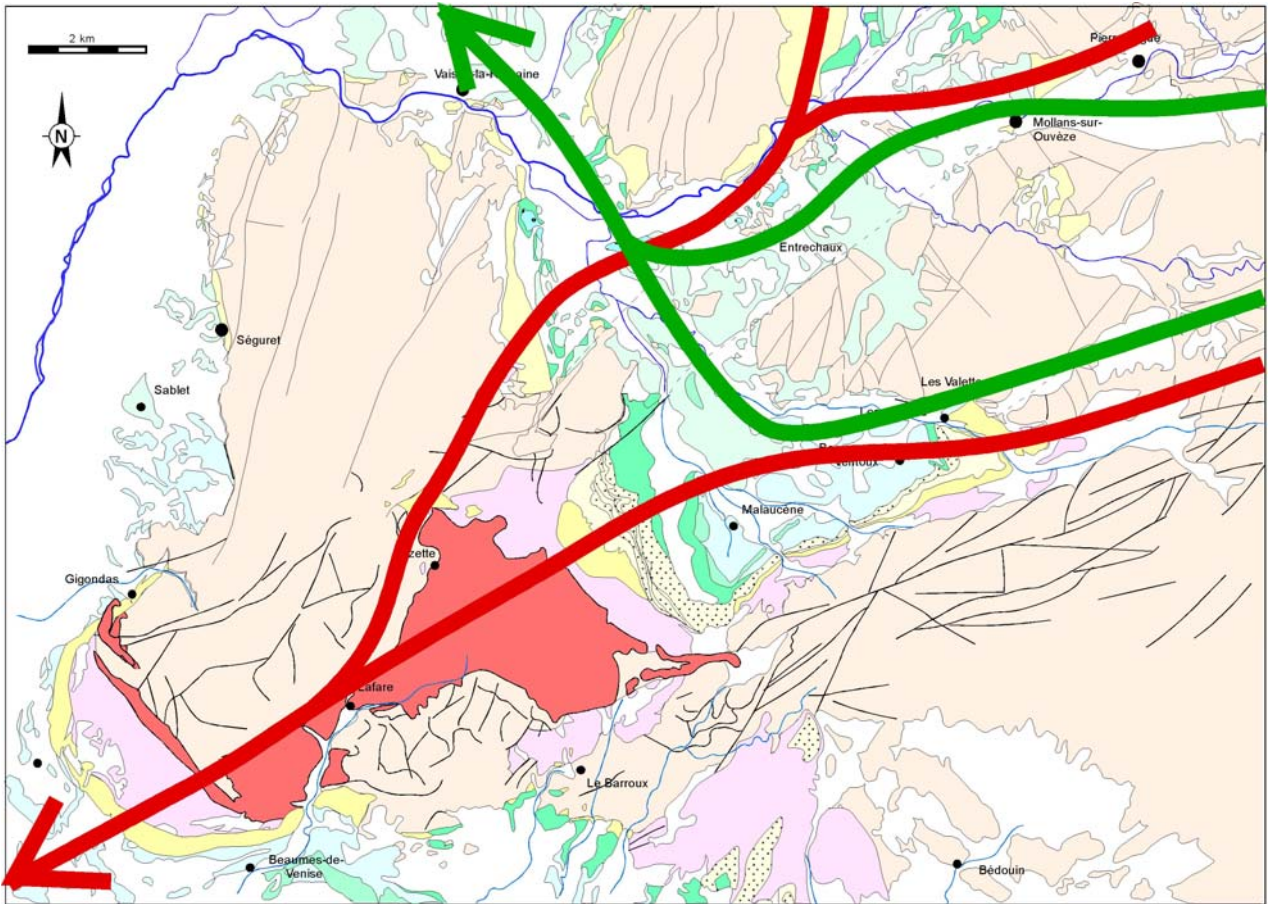


Figure 134 : Relation entre diapirisme et drainage fluvial : le Miocène du dôme de Suzette.

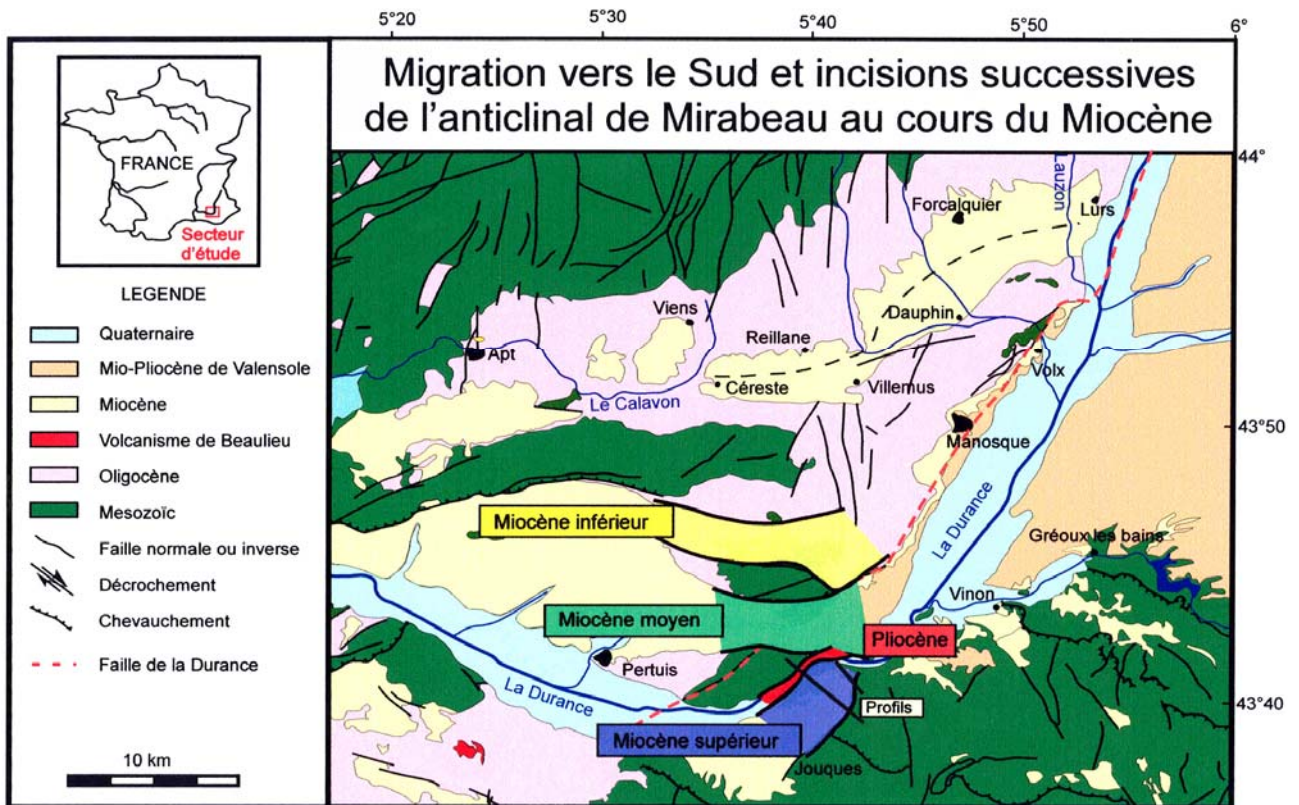


Figure 135 : Relation entre plissement et drainage fluvial : le Miocène du dôme de Mirabeau.

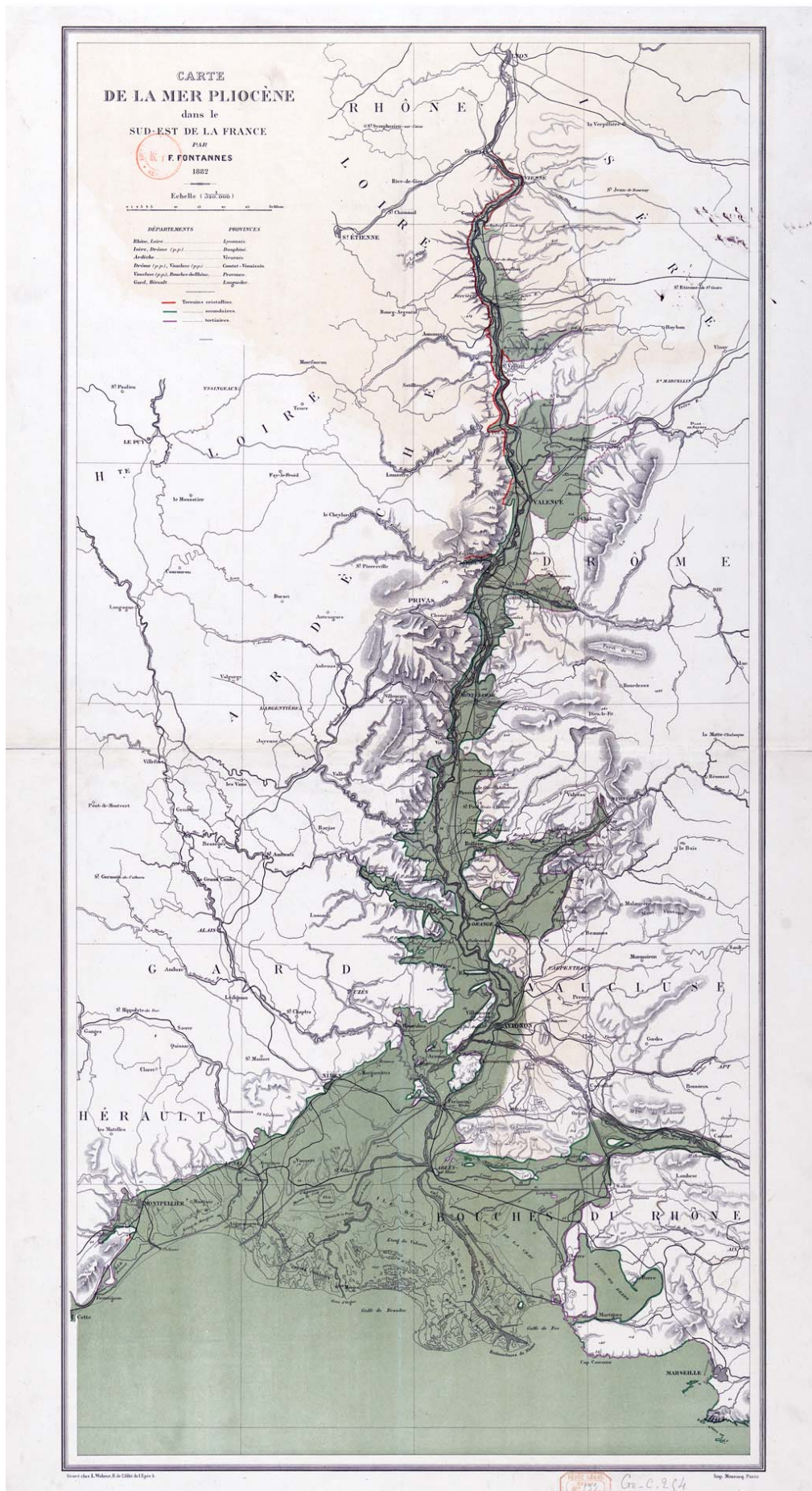


Figure 136 : La ria pliocène du Rhône de Fontannes (1882 ; en dépôt à la BNF) à Clauzon (1997).

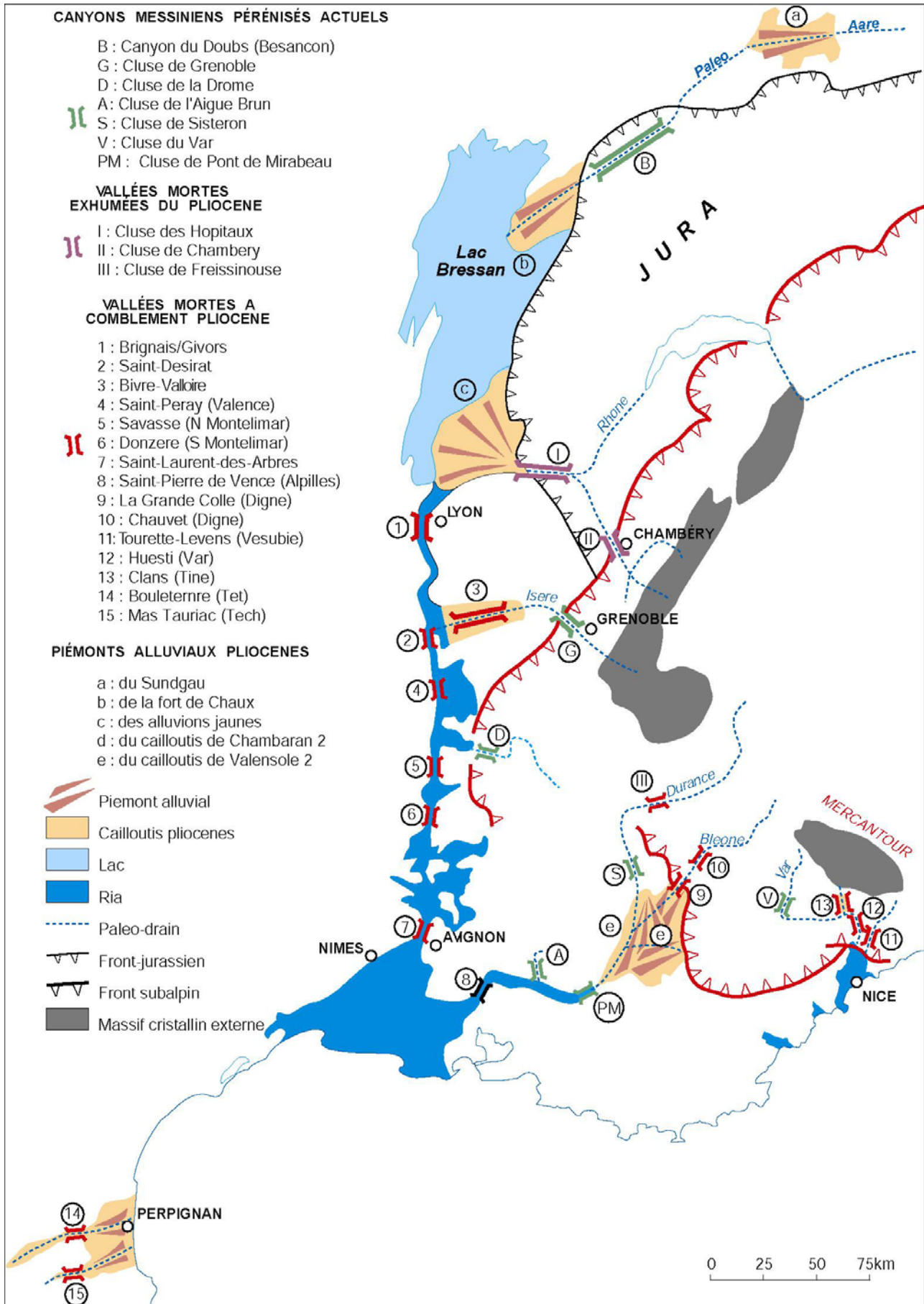


Figure 136 : Suite.

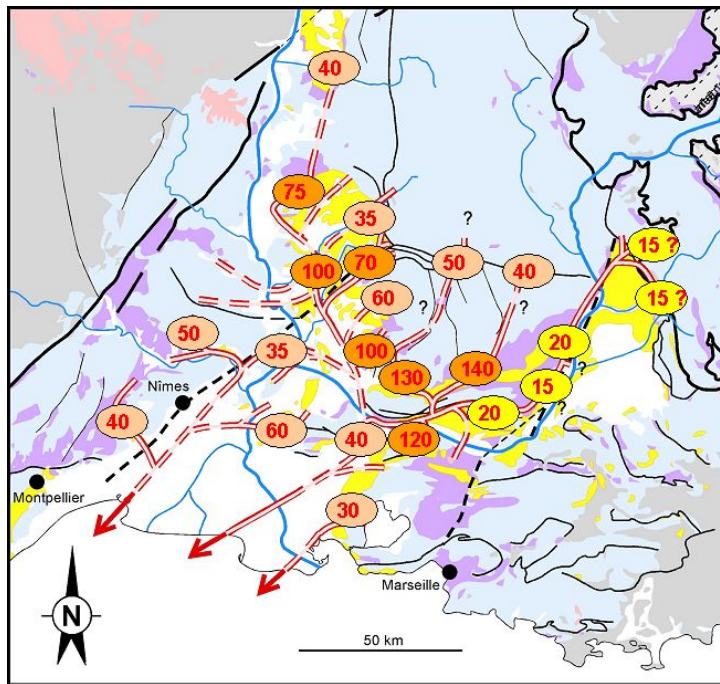


Figure 137 : L'ampleur du ravinement aquitano-burdigalien. L'amplitude de l'incision fluviale à la base de S1 est localement très supérieure à l'amplitude de la chute eustatique admise pour l'océan global : au passage entre l'Aquitaniens et le Burdigalien, elle est un peu moins de 50 mètres.

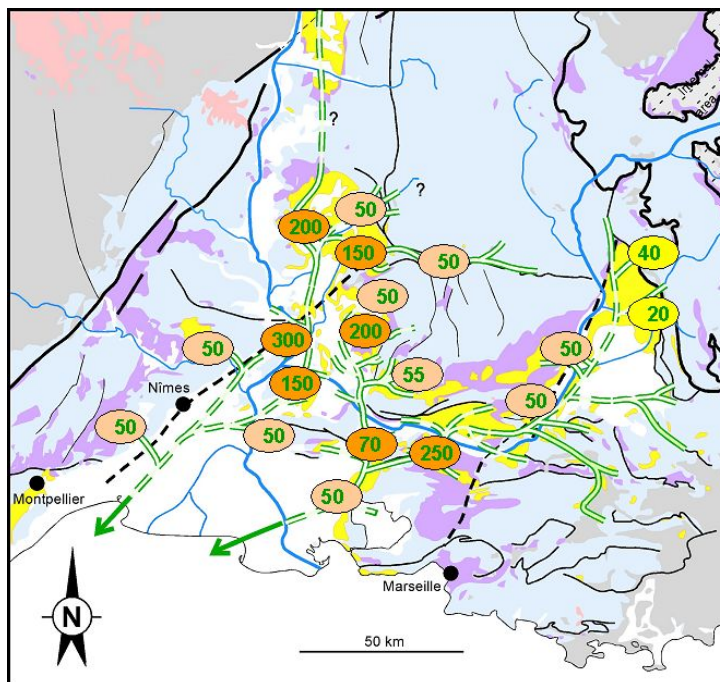


Figure 138 : L'ampleur du ravinement fini-burdigalien. Cette valeur doit être comparée avec l'amplitude de la chute eustatique admise pour l'océan global qui au passage entre le Burdigalien et le Langhien, est un peu moins de 100 mètres. L'amplification tectonique des incisions fluviales est de l'ordre de la différence entre ces valeurs mesurées dans le BMRP et l'amplitude de la chute eustatique au même moment, en prenant en compte les dernières chartes (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) et les calages biostratigraphiques disponibles (discussion *in* Besson, 2005).

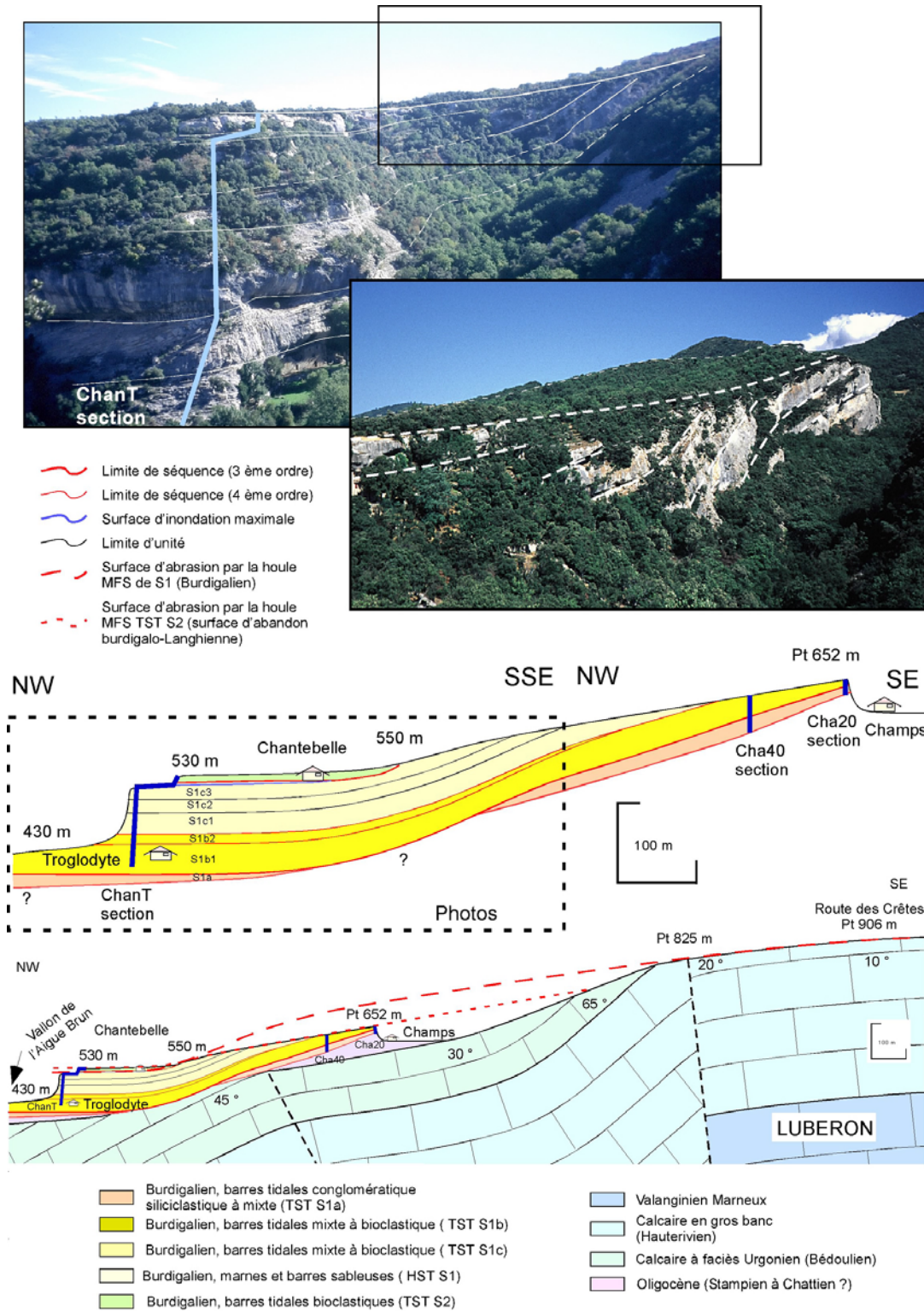


Figure 139 : Les divergences sur le flanc septentrional du Lubéron entre les dépôts du TST de S1b et de la TST de S2 et le prolongement des surfaces marines sur le Lubéron et (Besson 2005 ; Besson *et al.*, 2005). Sur cette figure, les dépôts du TST de S2 sont notamment en discordance sur les marnes du HST de S1c, voire directement sur le TST de S1b, alors qu'à 500 m au NW, cet intervalle marno-sableux fait plus de 40 m d'épaisseur. Si l'on tient compte de la déformation, la surface d'aplanissement sommitale du Lubéron peut être reliée à la MFS de S1, et la surface d'abrasion qui érode les dépôts du TST de S1 au S-SE de Chantebelle peut être reliée à la surface d'abrasion de la MFS de S2. Dans l'axe du Lubéron, cette surface est clairement emboîtée dans la précédente et permet de démontrer la surrection du Lubéron pendant cette période.

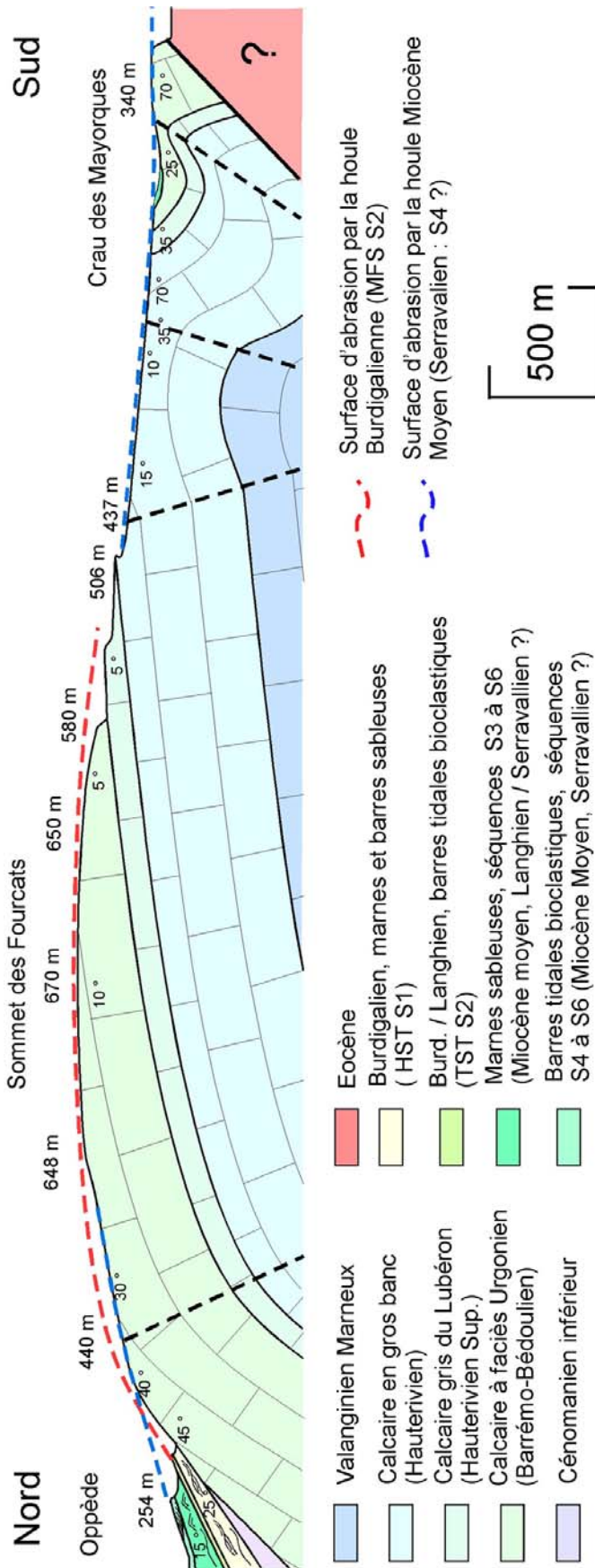


Figure 139 : Suite.

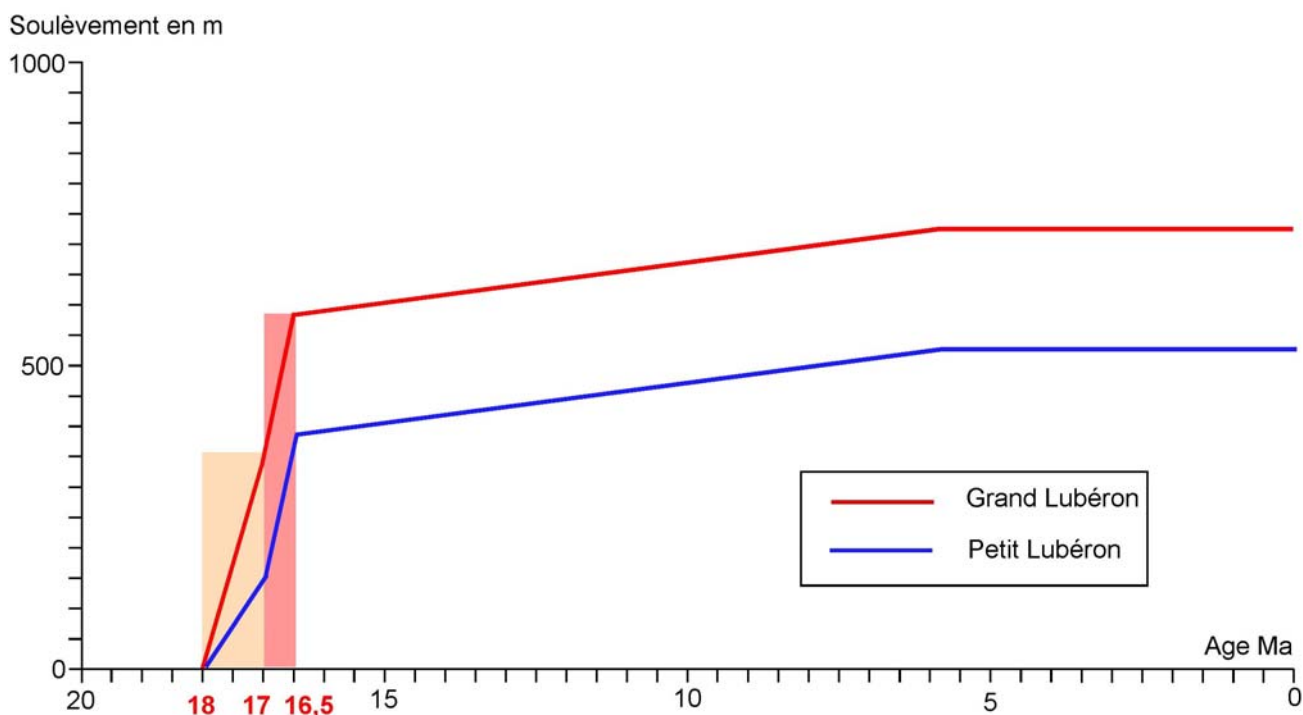


Figure 140 : Quantification des mouvements verticaux affectant le Lubéron depuis le Miocène (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005).

Surfaces repères				Amplitude et vitesse de déformations									
Nature des surfaces	Altitude	Age	Niveau marin (Abreu et al. 1998)	le Petit Lubéron				le Grand Lubéron					
MFS S1	P. Lubéron Moy : 700 m (W : 660 m E : 710 m) G. Lubéron 900 m	18 Ma	175 m	de 18 à 17 Ma; dm = 710 - 570 = 140 m; soit 140 m/Ma; ou 0,14 mm/an	de 18 à 14,5 Ma; dm = (700 - 350) + (210 - 175) = 385 m; soit 110 m/Ma; ou 0,11 mm/an	de 14,5 à 17 Ma; dm = (570 - 350) + (210 - 185) = 245 m; soit 98 m/Ma; ou 0,098 mm/an	de 18 à 5,8 Ma; dm = 700 - 175 = 525 m; soit 43 m/Ma; ou 0,043 mm/an	de 16,5 à 5,8 Ma; dm = 570 - 185 = 385 m; soit 34,4 m/Ma; ou 0,034 mm/an	de 14,5 à 5,8 Ma; dm = 350 - 210 = 140 m; soit 16,1 m/Ma; ou 0,016 mm/an	de 18 à 17 Ma; dm = 900 - 570 = 330 m; soit 330 m/Ma; ou 0,33 mm/an	de 18 à 14,5 Ma; dm = (900 - 350) + (210 - 185) = 585 m; soit 154 m/Ma; ou 0,154 mm/an	de 14,5 à 16,7 Ma; dm = (585 - 330) = 255 m; soit 102 m/Ma; ou 0,102 mm/an	de 18 à 5,8 Ma; dm = 900 - 175 = 725 m; soit 59,4 m/Ma; ou 0,059 mm/an
MFS S2	570 m	17 Ma	185 m										
MFS S4	350 m	14,5 Ma	210 m										
Surface d'abandon pré évaporitique	fin de la déformation	5,8 Ma											

Figure 140 : Suite.

