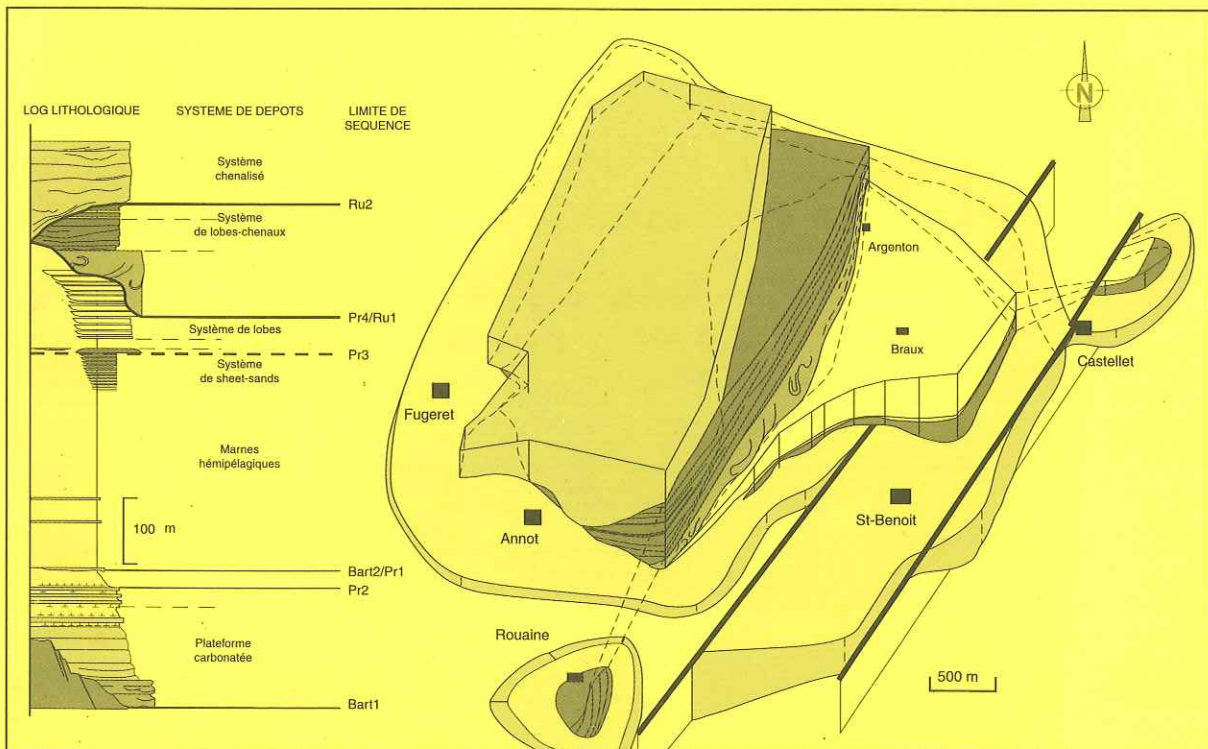


Yannick CALLEC

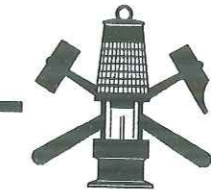
MINES ParisTech
Bibliothèque

LA DÉFORMATION SYNSÉDIMENTAIRE
DES BASSINS PALÉOGÈNES DE L'ARC DE CASTELLANE
(Annot, Barrême, Saint-Antonin)

Volume II : Figures & Annexes



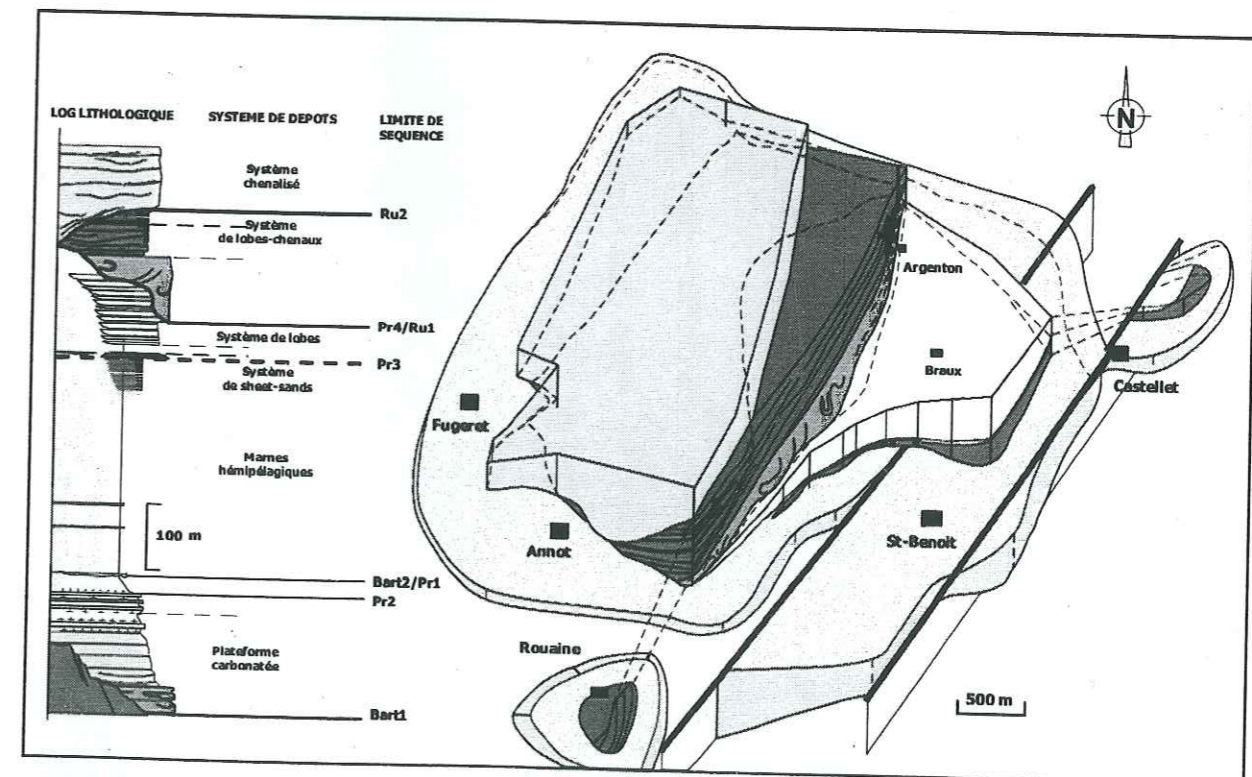
tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013



Yannick CALLEC

LA DÉFORMATION SYNSEDIMENTAIRE
DES BASSINS PALÉOGÈNES DE L'ARC DE CASTELLANE
(Annot, Barrême, Saint-Antonin)

Volume II : Figures & Annexes



LISTE DES FIGURES

PARTIE I-INTRODUCTION.....11

- fig.1.1-Carte géologique de l'arc alpin occidental
 fig.1.2-Diagramme chronostratigraphique des dépôts tertiaires des Alpes méridionales
 fig.1.3-Modèle d'avant-pays
 fig.1.4-Différents types de bassins d'avant-pays.
 fig.1.5-Zones de faciès et propriétés mécaniques du substrat mésozoïque.
 fig.1.6- Caractérisation des bassins d'avant-pays selon le type de convergence crustale.
 fig.1.7-Variabilité du modèle séquentiel dans un bassin d'avant-pays.
 fig.1.8-Différents types de discordances progressives.
 fig.1.9-Stratigraphie des unités de flysch au cours de l'orogénèse de l'arc alpin occidental.
 fig.1.10-Cadre structural du bassin du sud-est de la France au Mésozoïque.
 fig.1.11-Paléogéographie du sud-est de la France au Crétacé supérieur.
 fig.1.12-Cadre structural au Crétacé supérieur du sud-est de la France.
 fig.1.13-Age du substratum mésozoïque anté-transgression paléogène.
 fig.1.14-Domaine étudié dans l'arc alpin occidental.
 fig.1.15-Lithostratigraphie synthétique de la série paléogène des Alpes méridionales.
 fig.1.16-Distribution spatiale et développement vertical des Conglomérats infranummulitiques dans les Alpes méridionales.
 fig.1.17-Extension géographique et développement vertical des Calcaires à nummulites de la zone A.
 fig.1.18- Extension géographique et développement vertical des Calcaires à nummulites de la zone B.
 fig.1.19- Extension géographique et développement vertical des Calcaires à nummulites de la zone C.
 fig.1.20-Diachronisme des dépôts paléogènes marins de l'arc de Castellane.
 fig.1.21-Les différents cortèges pétrographiques des Grès d'Annot.
 fig.1.22-Répartition environnementale des Grès d'Annot et sens des écoulements.
 fig.1.23- Comparaison du remplissage des Grès d'Annot des différents bassins.
 fig.1.24-Zonation des nummulites de Serra-Kiel *et al.* (1998).
 fig.1.25-Echelle chronostratigraphique de Berggren *et al.* (1995).
 fig.1.26-Chartes chronostratigraphiques standards de Haq *et al.* (1987) et Hardenbol *et al.* (1998).
 fig.1.27-Positions des synclinaux d'Annot, St-Antonin et Barrême. Coupes schématiques.
 fig.1.28-Carte structurale de la région de Barrême.
 fig.1.29-Coupes E-W en différents secteurs du synclinal de Barrême.
 fig.1.30-Lithostratigraphie synthétique de la série paléogène du synclinal de Barrême.
 fig.1.31-Carte géologique schématique du synclinal d'Annot.
 fig.1.32-Coupe équatoriale du synclinal d'Annot.
 fig.1.33-Lithostratigraphie synthétique de la série paléogène du synclinal d'Annot.
 fig.1.34-Carte géologique du synclinal de St-Antonin.
 fig.1.35-Coupes subméridiennes du synclinal de St-Antonin.
 fig.1.36-Lithostratigraphie synthétique du synclinal de St-Antonin.

PARTIE II-ANALYSES STRATIGRAPHIQUES.....43

- fig.2.1-Localisation des coupes analysées du synclinal de Barrême.
 fig.2.2-Lithobiostratigraphie de la coupe des Sauzeres.
 fig.2.3-Lithobiostratigraphie de la coupe de la butte du château de clumanc.
 fig.2.4-Lithobiostratigraphie de la coupe de St-Lions
 fig.2.5-Lithobiostratigraphie composite du secteur de Senez.
 fig.2.6-Lithobiostratigraphie de la coupe de l'oratoire St-Joseph (secteur de Senez).
 fig.2.7-Corrélations lithobiostratigraphique de la série paléogène du synclinal de Barrême.
 fig.2.8-Localisation des coupes analysées du synclinal d'Annot.
 fig.2.9- Lithobiostratigraphie de la coupe du Fa.
 fig.2.10-Lithobiostratigraphie de la coupe de la route de Braux.

- fig.2.11-Litho-magnéto-biostratigraphie de la coupe des Scaffarels.
 fig.2.12-Lithobiostratigraphie de la coupe de Baou de Parou.
 fig.2.13-Lithobiostratigraphie du secteur du Fugeret.
 fig.2.14-Lithobiostratigraphie de la coupe du Ruch.
 fig.2.15-Distributions stratigraphiques du spinelle nickelifère de la coupe des Scaffarels.
 fig.2.16-Photos MEB de Spinelles Ni-Fe.
 fig.2.17-Corrélations biostratigraphiques dans les calcaires à Nummulites du synclinal d'Annot.
 fig.2.18- Corrélations lithobiostratigraphique de la série paléogène du synclinal d'Annot.
 fig.2.19- Lithobiostratigraphie de la coupe du Pont de Miolans du synclinal de St-Antonin.
 fig.2.20-Diagramme de corrélations lithobiostratigraphiques des dépôts paléogènes des synclinaux d'Annot, St-Antonin et Barrême.
 fig.2.21-Cadre chronostratigraphique de l'intervalle de temps recouvrant les dépôts paléogènes étudiés.

Tab.2.1-Taux de sédimentation de chaque biozone des différents secteurs du synclinal d'Annot.

PARTIE III-LE SYNCLINAL DE BARREME.....77

- fig.3.1-Diagramme chronostratigraphique synthétique de la série tertiaire de Barrême.
 fig.3.2-Différentes surfaces et géométries caractéristiques de la déformation synsédimentaire.
 fig.3.3-Cartographie du substrat mésozoïque anté-transgression et section subméridienne.
 fig.3.4-Log lithologique des Conglomérats infranummulitiques de la route de Moriez.
 fig.3.5-Localisation des affleurements des Conglomérats infranummulitiques.
 fig.3.6-Reconstitution schématique du paléopaysage au moment du dépôt des conglomérats infranummulitiques.
 fig.3.7-Variations latérales de faciès sur le flanc occidental du synclinal.
 fig.3.8-Variations spatiales et faciologiques des Olistolithes de Barrême.
 fig.3.9- Variations spatiales et faciologiques des Olistolithes de Blieux.
 fig.3.10-Différents types d'organisation des Calcaires à nummulites du flanc oriental.
 fig.3.11-Cartographie de la terminaison septentrionale du synclinal.
 fig.3.12-Transects équatoriaux dans la terminaison septentrionale du synclinal.
 fig.3.13-Transect équatorial dans le ravin de la Colle.
 fig.3.14-Cartographie du secteur de Clumanc et sens des écoulements.
 fig.3.15-Cartographie du secteur de Senez et de la discontinuité du ravin du Dégoutail.
 fig.3.16a-Coupe équatoriale dans le secteur du Dégoutail.
 fig.3.16b-Coupe équatoriale dans l'extrémité sur de l'anticlinal de Malvoisin.
 fig.3.17-Carte des environs de Barrême.
 fig.3.18-Cartographie du secteur de Senez et de la discontinuité entre Grès de Senez/Conglomérats de Malvoisin.
 fig.3.19-Panorama de l'anticlinal de Malvoisin.
 fig.3.20-Discordance du château de Clumanc.
 fig.3.21-Carte du secteur oriental des Gravières.
 fig.3.22-Lithostratigraphie et nomenclature synthétique de la série paléogène de Barrême.
 fig.3.23-Carte des isoépaisseurs et des faciès des Calcaires à nummulites.
 fig.3.24-Corrélations latérales dans les Calcaires à nummulites.
 fig.3.25-Evolution microfaciologique de la coupe des Sauzeries.
 fig.3.26-Estimation qualitative des variations du NMR dans les Calcaires à nummulites.
 fig.3.27-Cartographie du flanc oriental du secteur de Clumanc.
 fig.3.28-Variations latérales des Marnes bleues dans l'ensemble du bassin.
 fig.3.29-Variations des épaisseurs du faisceau calcaire du Château de Clumanc.
 fig.3.30-Transect NW-SE dans le synclinal de Blieux.
 fig.3.31-Cartographie des Grès de Ville.
 fig.3.32a-Evolution spatiale des dépôts de tempêtes.
 fig.3.32b-Zonation faciologique le long d'un profil shore-offshore.
 fig.3.33-Coupe des Grès de Ville de la route D219 du ravin des Sauzeries.

- fig.3.34-Système chenalisant des Grès de Ville au Pont de Chambaresc.
 fig.3.35-Système chenalisant de la Buisnière d'Entouart (cote 1013 m).
 fig.3.36-Coupe équatoriale dans la terminaison septentrionale de la Buisnière d'Entouart.
 fig.3.37-Développement différentiel des Grès de Ville de la Buisnière d'Entouart.
 fig.3.38-Découpage séquentiel de la série des Sauzeries.
 fig.3.39-Répartition géographique et stratigraphique des formations supérieures.
 fig.3.40-Cartographie des membres conglomératiques de la série de Clumanc.
 fig.3.41-Coupes sériées équatoriales à travers la série de Clumanc.
 fig.3.42-Transect subméridien dans le secteur de Clumanc.
 fig.3.43-Reconstitution schématique de la dynamique gravitaire de prodelta.
 fig.3.44-Colonne lithologique du ravin de la Colle et faciès caractéristiques.
 fig.3.45-Transect sur le flanc ouest du Champ-Richard.
 fig.3.46- Reconstitution schématique de la dynamique de front deltaïque.
 fig.3.47-Colonne lithologique du membre de Champ-Richard.
 fig.3.48-Chenal inscrit dans les marnes de prodelta.
 fig.3.49-Flanc septentrional d'un système chenalisant du membre de champ-Richard.
 fig.3.50-Panorama E-W du ravin de la Colle.
 fig.3.51-Distribution faciologique dans le membre de Tréouiller.
 fig.3.52-Modèle de dépôt de crue.
 fig.3.53-Panorama NE-SW de la butte de Serre-Genestier.
 fig.3.54-Faciès caractéristiques des dépôts de prodelta.
 fig.3.55-Déformations intraformationnelles dans les dépôts de prodelta.
 fig.3.56-Modèle d'environnement deltaïque alluvial.
 fig.3.57-Coupe synthétique des Conglomérats de Clumanc.
 fig.3.58-Transect subméridien et position des surfaces caractéristiques.
 fig.3.59-Surface structurale au toit du LST de S7.
 fig.3.60-Cartographie des surfaces caractéristiques des Conglomérats de Clumanc.
 fig.3.61-Corrélations subéquatoriales des séquences de dépôts des Conglomérats de Clumanc.
 fig.3.62-Différentes géométries de l'éventail synsédimentaire de Clumanc.
 fig.3.63-Réponses du système fluviatile à la chute du NMR.
 fig.3.64-Evolution cortège par cortège du système deltaïque alluvial.
 fig.3.65-Géométrie de l'éventail synsédimentaire au sein des Conglomérats de Clumanc.
 fig.3.66-Modalités d'enregistrement des cortèges sédimentaires des séquences S6 à S10.
 fig.3.67-Proposition de corrélations du découpage séquentiel avec les standards chronostratigraphiques.
 fig.3.68-Cartographie du secteur de St-Lions.
 fig.3.69-Coupes équatoriale et subméridienne dans le secteur de St-Lions.
 fig.3.70-Panorama du secteur du Cimetière.
 fig.3.71-Migration des chenaux associée à une discordance progressive.
 fig.3.72-Architecture du Gilbert-Delta du membre du Coulet Rouge.
 fig.3.73-Imbrications singulières observées.
 fig.3.74-Coupe synthétique des Conglomérats de St-Lions.
 fig.3.75-Transect N-S du cimetière de St-Lions au Coulet Rouge et position des séquences de dépôts.
 fig.3.76- Cartographie des surfaces caractéristiques des Conglomérats de St-Lions.
 fig.3.77-Représentation schématique des géométries caractéristiques.
 fig.3.78-Diagramme schématique des cortèges sédimentaires.
 fig.3.79-Proposition de corrélations du découpage séquentiel avec les standards chronostratigraphiques.
 fig.3.80-Cartographie du secteur de Senez.
 fig.3.81-Coupe équatoriale du synclinal de Senez.
 fig.3.82-Développement des Grès de Senez et des Conglomérats de Malvoisin.
 fig.3.83-Coupe du Dégoutail et faciès caractéristiques.
 fig.3.84-Evolution verticale des Grès de Senez s.s.
 fig.3.85-Développement spatial des grès verts.
 fig.3.86-Transect équatorial en rive droite du riu d'Ourgeas.
 fig.3.87-Développement spatial des Conglomérats de Malvoisin.
 fig.3.88-Coupe composite de la série de Senez.

- fig.3.89-Panoramas du secteur de Senez.
 fig.3.90-Cartographie des surfaces caractéristiques de la série de Senez.
 fig.3.91-Panorama et surfaces caractéristiques de l'anticlinal de Malvoisin.
 fig.3.92-Evolution plicative du secteur de Malvoisin.
 fig.3.93-Panorama de la barre des Grès de Senez au Pont de Senez.
 fig.3.94-Profil de corrélations des Grès de Senez et des Conglomérats de Malvoisin.
 fig.3.95-Proposition de corrélations du découpage séquentiel avec les standards chronostratigraphiques.
 fig.3.96-Corrélations des séquences de dépôts et des cortèges dans l'ensemble du synclinal.
 fig.3.97-Tableau chronologique des manifestations tectoniques au cours de l'histoire paléogène du bassin de Barrême.
 fig.3.98a&b-Evolution des taux de sédimentation et de la subsidence tectonique dans le bassin de Barrême.
 fig.3.99-Proposition de corrélations du découpage séquentiel de la série marine avec les standards chronostratigraphiques.
 fig.3.100-Cartographie des formations tertiaires de la bordure orientale du synclinal.
 fig.3.101-Coupe synthétique de la série continentale et découpage séquentiel proposé.

- Tab.3.1-Faciès rencontrés dans les Grès de Ville.
 Tab.3.2-Faciès rencontrés dans les Conglomérats de Clumanc.
 Tab.3.3-Synthèse des mesures d'écoulements dans les Conglomérats de Clumanc.
 Tab.3.4-Faciès rencontrés dans les Conglomérats de St-Lions.
 Tab.3.5-Synthèse des mesures de courants dans les Conglomérats de St-Lions.
 Tab.3.6-Faciès rencontrés dans les Grès de Senez et les Conglomérats de Malvoisin.
 Tab.3.7-Synthèse des structures et figures de courant dans les Grès de Senez et les Conglomérats de Malvoisin.

**PARTIE IV-LE SYSTEME DETRITIQUE DES GRES D'ANNOT S.L.
 (D'ANNOT A St-ANTONIN)209**

- fig.4.1-Carte synthétique du synclinal d'Annot.
 fig.4.2-Coupes équatoriale et méridienne du synclinal d'Annot.
 fig.4.3-Diagramme chronostratigraphique synthétique des dépôts marins paléogènes d'Annot.
 fig.4.4-Les discontinuités majeures des Grès d'Annot.
 fig.4.5-la séquence de turbidité de Bouma.
 fig.4.6-La classification des dépôts gravitaires de Lowe.
 fig.4.7-La classification faciologique de Pickering.
 fig.4.8-La classification faciologique de Ghibaudo.
 fig.4.9-La classification de Mutti.
 fig.4.10-Application de la classification de Mutti aux Grès d'Annot.
 fig.4.11-Modèle de cône sous-marin de Normark.
 fig.4.12-Modèle morphologique et faciologique de Walker.
 fig.4.13-Différents modèles de cônes sous-marin.
 fig.4.14-Organisation des structures sédimentaires selon l'eustatisme.
 fig.4.15-Comparaison entre des éventails de marges passives et actives.
 fig.4.16-Eléments architecturaux des complexes turbiditiques selon le type de système-source.
 fig.4.17-Modèle de système fluvio-deltaïque et fluvio-turbiditique.
 fig.4.18-Modèle de canyon de Stanley.
 fig.4.19-Modèle de vallée de Cremer.
 fig.4.20-Modèle de cuvette de Elliot *et al.*.
 fig.4.21-Modèle de bassins connectés de Pickering & Hilton.
 fig.4.22-La paléofalaise de St-Benoit
 fig.4.23-Mesures de stries autour de la paléofalaise de St-Benoit.
 fig.4.24-Modèle de Pull-apart.
 fig.4.25-cartographie des Conglomérats infranummulitiques.
 fig.4.26-Coupe des Conglomérats infranummulitiques de peyresq.

- fig.4.27-Développement spatial des Calcaires à nummulites.
 fig.4.28-Panorama du plateau d'Educh.
 fig.4.29-Développements différentiels des Marnes bleues.
 fig.4.30-Cartographie des membres des Grès d'Annot.
 fig.4.31-Carte des onlaps apparents des Grès d'Annot.
 fig.4.32-Localisation des coupes et des panoramas.
 fig.4.33-Evolution verticale de faciès et de texture de la coupe des Scaffarels.
 fig.4.34-Corrélations latérales des séquences S1 à S3.
 fig.4.35-Panoramas de la crête de la Barre.
 fig.4.36-Log des grès inférieurs de la crête de la Barre de la route de Braux.
 fig.4.37-Log des grès inférieurs de la crête de la Barre du ravin de Couguille.
 fig.4.38-Cartographie des grès inférieurs de la crête de la Barre.
 fig.4.39-Variations latérales des grès inférieurs au-dessus de la route de Braux.
 fig.4.40-Corrélations des séquences S1 à S3 avec les standards chronostratigraphiques.
 fig.4.41-Corrélations latérales de la discontinuité de la crête de la Barre.
 fig.4.42-Essais de reconstitution paléomorphologique.
 fig.4.43-Log des grès supérieurs de la crête de la Barre de la route de Braux.
 fig.4.44-Cartographie des grès supérieurs de la crête de la Barre.
 fig.4.45-Variations latérales des figures de base de banc et schéma interprétatif proposé.
 fig.4.46-Organisation interne des faisceaux M1 et M2.
 fig.4.47-Corrélations latérales des grès de la crête de la Barre.
 fig.4.48-Les grès supérieurs de la crête de la Barre dans le secteur de Gassiné.
 fig.4.49-Evolution des profils décompactés E-W du Fa aux Scaffarels.
 fig.4.50-Panoramas du ravin du Coulomb.
 fig.4.51-Différents zooms au contact du mégaglisement des Gastres.
 fig.4.52-Panoramas du Fugeret et de la Tête du Ruch.
 fig.4.53-Organisation interne du mégaglisement et comparaison avec l'architecture d'un mégaslump.
 fig.4.54-Log composite de la séquence des Scaffarels.
 fig.4.55-Cartographie de la séquence des Scaffarels.
 fig.4.56-Transect N-S en rive droite du Coulomb des grès des Scaffarels.
 fig.4.57-Transect subéquatorial au-dessus de la localité d'Annot.
 fig.4.58-Variations latérales des grès des Scaffarels au contact des Marnes.
 fig.4.59-panoramas de la chambre du roi et des Garambes.
 fig.4.60-Panorama de la Beïte au Baou de Parou et zooms de la surface d'incision.
 fig.4.61-Zoom de la surface d'incision des grès des Garambes au Fugeret.
 fig.4.62-Log des grès des Garambes.
 fig.4.63-Cartographie des grès des Garambes.
 fig.4.64-Transect des grès des Garambes, de la chambre du roi à la Balme Michel.
 fig.4.65-Organisation interne des grès des Garambes de la chambre du roi.
 fig.4.66-Chenal isolé des Auches.
 fig.4.67-Goutières d'érosion de la chapelle St-Pierre.
 fig.4.68-Chenaux amalgamés de la chapelle St-Pierre.
 fig.4.69-Colonne synthétique de la série paléogène du synclinal de Barrême.
 fig.4.70-Comparaison des Grès d'Annot avec un système turbiditique à lobes attachés.
 fig.4.71-Bloc diagramme des Grès d'Annot.
 fig.4.72-Canevas structural du synclinal et orientations des paléopentes.
 fig.4.73-Migration spatio-temporelle des dépôts-centres.
 fig.4.74-Migrations des séquences de dépôts avec les standards chronostratigraphiques.
 fig.4.75-Modulation des fluctuations eustatiques par la tectonique.
 fig.4.76-Corrélations lithostratigraphiques des séries d'Annot et St-Antonin.
 fig.4.77-Détail lithofaciologique du faisceau gréseux du ravin de Cumi.
 fig.4.78-Colonnes lithologiques de la première formation détritique.
 fig.4.79-Zooms de faciès de la première formation détritique.
 fig.4.80-Colonne lithologique synthétique de la première formation détritique.
 fig.4.81-Carte synthétique et coupe subméridienne du synclinal de St-Antonin.
 fig.4.82-Corrélations chronostratigraphiques entre les séries d'Annot et St-Antonin.
 fig.4.83-Evolution du système fluvio-turbiditique des Grès d'Annot s.l.

PARTIE V-CONCLUSIONS GENERALES.....307

fig.5.1-Diagramme chronostratigraphique du remplissage sédimentaire tertiaire des bassins de Barrême, Annot et St-Antonin.

fig.5.2-Evolution du domaine d'avant-pays des Alpes méridionales du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur.

fig.5.3-Evolution comparée des taux de subsidence entre les bassins d'Annot, Barrême et St-Antonin.

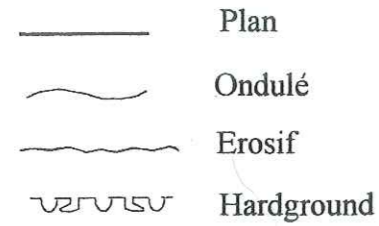
fig.5.4-Amplitude des limites de séquences selon le profil de subsidence tectonique dans chacun des bassins.

ANNEXE.....313

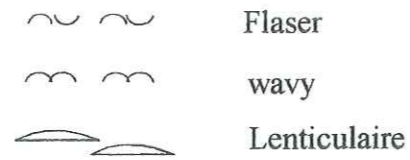
NOMENCLATURE

Structures sédimentaires

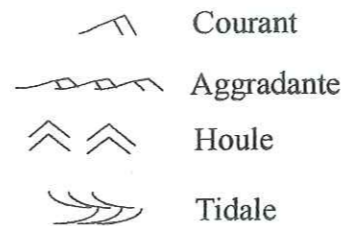
CONTACT



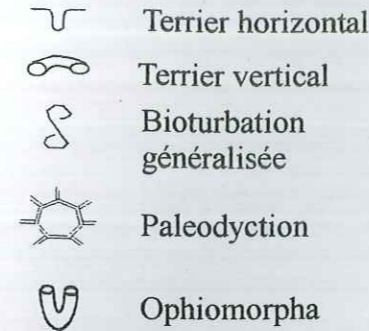
LITAGE



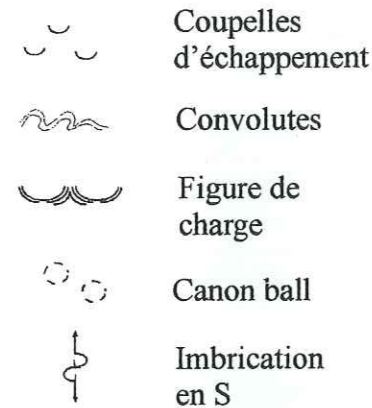
RIDE



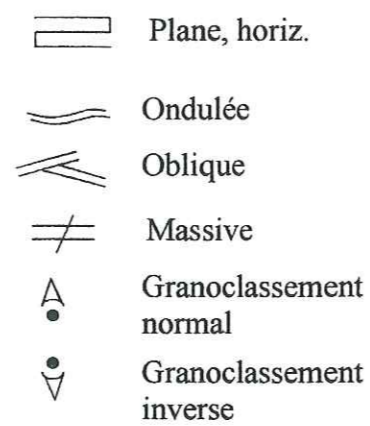
BIOTURBATION



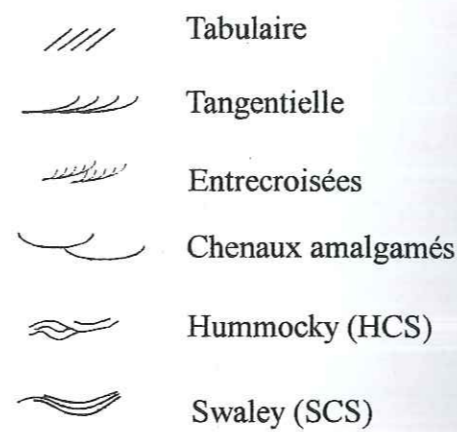
DEFORMATION



STRATIFICATION



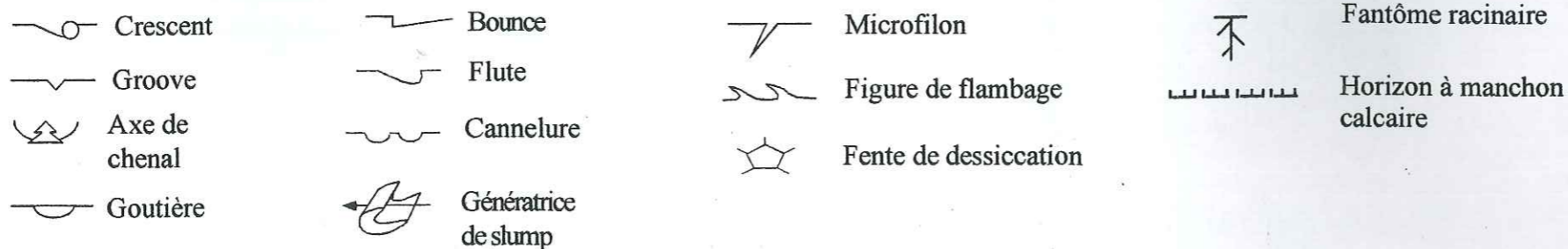
CROSS BEDDING



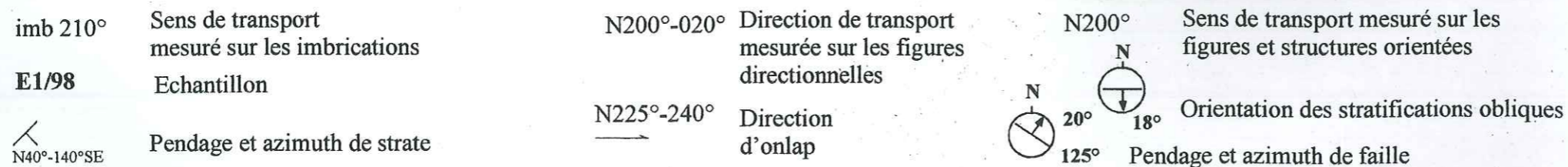
Elements biogéniques



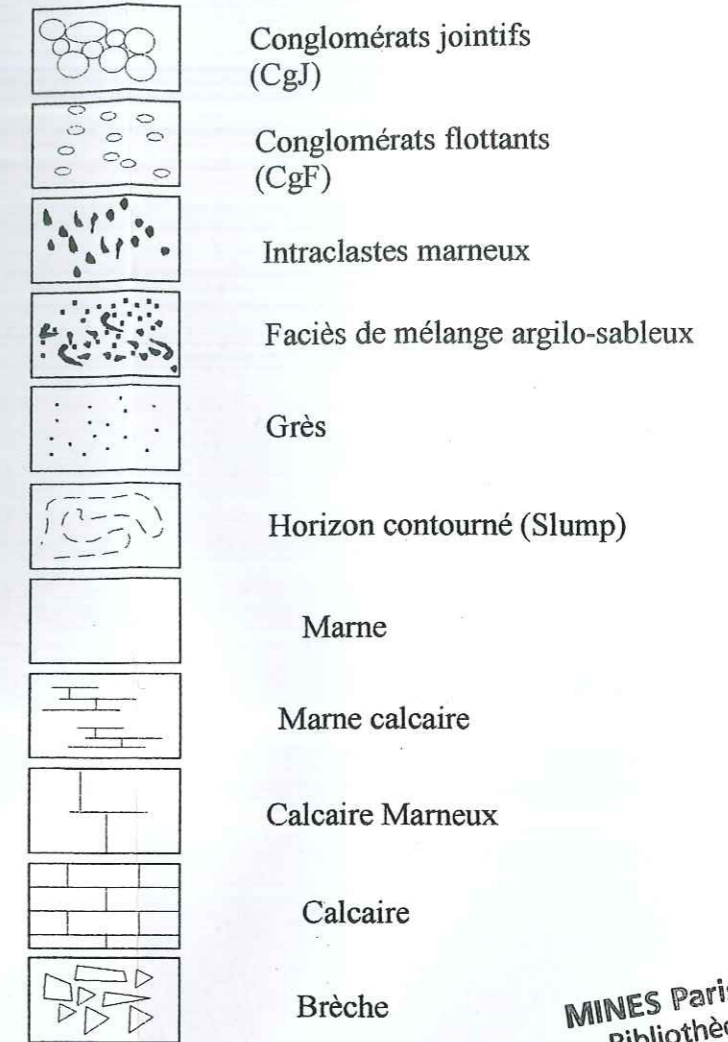
Figures sédimentaires



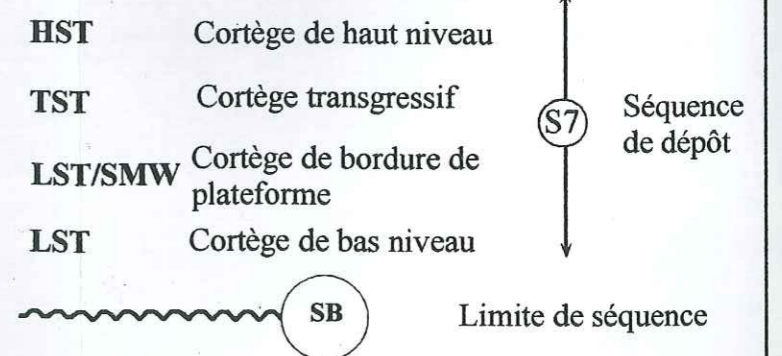
Symbole



Lithologie



Stratigraphie séquentielle



MINES ParisTech
Bibliothèque

**PREMIERE PARTIE :
INTRODUCTION**

I - CADRE DU SUJET

II - LES BASSINS D'AVANT-PAYS
DES ALPES MÉRIDIONALES

III - MÉTHODES UTILISÉES

IV - LES SYNCLINAUX ÉTUDIÉS

I - CADRE DU SUJET

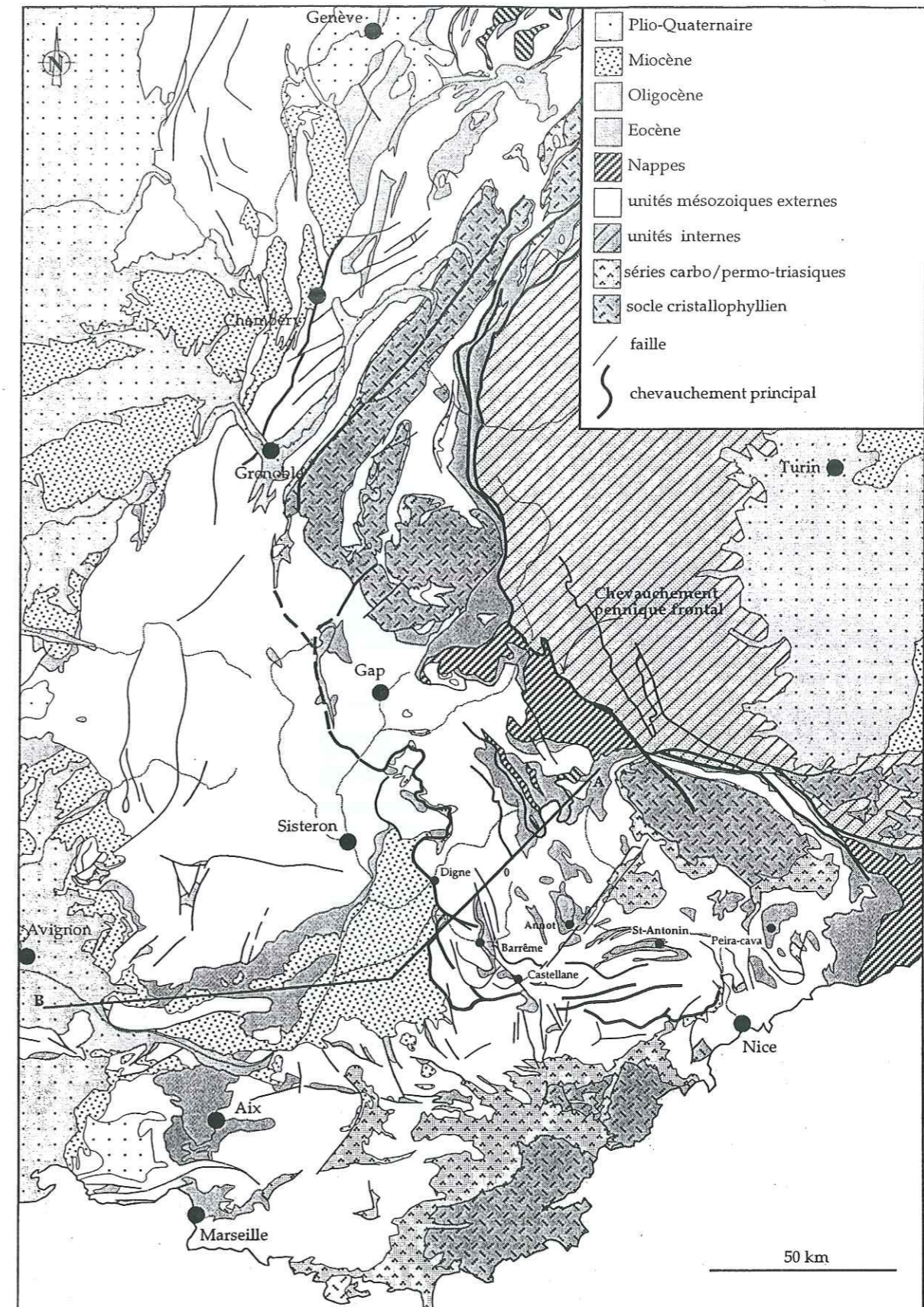


Fig.1.1-Carte géologique de l'Arc alpin occidental (extrait de la carte géologique de France au 1/1 000 000).

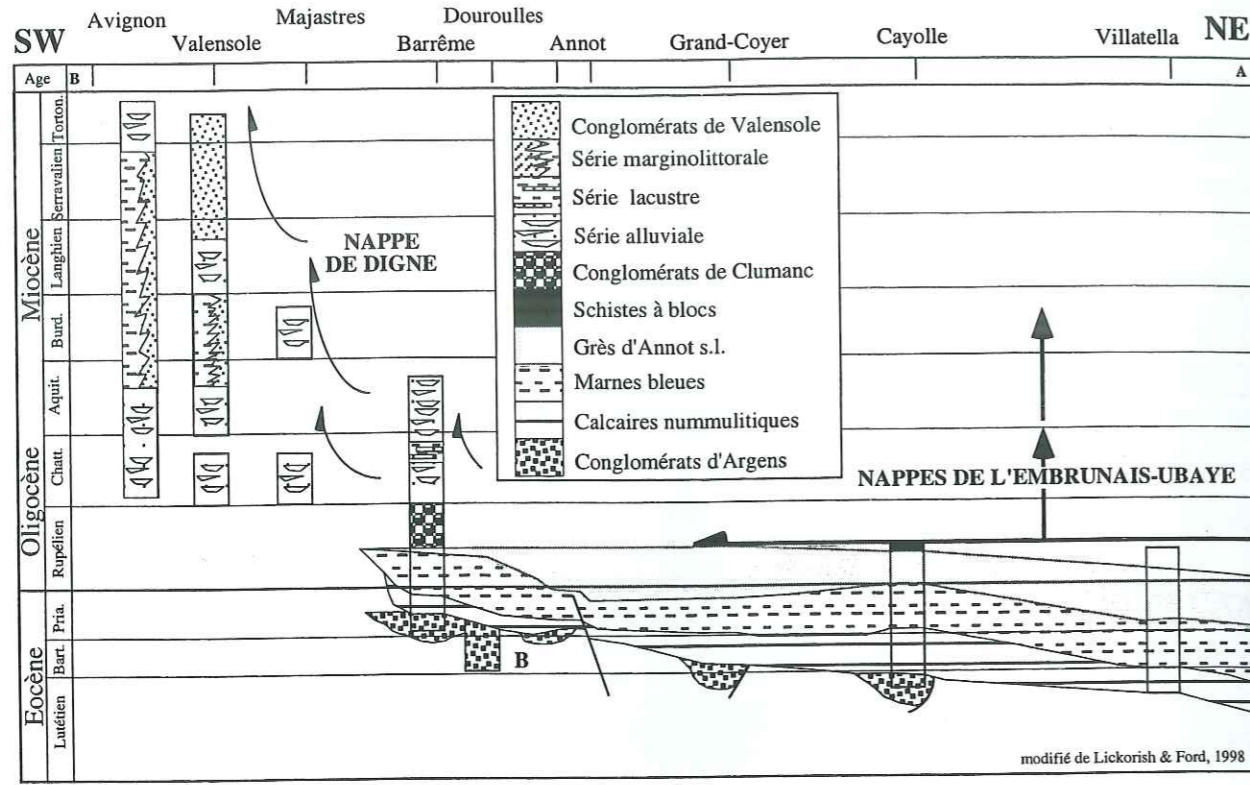


Fig.1.2-Diagramme chronostratigraphique des bassins paléogènes des Alpes externes méridionales. Noter la migration spatio-temporelle des dépôts tertiaires associés à la mise en place des Nappes de l'Embrunais-Ubaye et des chevauchements de la Nappe de Digne. Le transect A-B est reporté sur la figure 1.1.

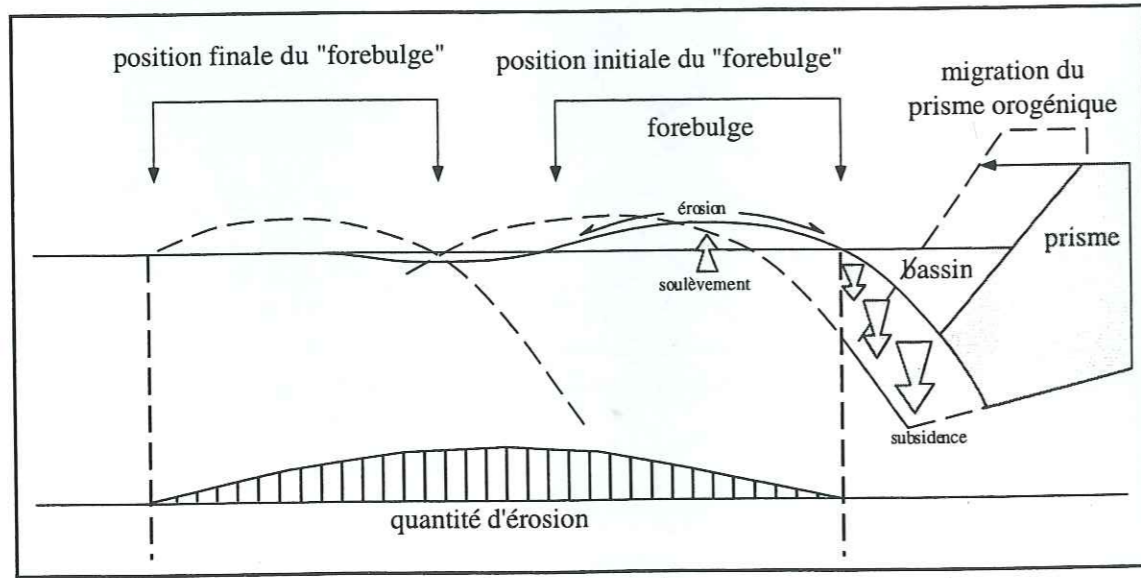


Fig.1.3-Migration du front de déformation associée à l'avancée du prisme orogénique. La quantité d'érosion est calculée à partir d'un taux de dénudation constant. L'érosion est croissante vers les zones externes où le "forebulge" alimente les bassins périphériques. (D'après Crampton & Allen, 1995).

Zone des faciès	Zone des faciès provençaux	Zone intermédiaire	Zone des faciès septentrionaux
Lias	Lias "provençal"	Dorsale du Lias réduit du SW au NE -Lias provençal très réduit -Lias "intermédiaire" -Lias des Moulrières très réduit	Dorsale du Lias réduit du SW au NE -Lias des Moulrières très réduit -Lias à faciès "Digne" -Lias dauphinois
Dogger	marno-calcaires, peu épais	marno-calcaires, peu épais (50 à 100 m)	marno-calcaires épais (100 à 400 m)
Malm	pas de "Terres Noires"	Bathonien-Oxfordien à faciès "Terres Noires" peu épais (300 m)	Bathonien-Oxfordien à faciès "Terres Noires" épais (300 m à 1000 m)
Malm calcaire	calcaires récifaux (400 à 600 m) et faciès intermédiaires à faciès tithonique	calcaires récifaux (400 à 600 m) et faciès intermédiaires à faciès tithonique	faciès tithonique
Crétacé inférieur	néritique à hemipélagique	néritique à hemipélagique	faciès pelagique
Crét. sup.	faciès calcaire, peu épais	faciès calcaire, peu épais	faciès calcaire et alternance marno-calcaire épais
propriétés mécaniques de la couverture sédimentaire	peu facilement déformable (calcaires du Malm)	facilement déformable	peu facilement déformable (épaisseur)
	Cluse de Chablais	Craiset le Poi du Zerbia Crétois inf.	Chaudon Norante Cs Terres Noires Lias marneux
	Crétacé inf. Malm calcaire Oxfordien Dogger Lias		

Fig.1.5-Définition des zones de faciès et propriétés mécaniques correspondantes au substrat mésozoïque, en réponse à la déformation alpine (Ganeval, 1973).

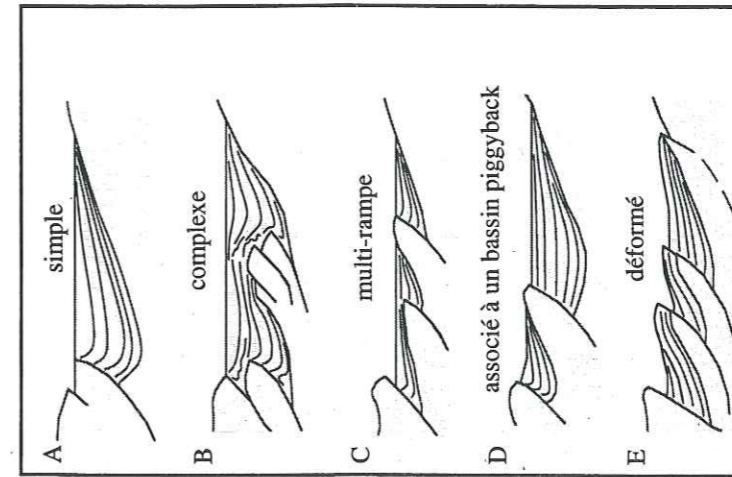


Fig.1.4-Différents types de bassins d'avant-pays flexuraux (selon Ricci-Lucchi, 1986). L'hétérogénéité des géométries flexurales dépend du canevas structural hérité et du comportement mécanique de la couverture.

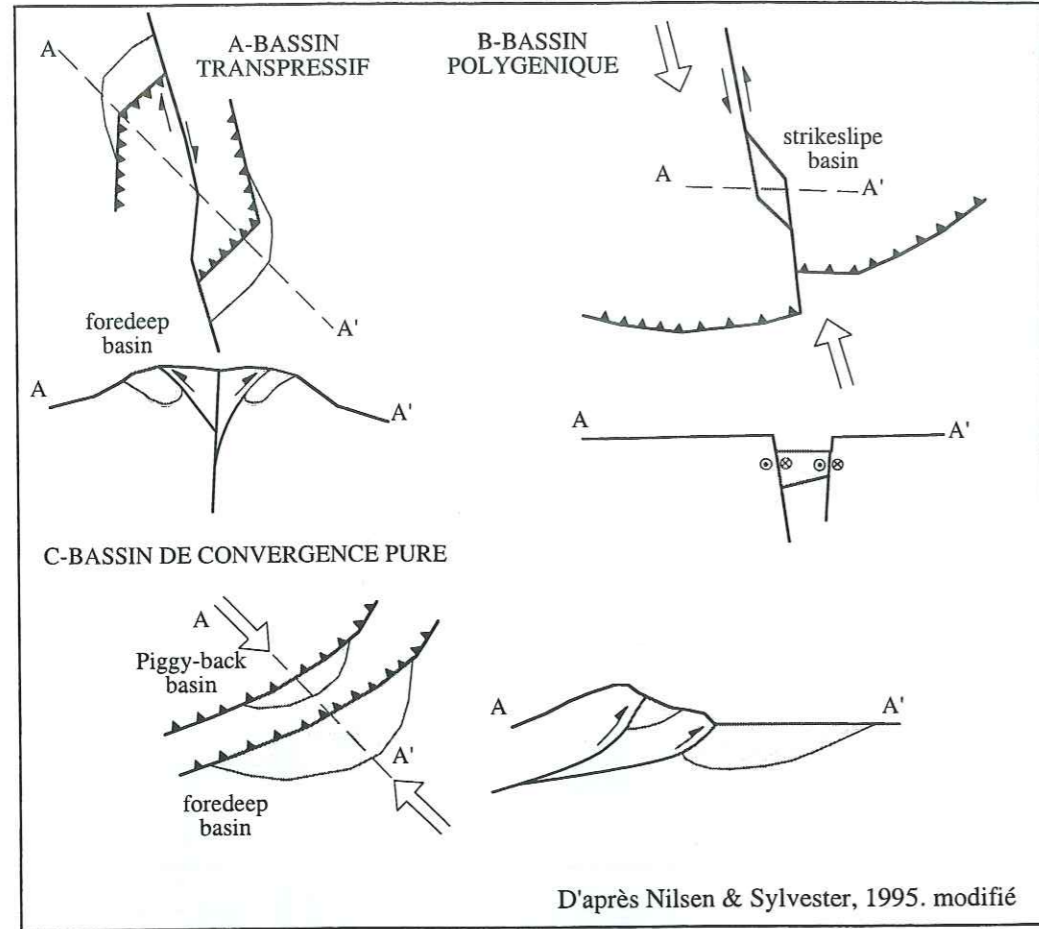


Fig1.6- Caractérisation des bassins d'avant-pays selon le type de convergence crustale.

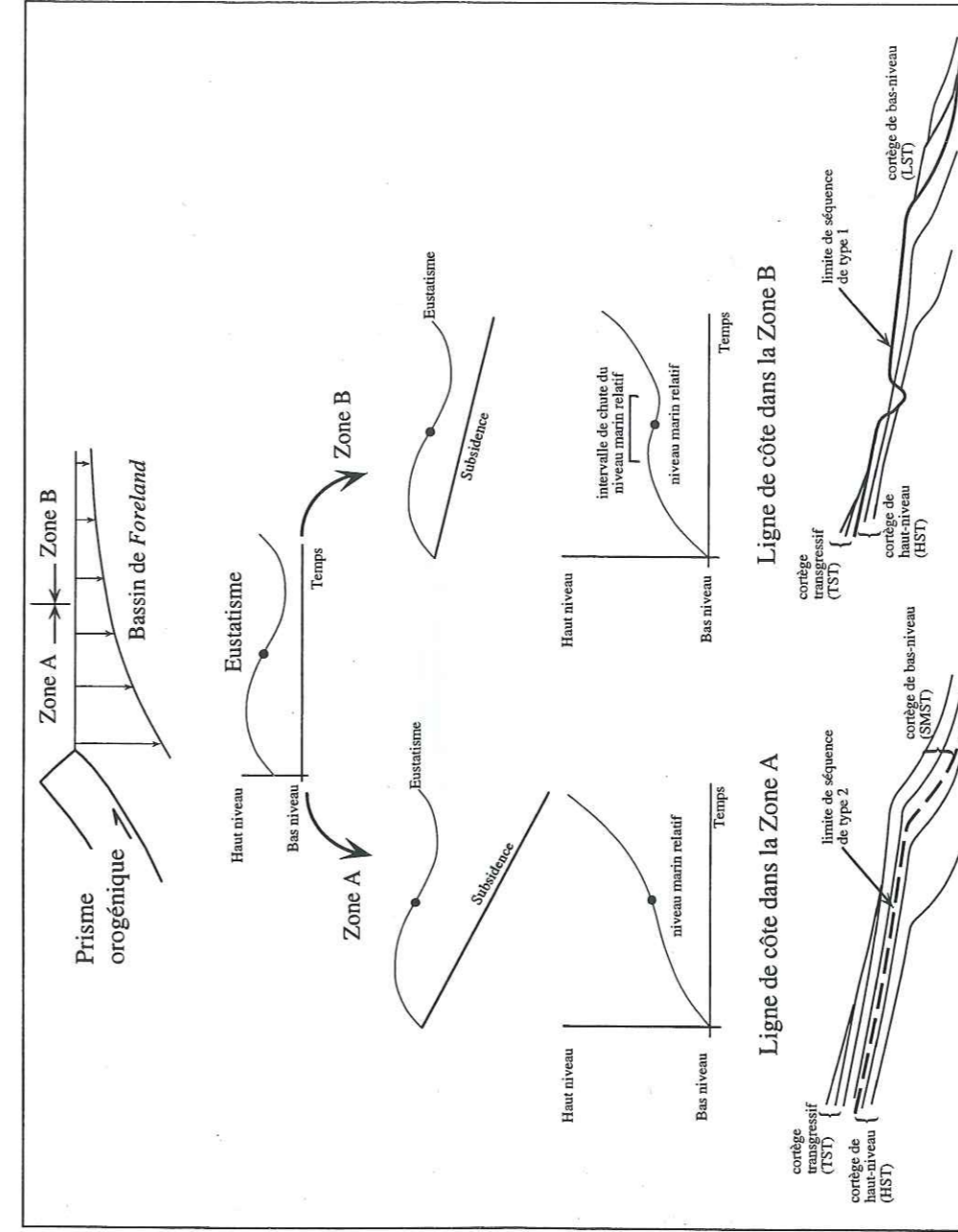


Fig.1.7- Variabilité du modèle de stratigraphie séquentielle par la tectonique dans les bassins d'avant-pays. Dans la Zone A, la subsidence forte liée à la surcharge créée par le prisme orogénique peut conduire à masquer les fluctuations globales du niveau marin. Les limites de séquences sont alors peu marquées. Dans la Zone B, la subsidence n'est pas suffisante pour atténuer l'enregistrement des fluctuations globales du niveau marin et les limites de séquences sont alors franches et bien enregistrées. (Extrait de Posamentier & Allen, 1993a).

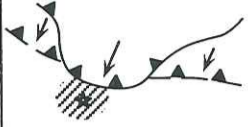
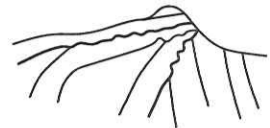


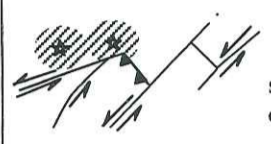

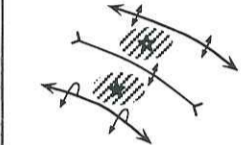

cadre tectonique	réponse	types de discontinuités
 <p>période de mise en place de nappe</p>	formation d'un bassin d'avant-pays le long du front de nappe	discontinuités assemblées composites et progressives 
 <p>surrection et structure de serrage</p>	formation de bassins périphériques	discontinuités isolées composites et progressives 
 <p>surrection et structures complexes de serrage</p>	déplacement du bassin périphérique	discontinuités successives isolées, composites et progressives 
 <p>plissement et chevauchement synsédimentaires</p>	restriction syntectonique des dépôts-centres	synclinaux superposés et discontinuités composites progressives 

Fig.1.8-Différents types de discordances au sein des bassins d'avant-pays au regard du canevas tectonique et du type de déformation (Anadon *et al.*, 1986).

	Alpes françaises	Alpes suisses	Alpes autrichiennes	Alpes italien.
Unités de Flyschs	Annot, Champsaur Aiguille d'Arves Tarentaise Briançonnais & subbr. Autapie, Parpaillon (Flyschs à helminth.)	Val d'Illiez, Altdorf Taveyannaz, Helvet. Ultrahelvetiques Sardona Niesen Prättigau Briançonnais & subbr. Voiron & Gurmigel Schlieren Wägal Helminthoïdes Gëts Perrières Simme	Deutenhausen Feuerstatt Rhénodanubien Greifenstein Zementmergel Reiselberger Verspala Gosau	Lombardien
ETAGE				
Oligocène				
Éocène				
Paléocène				
Maastrichtien				
Campanien				
Santonien				
Coniacien				
Turonien				
Cénomanién				
Albien				
Aptien				

Fig.1.9-Stratigraphie des unités à dominante siliciclastique de type flysch au cours de l'orogénèse de l'arc alpin occidental (Homewood, 1983)

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

**II - LES BASSINS D'AVANT-PAYS
DES ALPES MÉRIDIONALES**

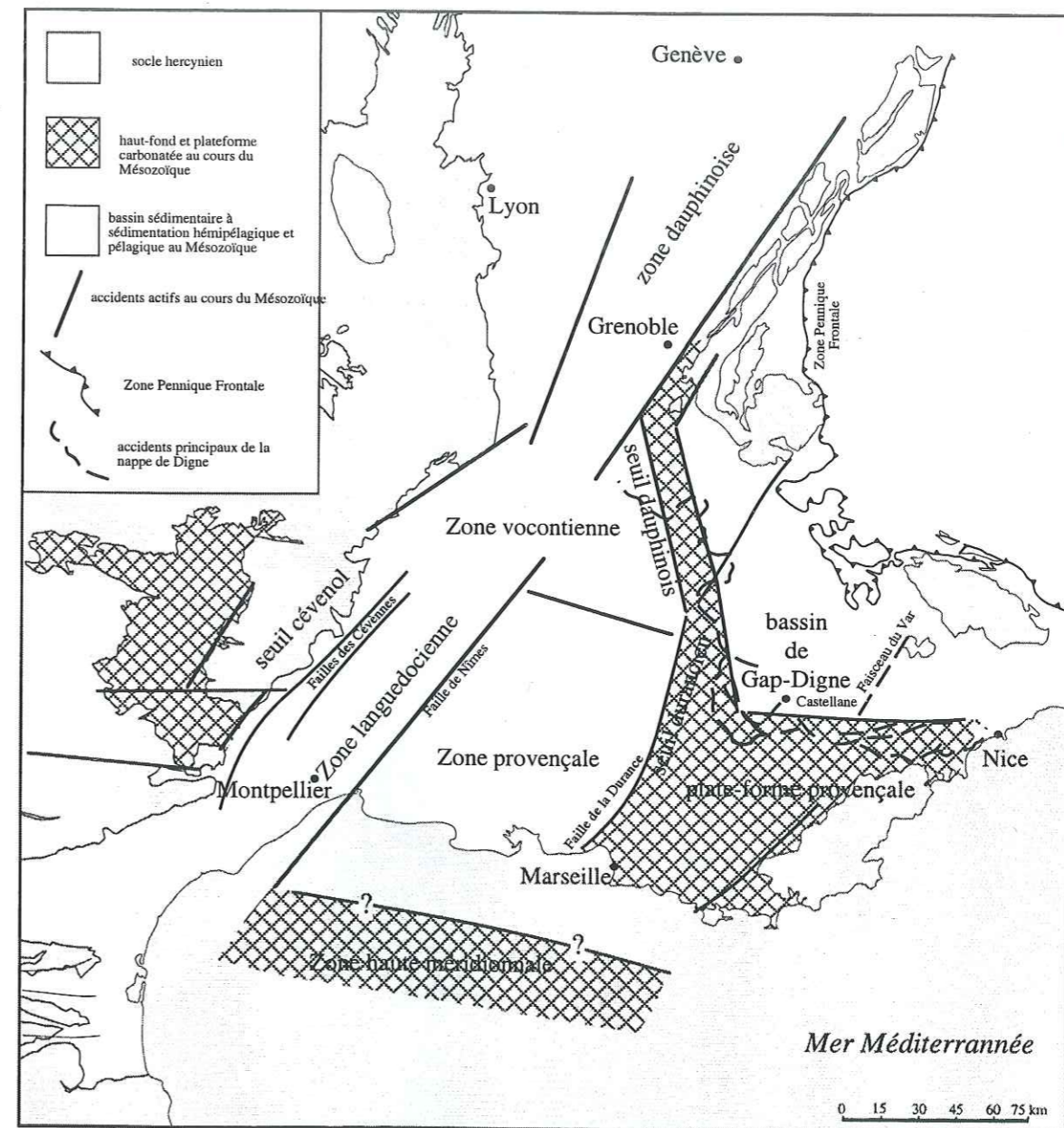


Fig.1.10-Cadre structural et sédimentaire du bassin mésozoïque du Sud-Est de la France. Il faut noter la structure en arc développée dans le secteur de Castellane avec la plateforme provençale au sud et le seuil durancien à l'ouest qui correspond sensiblement aux limites occidentales actuelles de la nappe de Digne. Cela souligne l'importance de l'héritage structural lors de la collision alpine et de la localisation des chevauchements principaux. (modifié d'après Baudrimont & Dubois, 1977).

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

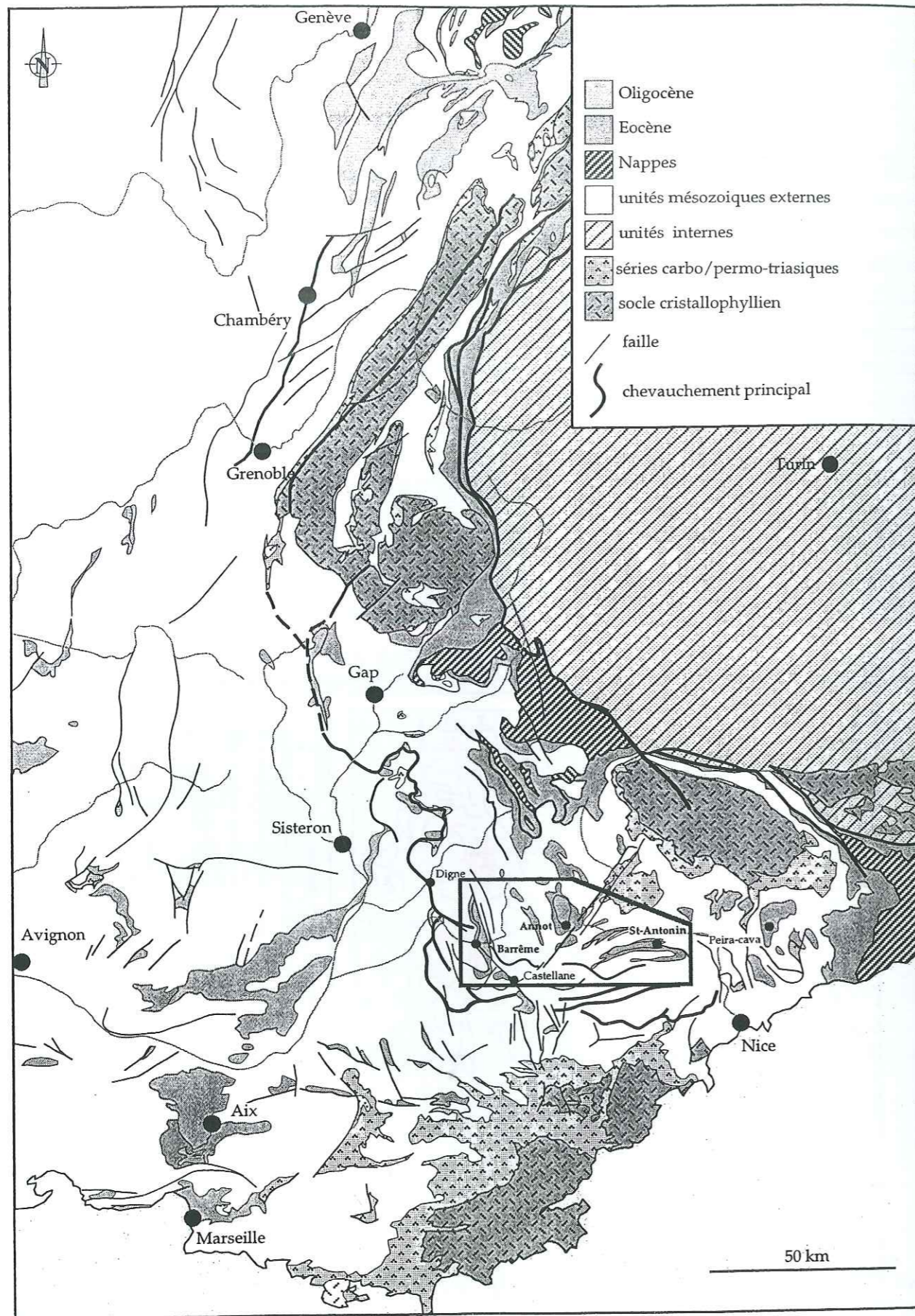


Fig.1.14-Domaine étudié dans l'arc alpin occidental. Affleurements des séries éo-oligocènes.

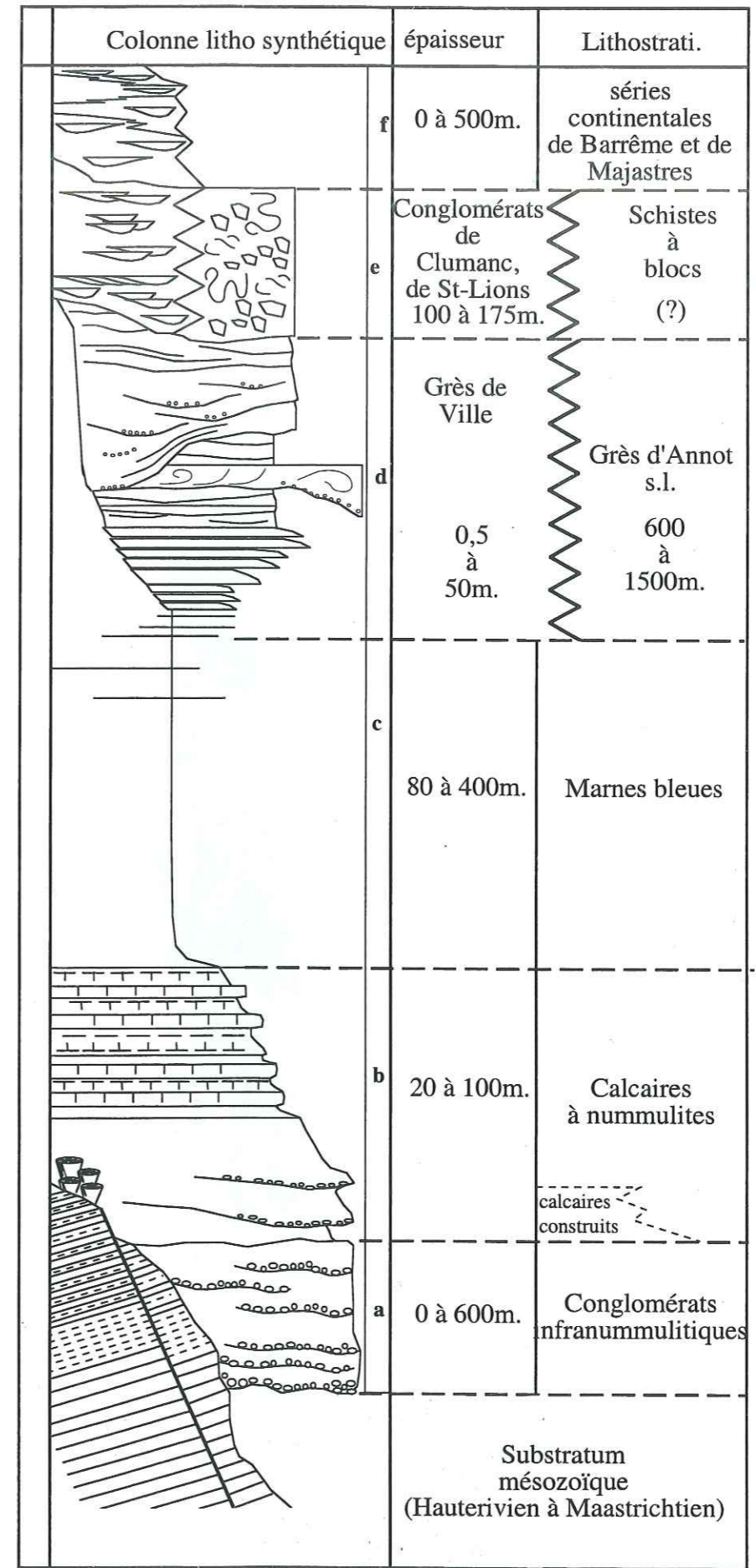


Fig.1.15-Lithostratigraphie synthétique de la série paléogène des Alpes méridionales.

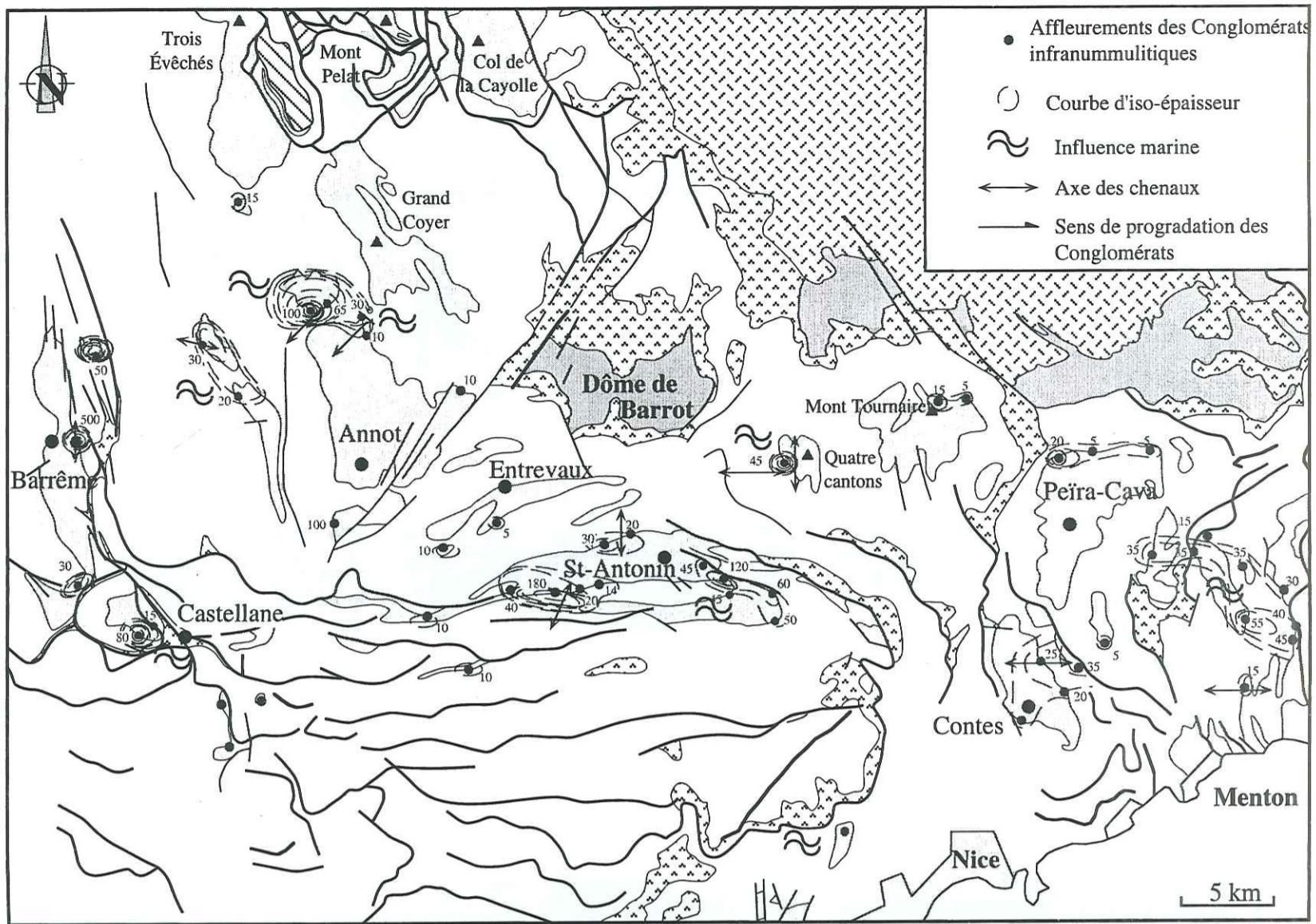


Fig.1.16-Distribution spatiale et développement vertical des Conglomérats infranummulitiques. Les données sont extraites de J. Bodelle (1971) et R. Campredon (1972, 1977). On constate l'existence de dépôt-centres prononcés à proximité d'accidents crustaux. Il faut garder à l'esprit que comme pour les Calcaires à nummulites qui les recouvrent, ils sont vraisemblablement diachrones. A cela s'ajoute une forte hétérogénéité faciologique entre des conglomérats fluvio-torrentiels et des conglomérats margino-littoraux.

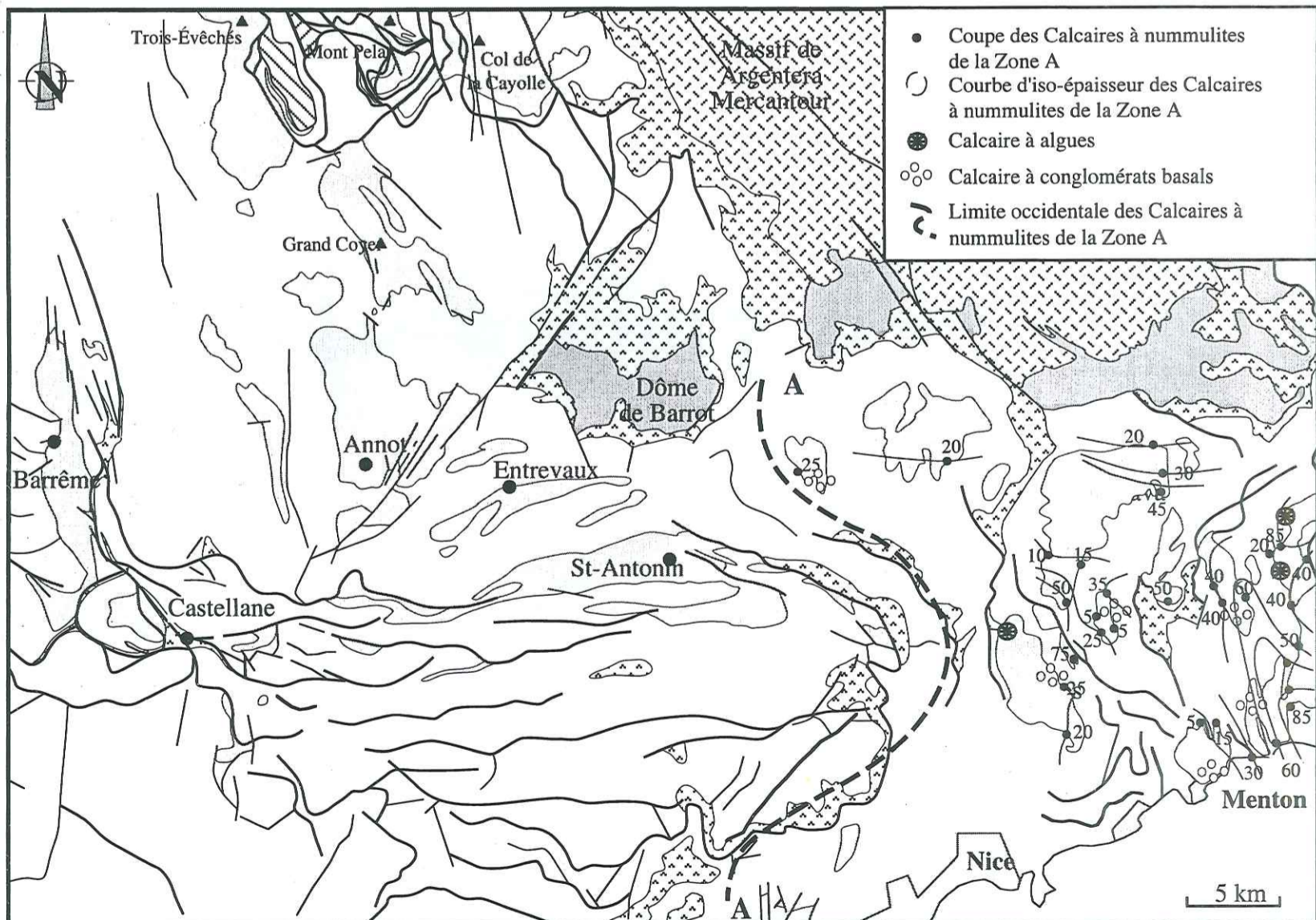


Fig.1.17-Extension géographique et développement vertical des Calcaires à nummulites de la Zone A (d'après Campredon, 1972, 1977).

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

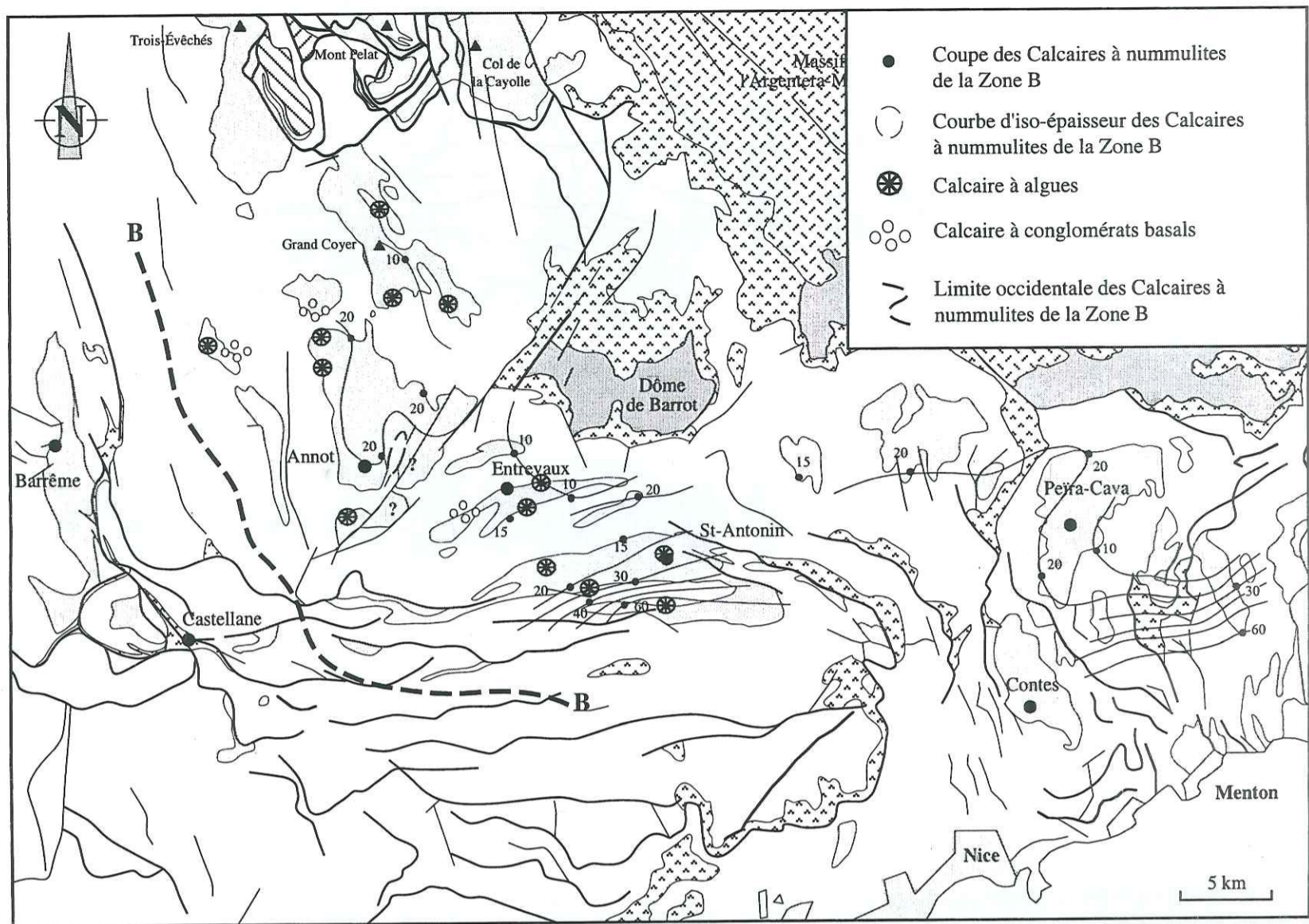


Fig.1.18-Extension géographique et développement vertical des Calcaires à nummulites de la Zone B (d'après Campredon, 1972, 1977 ; Apps, 1987)

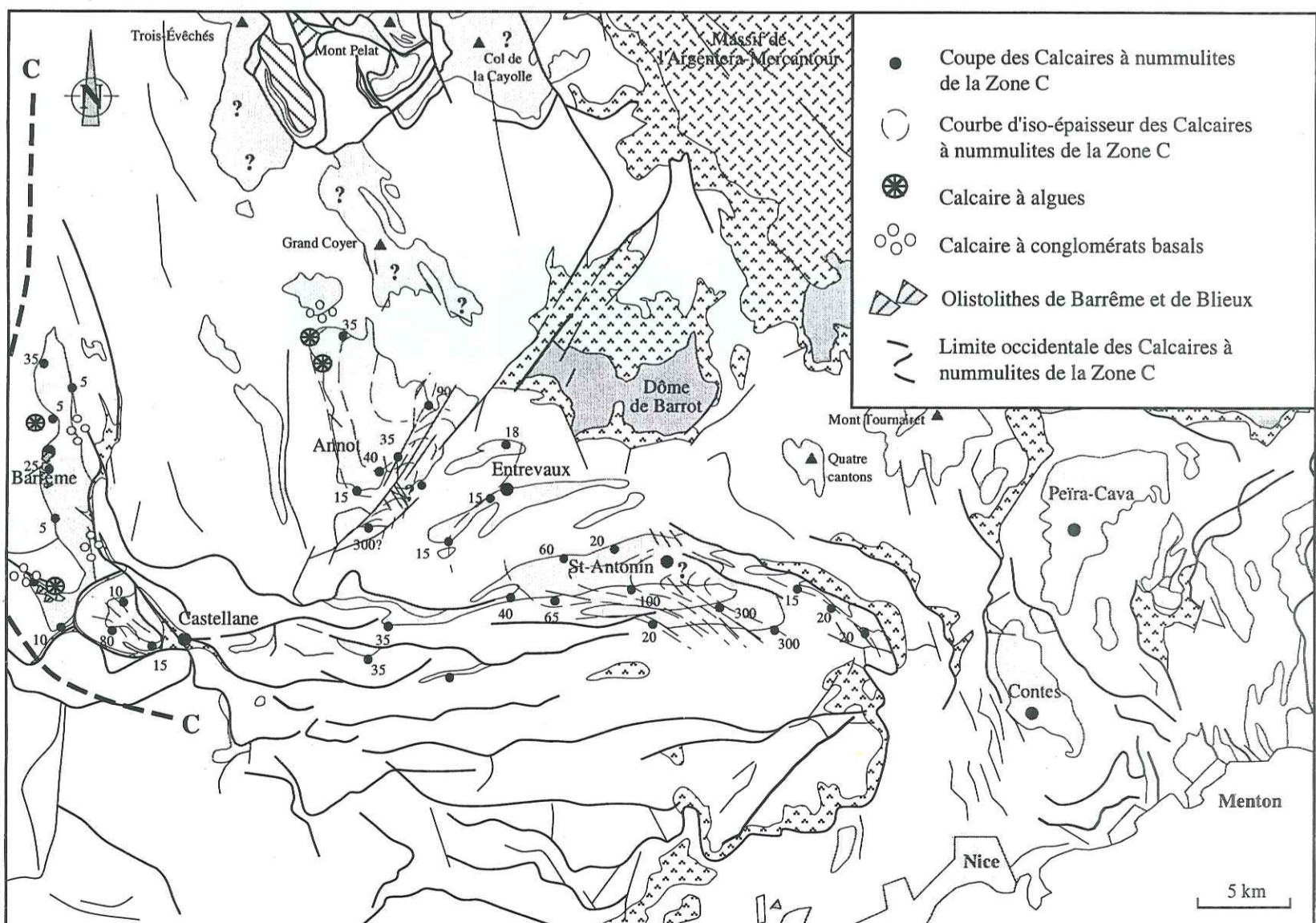


Fig.1.19-Extension géographique et développement vertical des Calcaires à nummulites de la Zone C (d'après Bodelle, 1971).

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

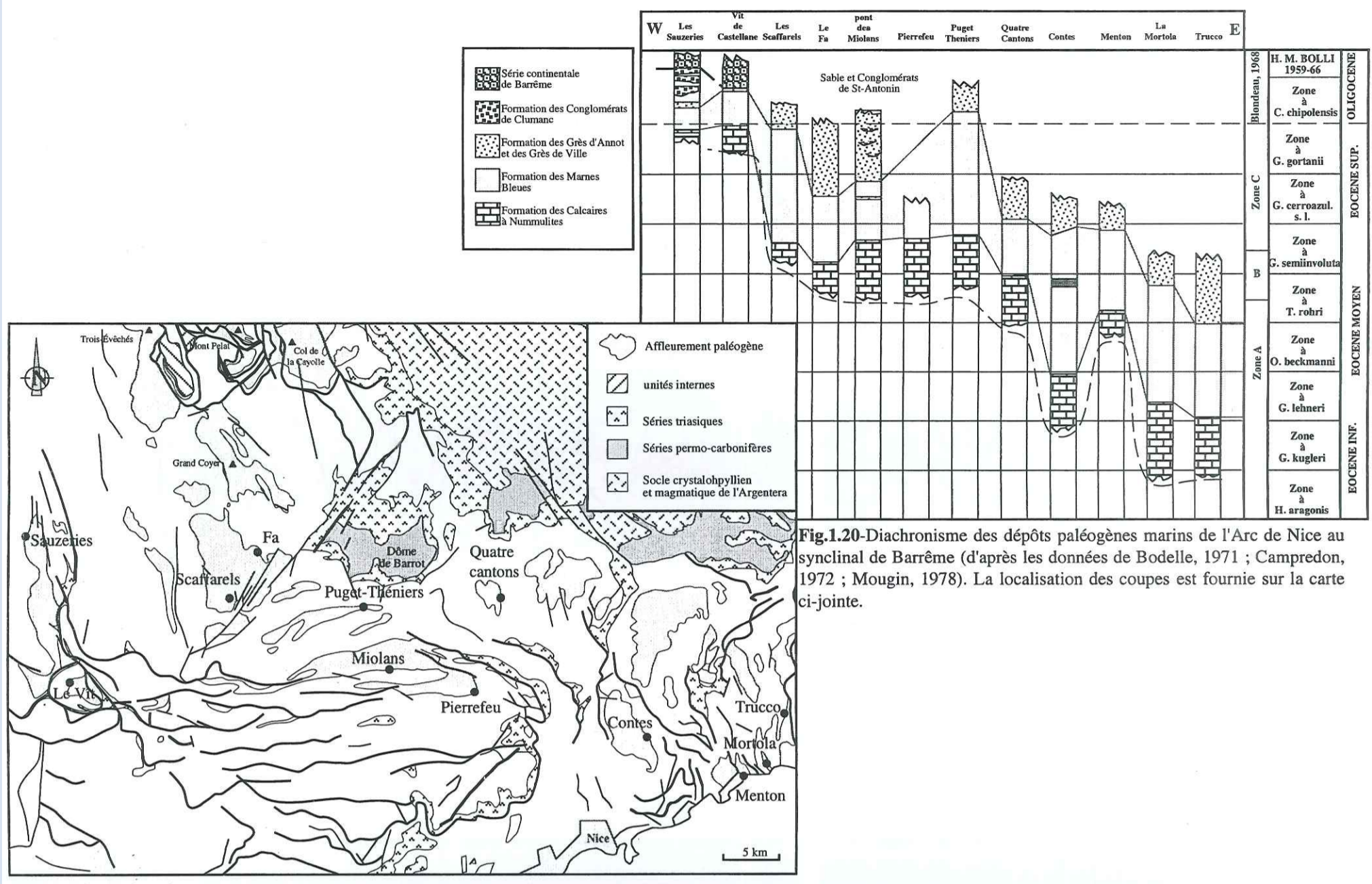


Fig.1.20-Diachronisme des dépôts paléogènes marins de l'Arc de Nice au synclinal de Barrême (d'après les données de Bodelle, 1971 ; Campredon, 1972 ; Mougin, 1978). La localisation des coupes est fournie sur la carte ci-jointe.

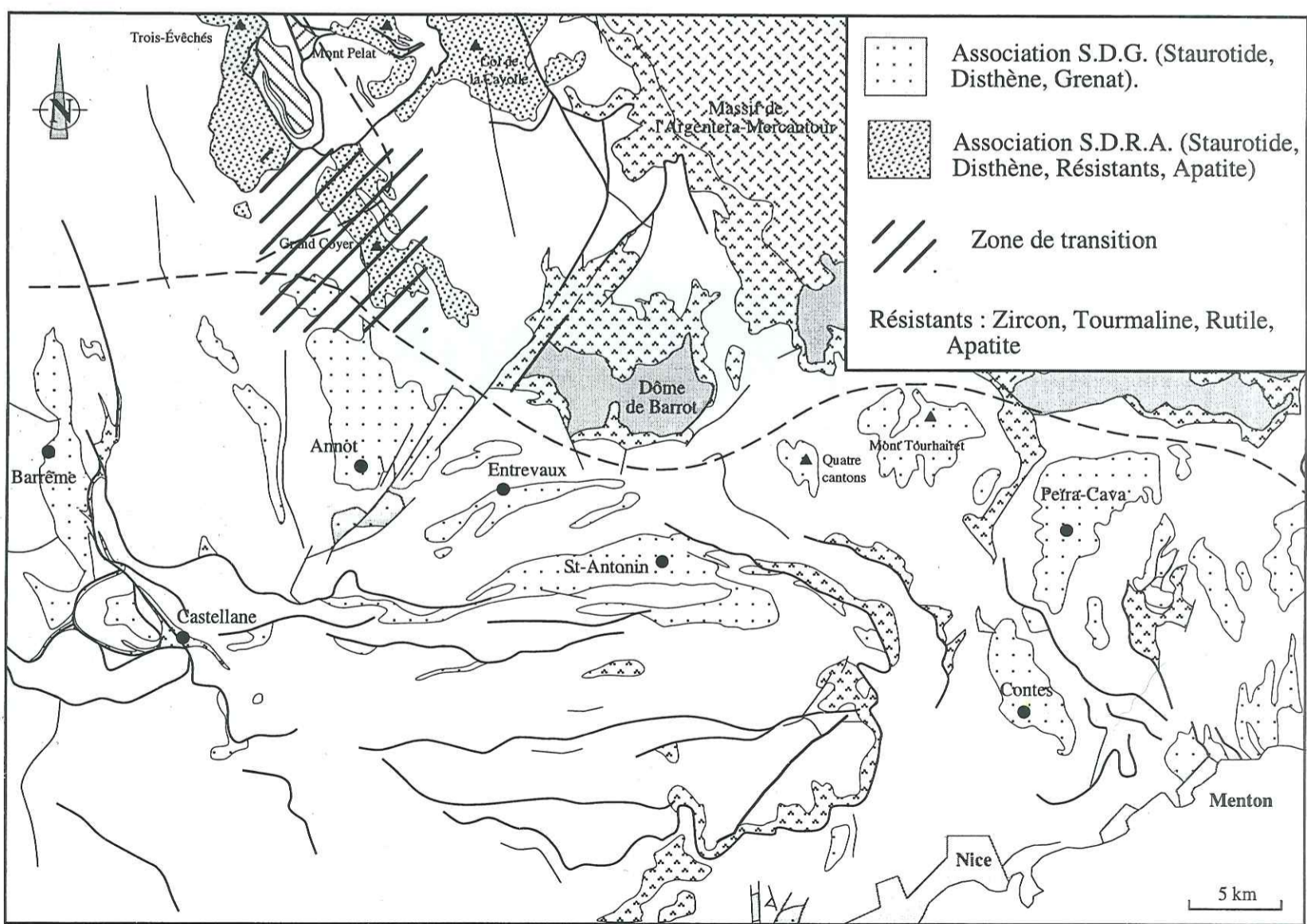


Fig.1.21-Les différents cortèges pétrographiques des Grès d'Annot (d'après Stanley, 1961). Les associations SDG et SDRA ont une affinité avec les massifs méridionaux des Maures-Esterel, alors que l'association septentrionale GRA (non représentée ici car développée au nord du massif de l'Argentera-Mercantour) souligne une contribution de la couverture permo-triasique pour Stanley (1961) ou une affinité plus méridionale dans le prolongement est du massif corso-sarde pour Ivaldi (1974) et Jean (1985).

localités	puissance	paléocourant	granulo. moyenne	épais. banc	chenalisation	environnement
Menton	300 m	N	medium-grossier	< 5 m	-	prox. deltaïque
Contes	350 m	N	medium-grossier	< 10 m	présent	prox. deltaïque
Peïra-cava	650-800 m	NNE	fin-grossier	< 10 m	rare	turbiditique prox.
Grand-Coyer	250-400 m	WNW	grossier	< 10 m	présent	turbiditique prox.
Trois Eveches	400 m	WNW-NNW	medium-grossier	< 5 m	absent	turbiditique distal
Annot E	250 m	NNE	fin-medium	< 5 m	absent	turbiditique distal
Annot W	700 m	WNW-NNW	grossier	< 20 m	fréquent	turbiditique prox.
St-Antonin	1500 m	WNW	grossier-Cg	< 10 m	abondant	prox. deltaïque
Entrevaux	150 m	NNW	fin-medium	< 5 m	absent	turbiditique distal
Barrême	50 m	NNW	fin-medium	< 1 m	rare	plateforme externe

Fig.1.23-Comparaison du remplissage Grès d'Annot *s.l.* des différents bassins des Alpes méridionales (modifié de Pickering *et al.*, 1998).

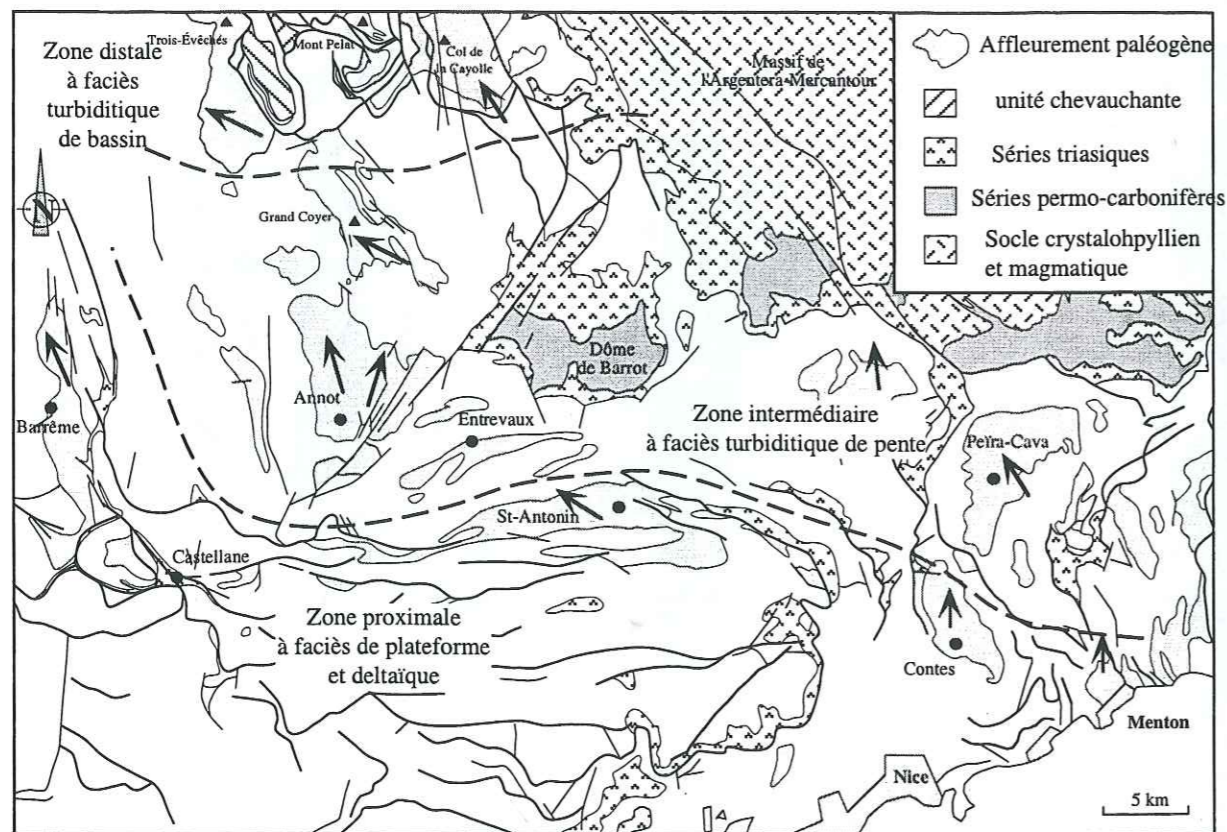


Fig.1.22-Répartition environnementale des Grès d'Annot selon la diversité des faciès observés dans les Grès. Les sens d'écoulements sont modifiés de Lanteaume *et al.*, 1967).

III - METHODES UTILISEES

FORAMINIFERES PLANCTONIQUES	NANNO PLANCTON	FORAMINIFERES BENTHIQUES	CHRONOS	ETAGE	TPS (Ma.)	
P19	NP23	<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="display: flex; justify-content: space-between; width: 100%;"> N. praegarnieri N. perforatus </div> <div style="display: flex; justify-content: space-between; width: 100%;"> C. gassinensis N. chavannesi N. incrassatus N. incrassatus incrassatus </div> <div style="display: flex; justify-content: space-between; width: 100%;"> N. striatus N. vascus </div> <div style="display: flex; justify-content: space-between; width: 100%;"> N. garnieri garnieri N. stellatus N. pulchellus N. fabianii </div> </div>	C12	OLIGOCENE	Rupélien	30
P18	NP22		SBZ 21			
P17	NP21		SBZ 20	C15	EOCENE	35
P16	NP19/20		SBZ 19	C16		
P15	NP18		SBZ 18	C17		
P14	NP17		SBZ 17	C18	Bartoniien	40
					Priabonien	

Fig.1.24- Corrélation entre les zones de foraminifères benthiques et l'échelle de Berggren et al. (1995). D'après Serra-Kiel et al. (1998).

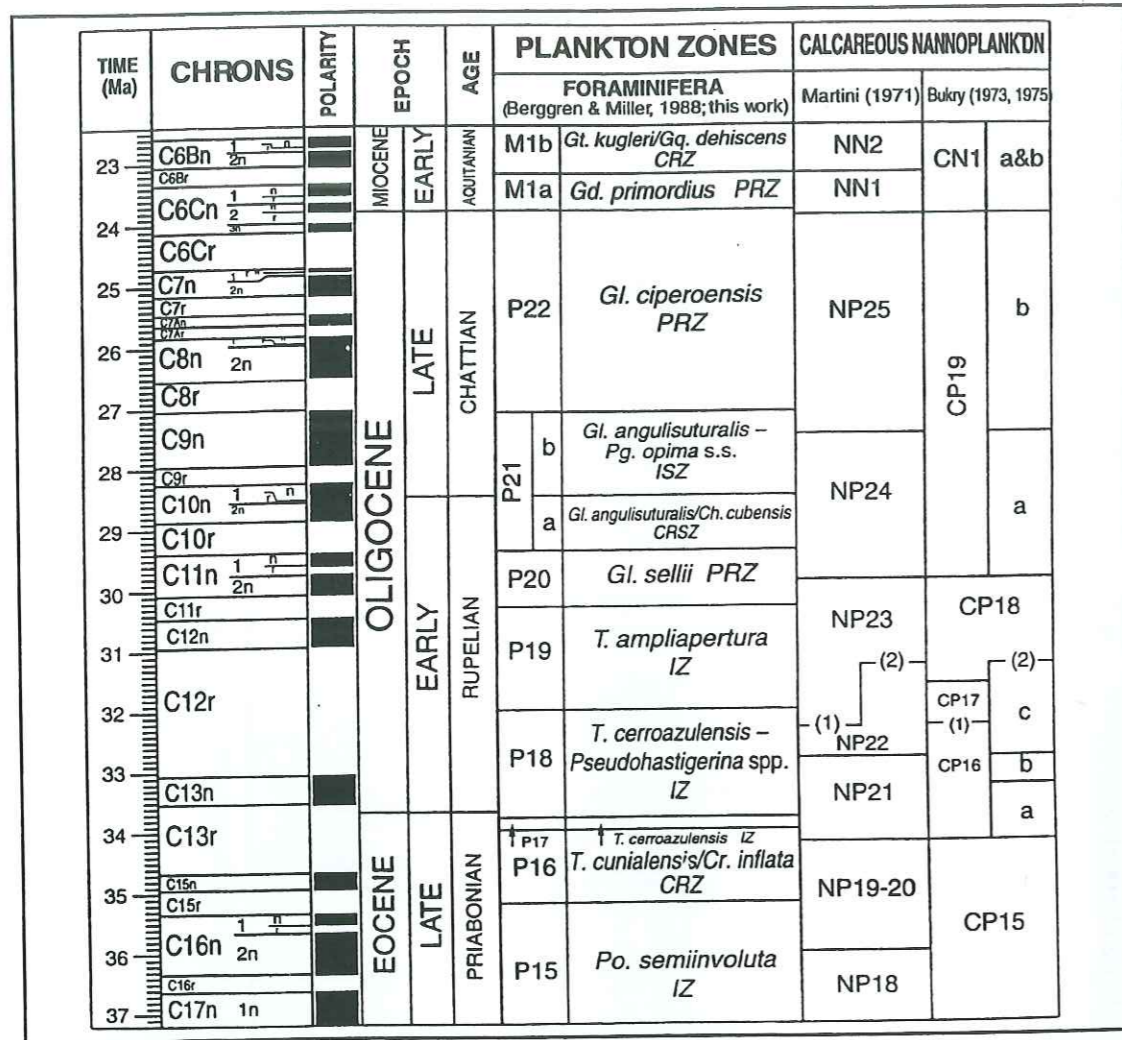


Fig.1.25-Tableau de corrélations chronostratigraphiques pour l'intervalle Eocène supérieur-Oligocène (Berggren et al., 1995).

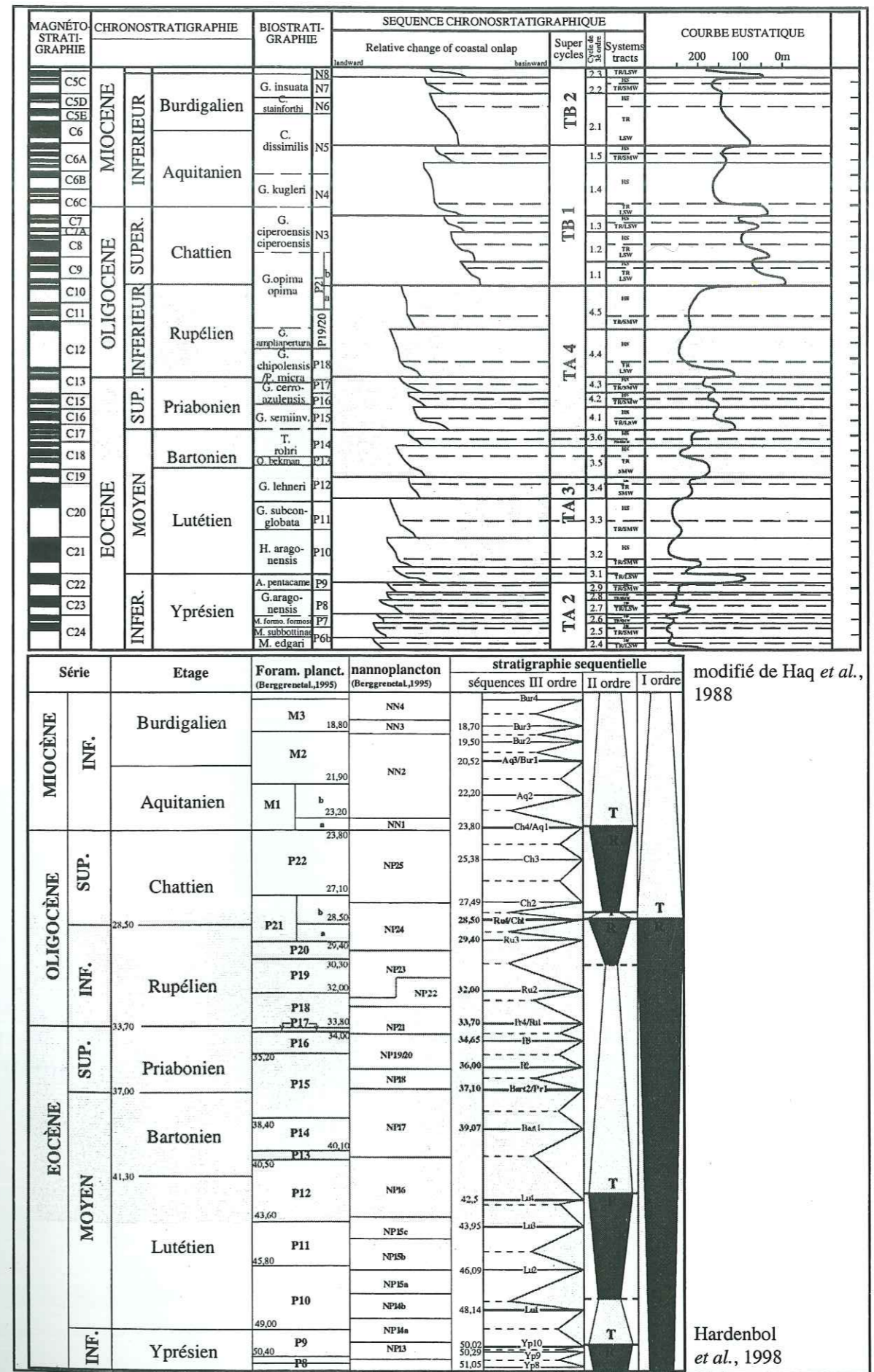


Fig.1.26-Chartes chronostratigraphiques de Haq et al., 1988 et Hardenbol et al., 1998 pour l'intervalle de temps considéré. Les différences notables des ages absolus entre les deux chartes proviennent du recalibrage des chrons magnétiques.

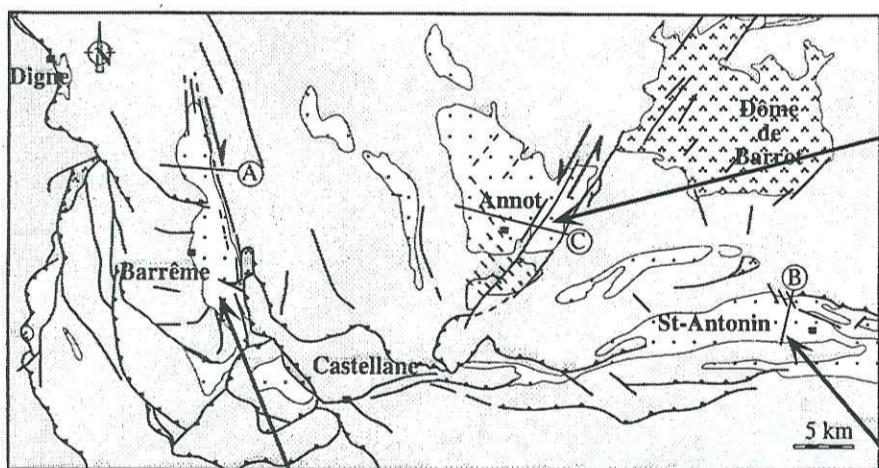
modifié de Haq et al., 1988

Hardenbol et al., 1998

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

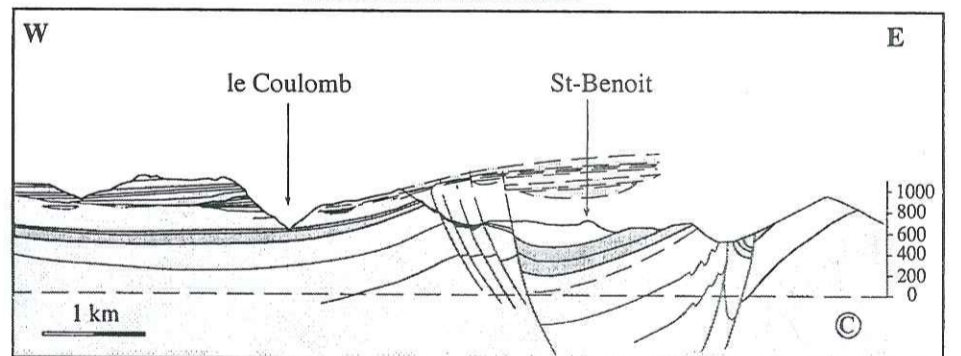
IV - LES SYNCLINAUX ÉTUDIÉS

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013



synclinal d'Annot

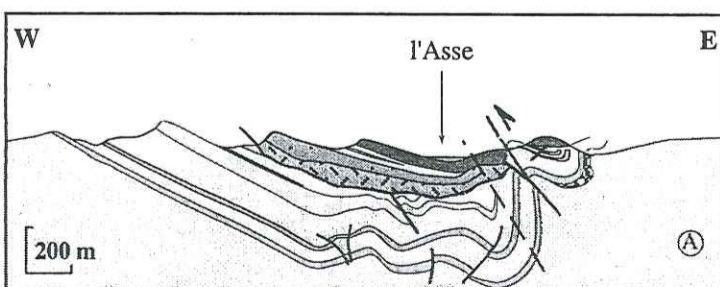
- secteur interne de la nappe de Digne
- synclinal "coffré" sans orientation préférentielle
- sédimentation profonde de bassin
- système turbiditique très développé
- déformation cassante connue



modifié d'après Rudloff, 1968.

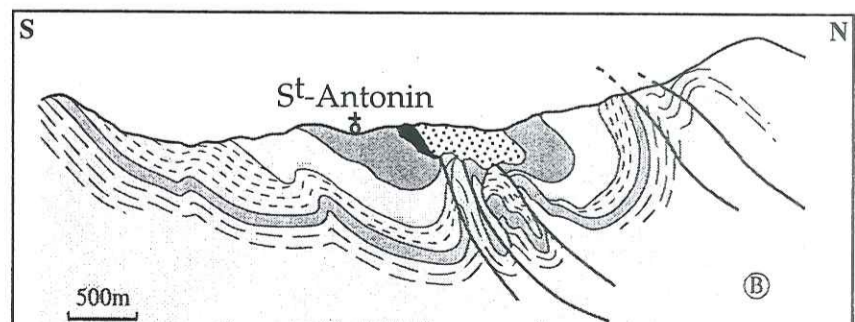
synclinal de Barrême

- secteur frontal W de la nappe de Digne
- synclinal d'orientation subméridienne
- sédimentation de plateforme
- présence de matériels exogènes
- déformation flexurale connue



synclinal de St-Antonin

- secteur frontal S de la nappe de Digne
- synclinal d'orientation équatoriale
- sédimentation deltaïque
- système source des Grès d'Annot
- déformation flexurale connue



Campredon & Giannerini, 1986

Fig.1.27-Position des synclinaux de Barrême, Annot et Saint-Antonin au sein de l'Arc de Castellane. coupes schématiques au sein des trois synclinaux. noter les axes contrastés entre les bassins au regard de leur position au sein de l'arc, mais aussi des géométries différentes au regard de la dynamique de déformation entre les bassins à jeu de failles (Annot) et les bassins flexuraux (Barrême et Saint-Antonin).

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

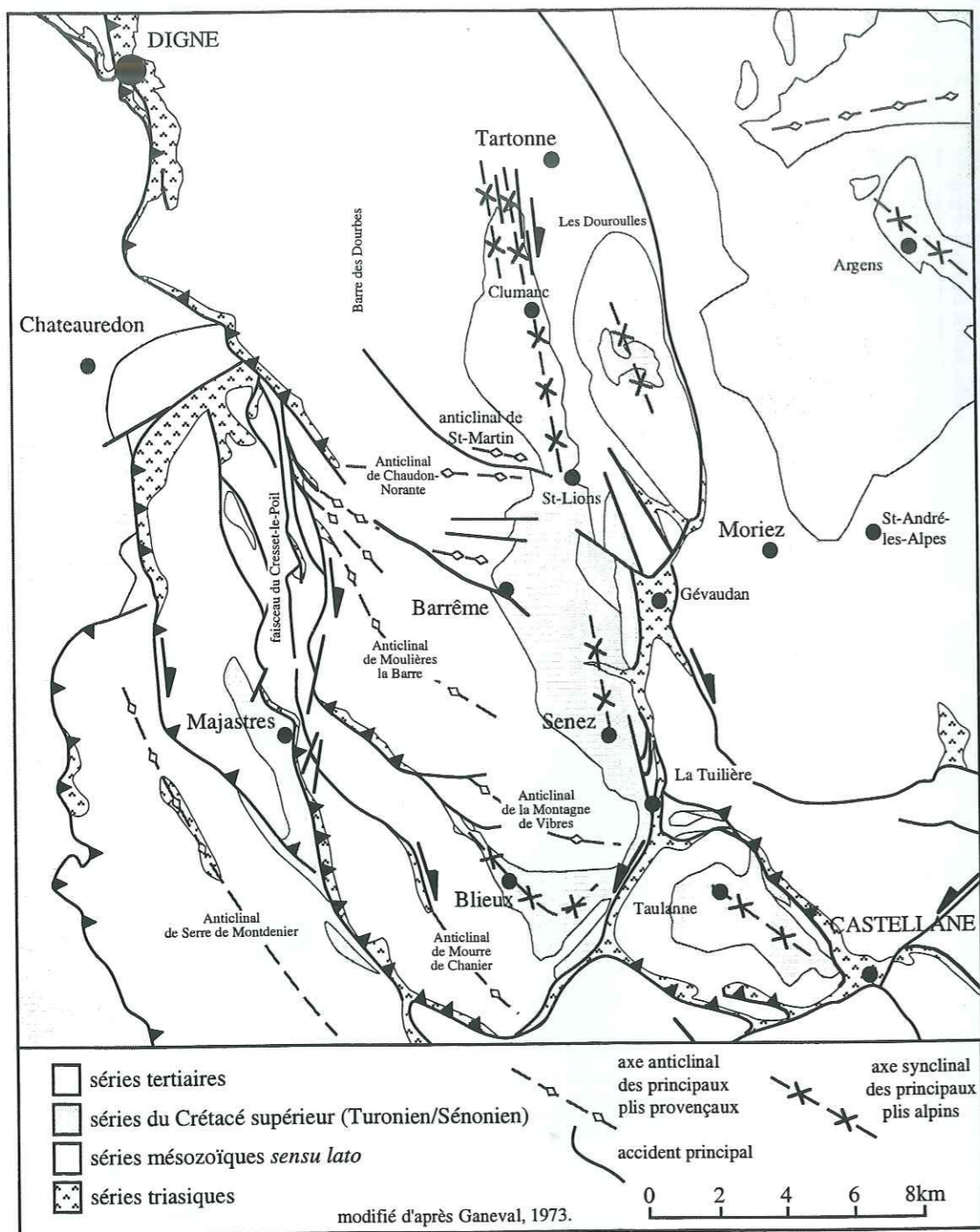


Fig.1.28-Carte structurale de la région de Barrême. On notera l'existence de plusieurs familles de plis : des plis E-W liés à la déformation pyrénéo-provençale, des plis N-S liés à la structuration alpine. La mise en place d'accidents transpressifs dans la zone frontale de la nappe a réorienté les plis provençaux.

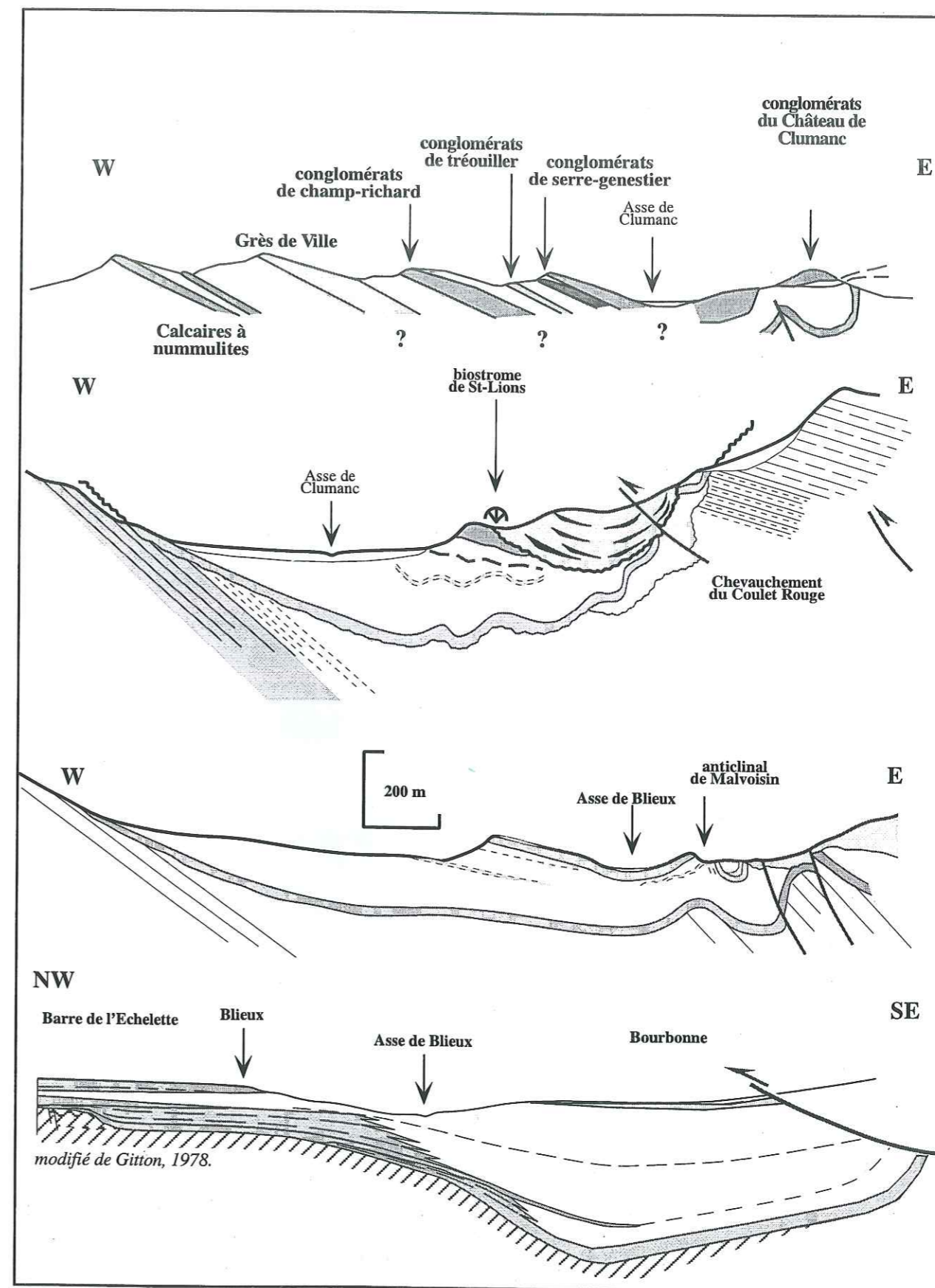


Fig.1.29abcd-Coupes séries dans le synclinal de Barrême. a-secteur de Clumanc. b-secteur de St-Lions. c-secteur de Senez. d-secteur de Blioux. On note une dissymétrie prononcée dans l'ensemble du synclinal. Le flanc oriental est fortement structuré avec une série redressée, fréquemment affectée d'accidents transpressifs.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

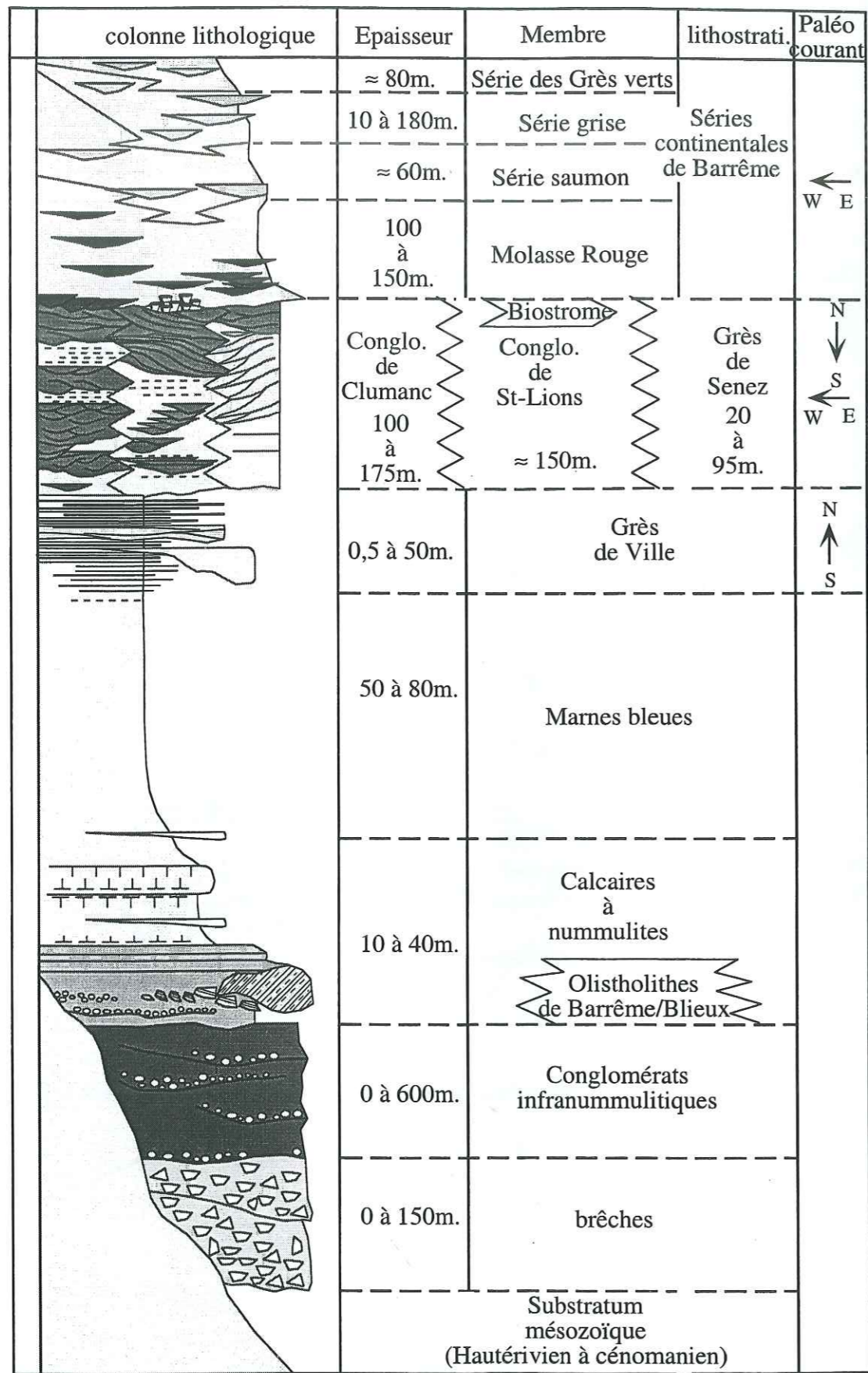


Fig.1.30-Lithostratigraphiesynthétique de la série paléogène du synclinal de Barrême.

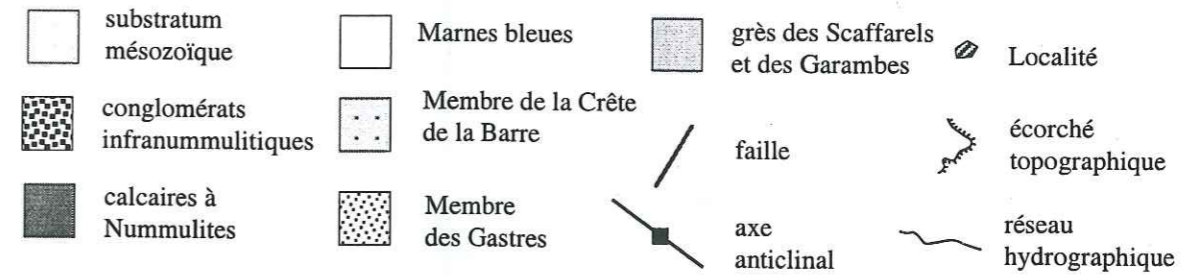
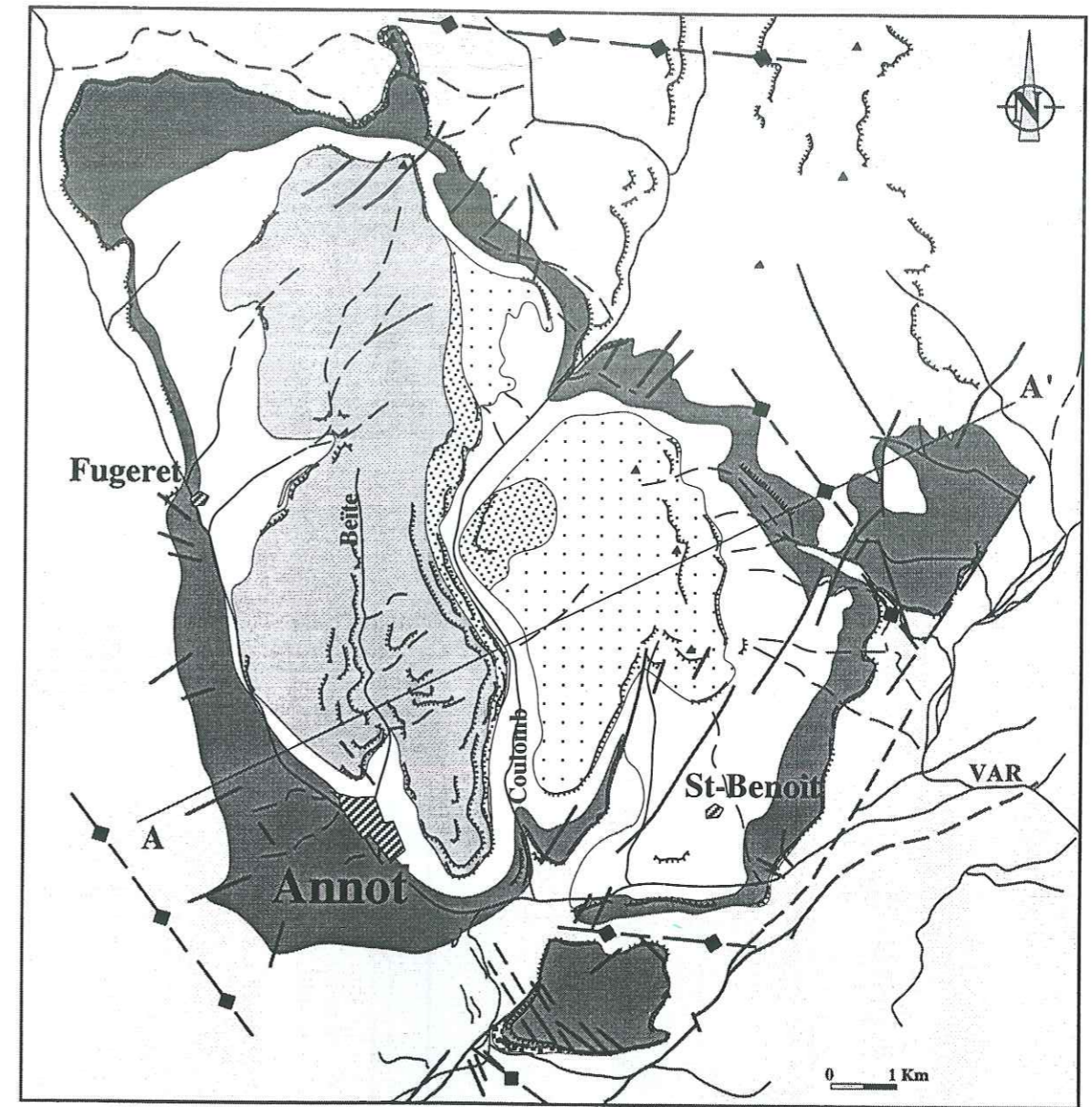


Fig.1.31-Carte géologique schématique du synclinal d'Annot. On notera la présence d'accidents N045° qui développe un demi-graben apparent dans le secteur de St-Benoît. Accidents qui affectent le développement des différents termes de la série marine paléogène. De plus on constate que le synclinal d'Annot ne présente pas de géométrie préférentielle en raison de sa position interne à la nappe où les accidents chevauchants sont absents.

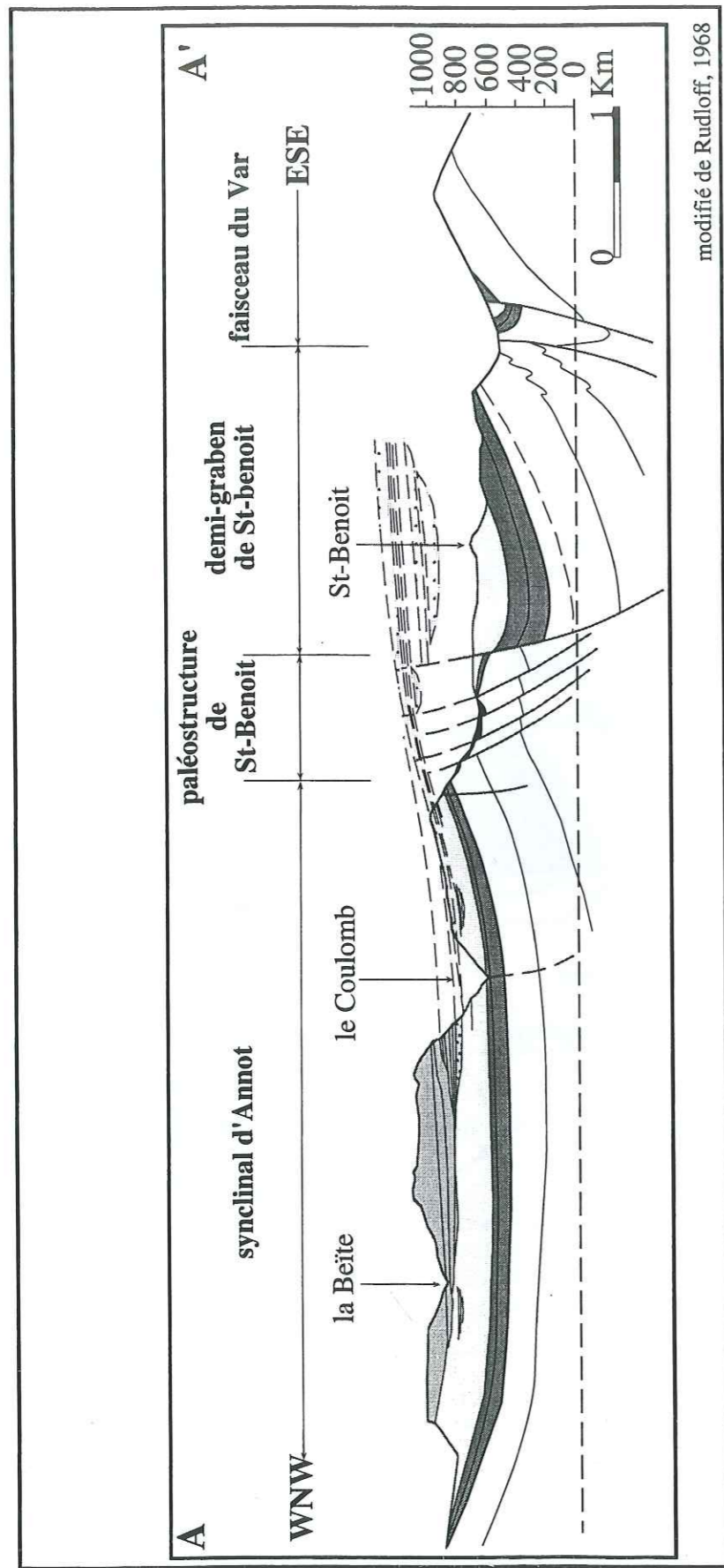


Fig.1.32-Coupe équatoriale du synclinal d'Annot. La coupe WSW-ENE (coupe AA') montre le rôle des accidents du faisceau de Rouaine sur le développement des différentes formations paléogènes. De plus on note une dissymétrie du remplissage gréseux avec un développement du Membre des grès des Garambes localisé essentiellement dans le secteur occidental du synclinal.

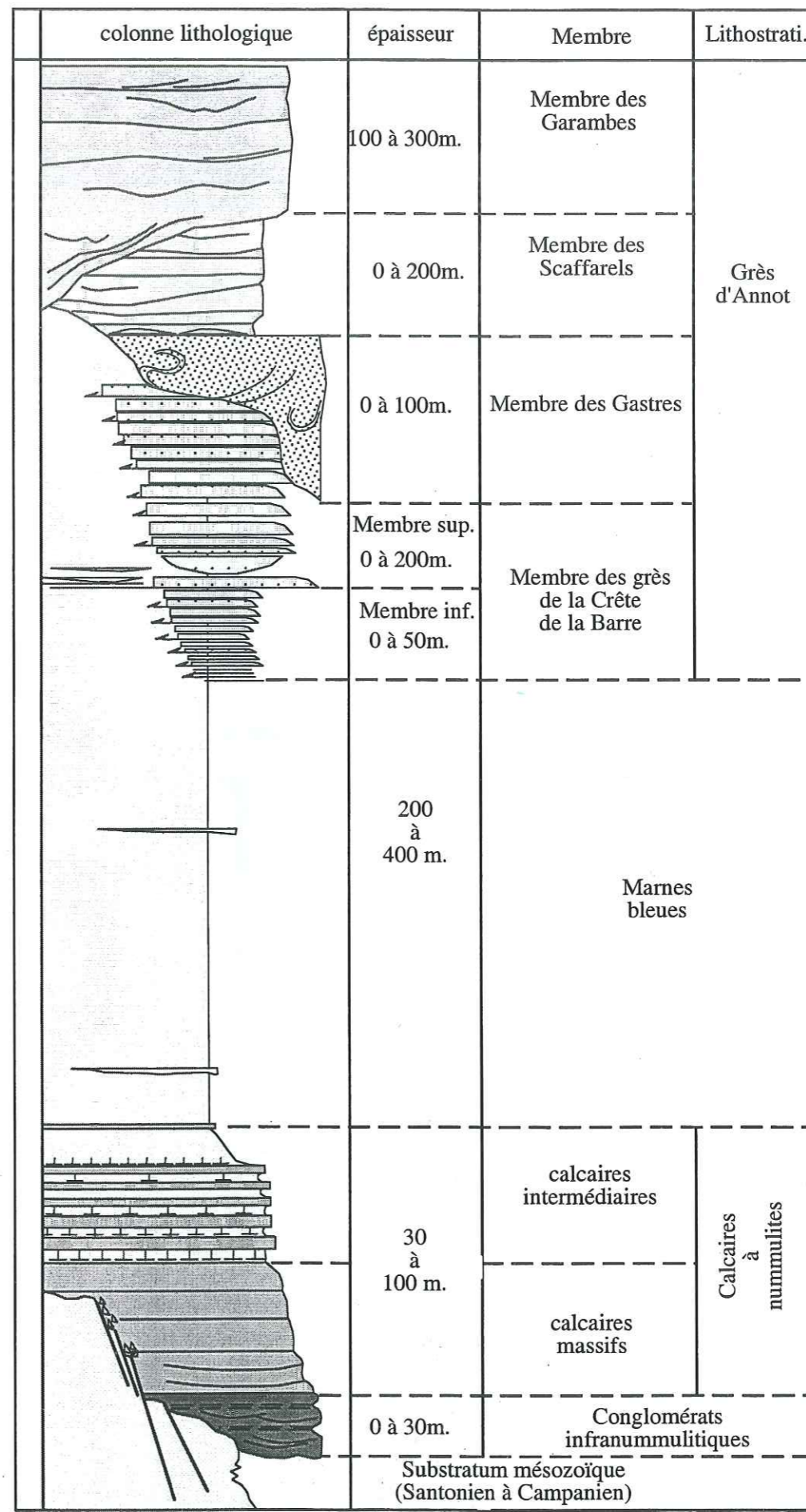


Fig.1.33-Lithostratigraphie synthétique de la série paléogène du synclinal d'Annot

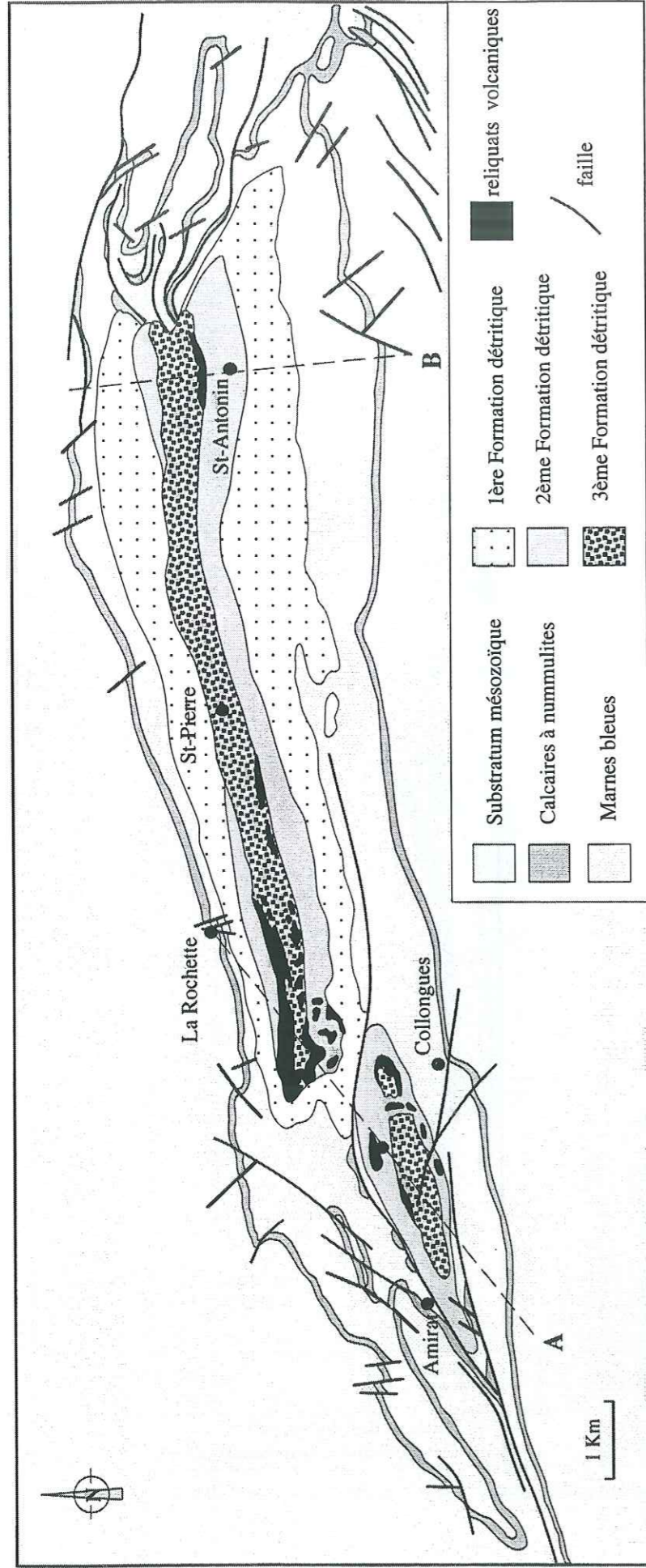


Fig.1.34-Carte géologique du synclinal de Saint-Anonin. On notera l'axe E-W du synclinal constituant le bassin paléogène de la branche méridionale de l'arc de Castellane (Cf. fig.1.32). Il se trouve poinçonné entre des accidents chevauchants équatoriaux de l'extrémité sud de la nappe de Digne.

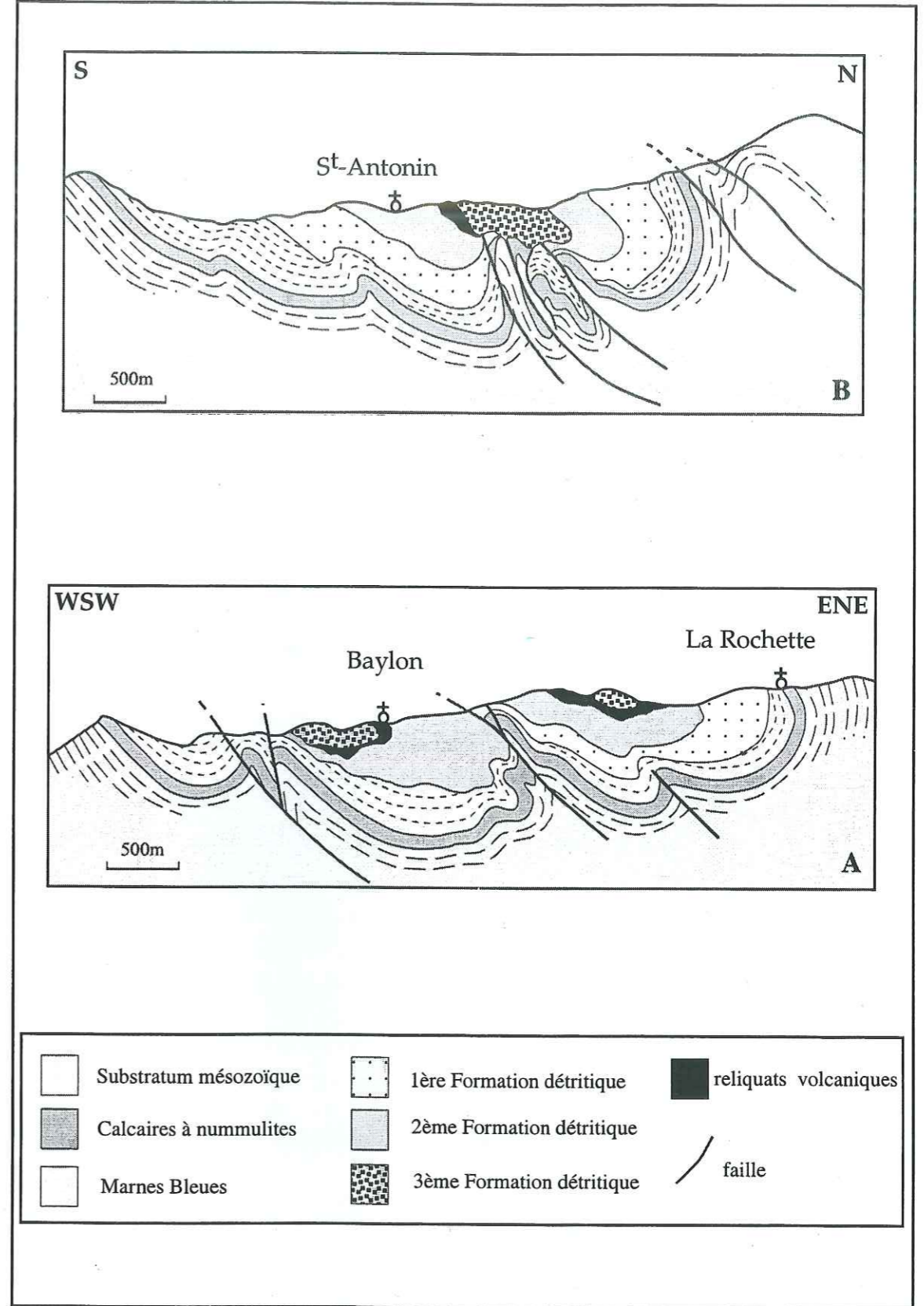


Fig.1.35a, b-Coupes subméridiennes du synclinal de St-Antonin. Les coupes sont figurées sur la carte (figure 1.39). Coupe A dans le secteur de Collongues et coupe B dans le secteur de St-Antonin. On notera une géométrie flexurale complexe, affectée de nombreux accidents inverses (oupes d'après Campredon & Giannerini, 1986).

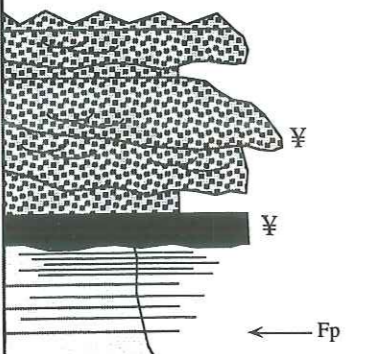
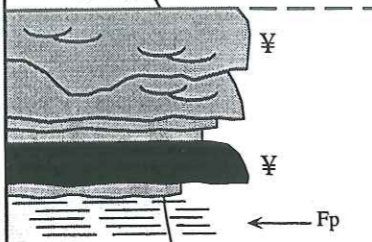





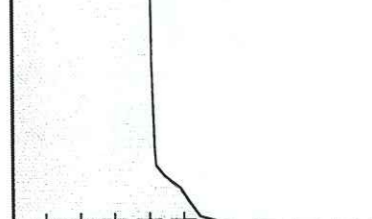
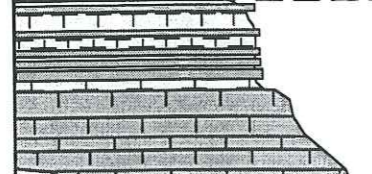
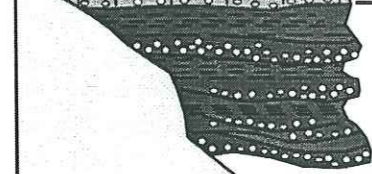

colonne lithologique	épaisseur	lithostrati.
	180 à ≈300m.	3ème Formation détritique des Sables et Conglomérats de St-Antonin
	0 à ≈200m.	
	200 à 300m.	2ème Formation détritique des Sables et Conglomérats de St-Antonin
	≈20 à 50m.	
	200 à ≈400m.	1ère Formation détritique des Sables et Conglomérats de St-Antonin
		
	faisceau détritique du ravin de Cumi (≈20m.)	
	≈170m. maximum	Marnes bleues
	25 à 320m.	calcaires à nummulites
	0 à 250m.	Conglomérats infranummulitiques
		Substratum mésozoïque (Hautérvien à Santonien)

Fig.1.36-Lithostratigraphie synthétique de la série paléogène du synclinal de St-Antonin.

DEUXIÈME PARTIE : ANALYSES STRATIGRAPHIQUES

I - DONNÉES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

II - CORRÉLATIONS ET SYNTHÈSE

I - DONNEES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

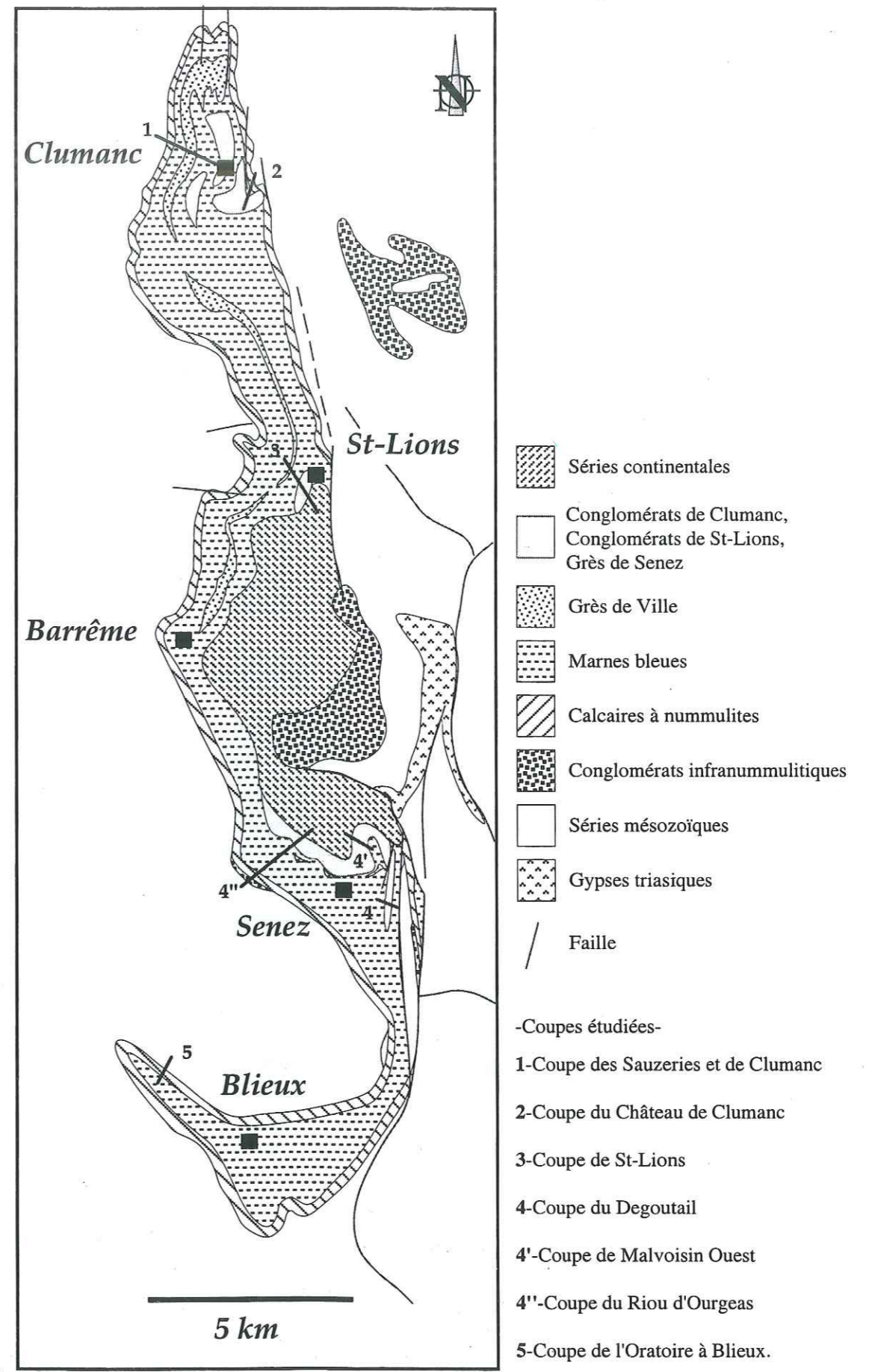


Fig.2.1-Carte géologique simplifiée du synclinal de Barrême et localisation des coupes étudiées pour l'analyse de la microfaune.

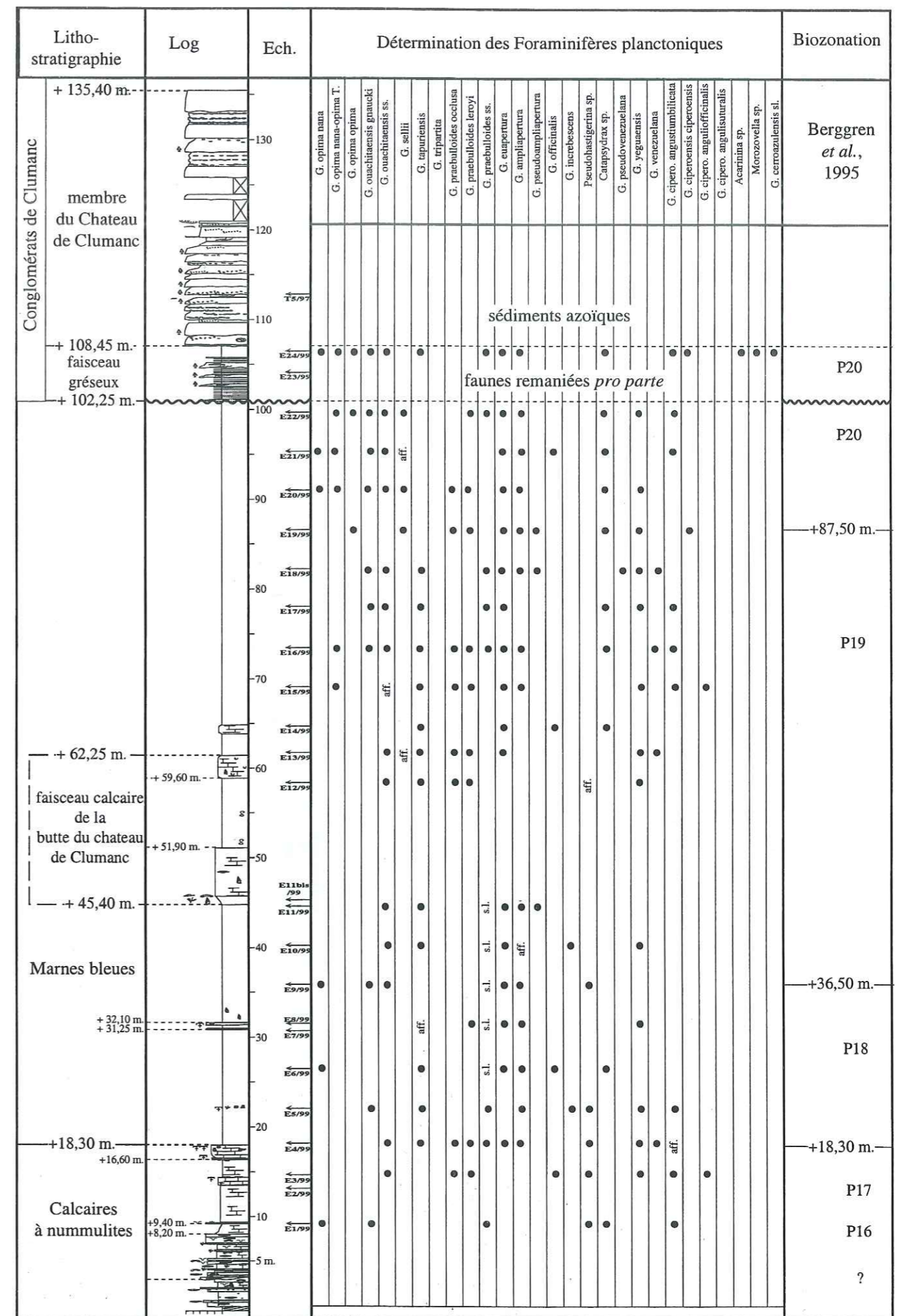


Fig.2.3-Litho-biostratigraphie de la coupe de la butte du Château de Clumanc.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

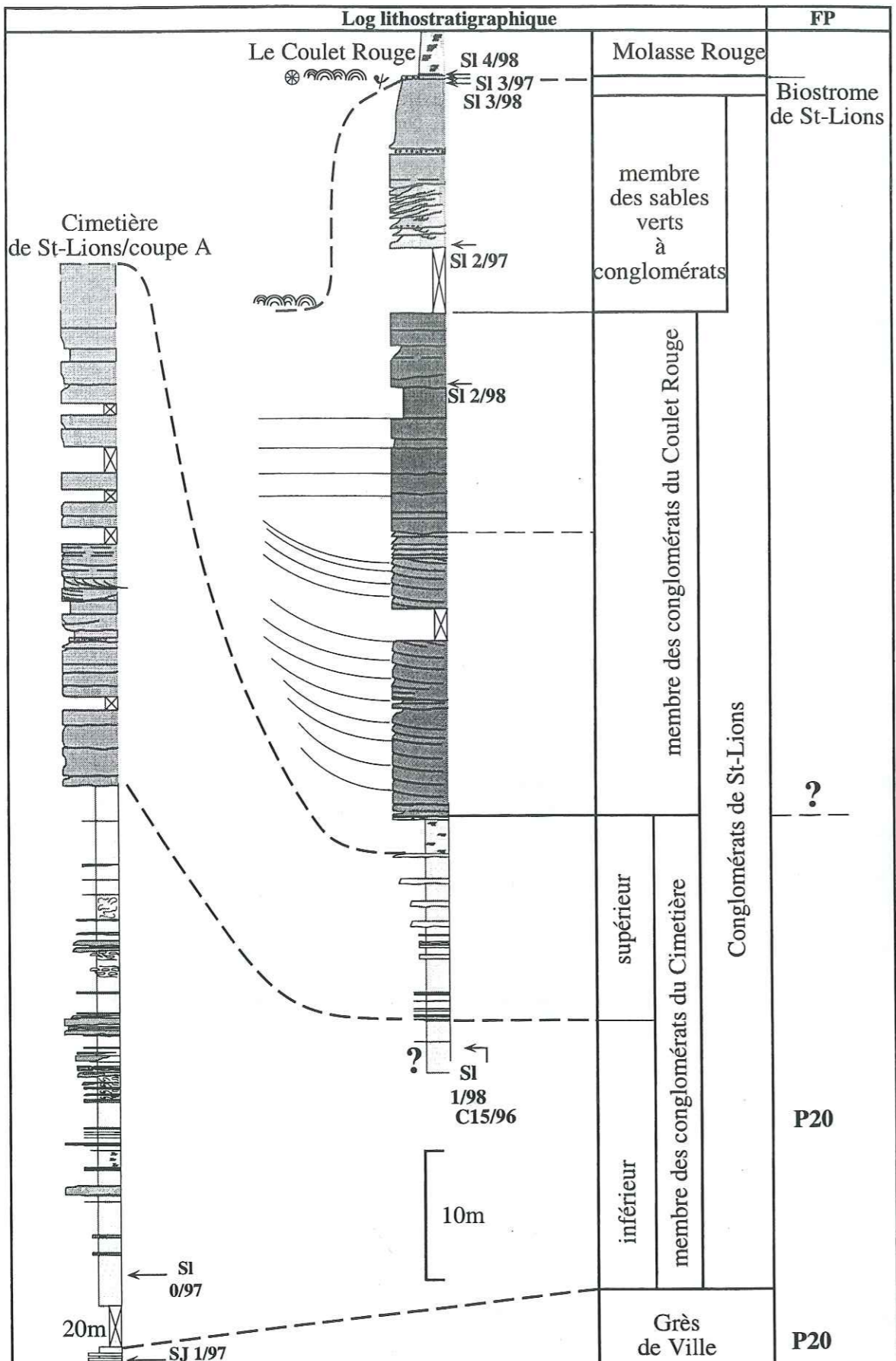


Fig.2.4-Litho-biostratigraphie de la coupe de St-Lions, du Cimetière au Coulet Rouge.

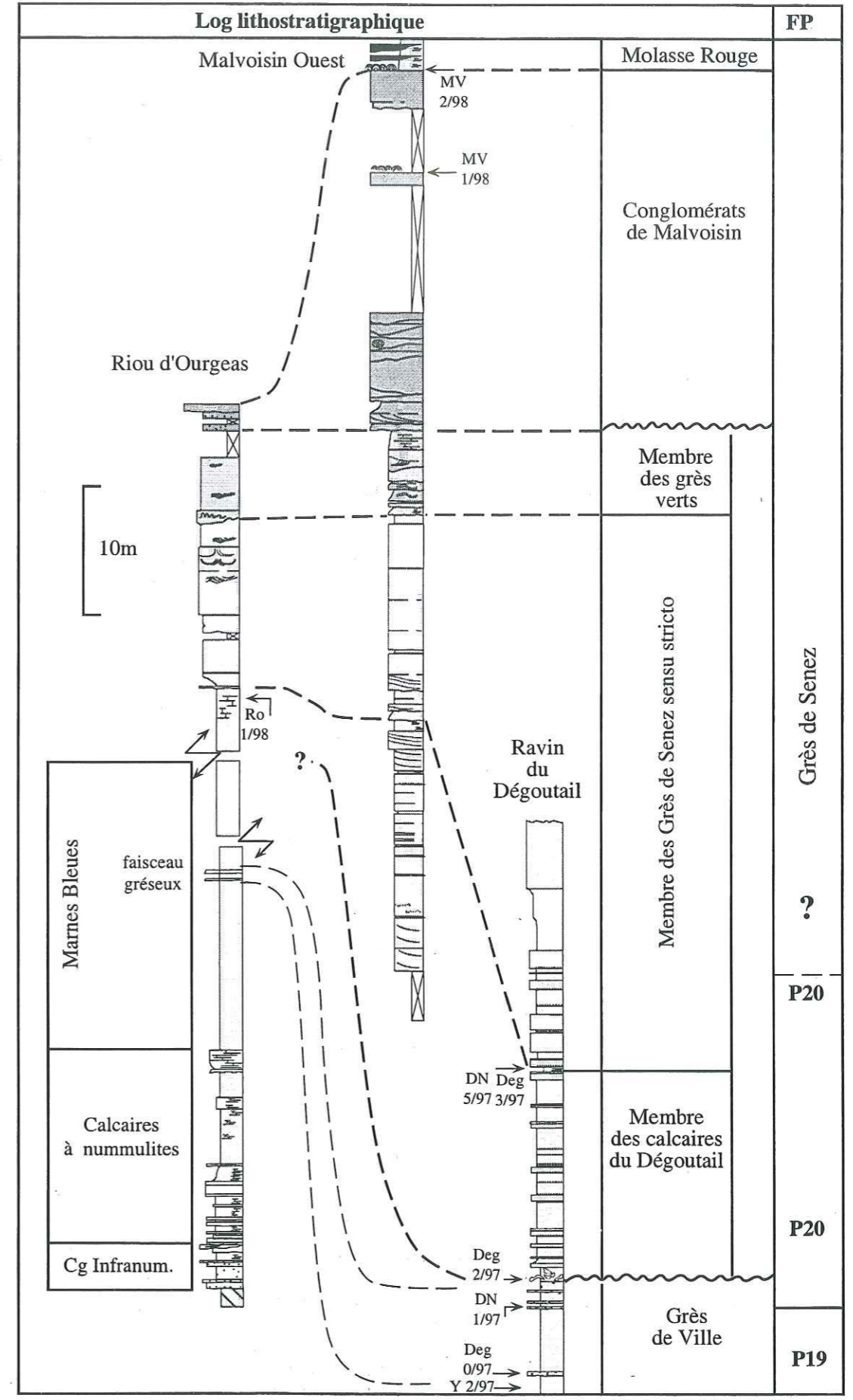


Fig.2.5-Litho-biostratigraphie composite de la série paléogène du secteur de Senez.

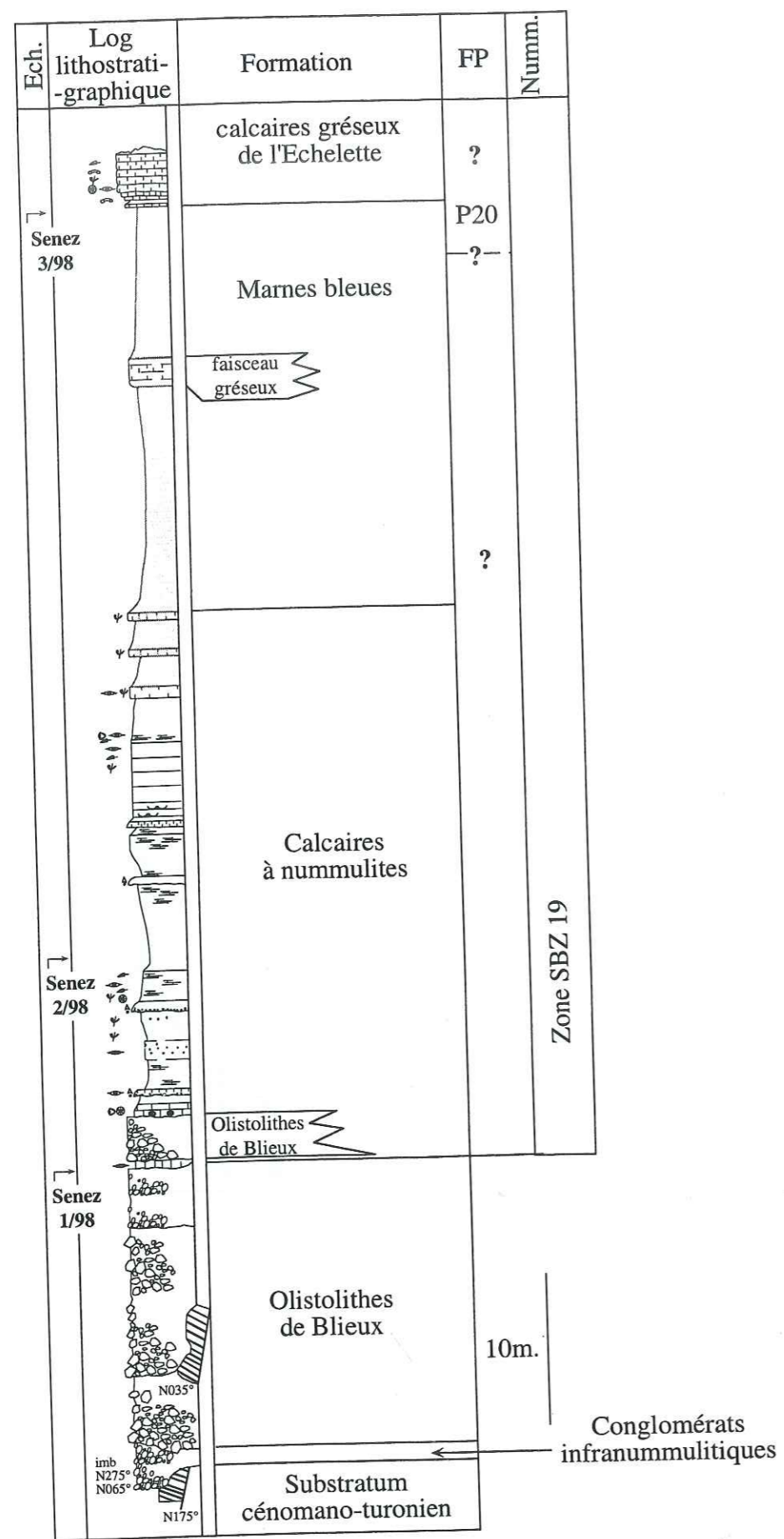


Fig.2.6-Litho-biostratigraphie de la série paléogène du secteur de Blieux (coupe de l'Oratoire St-Joseph).

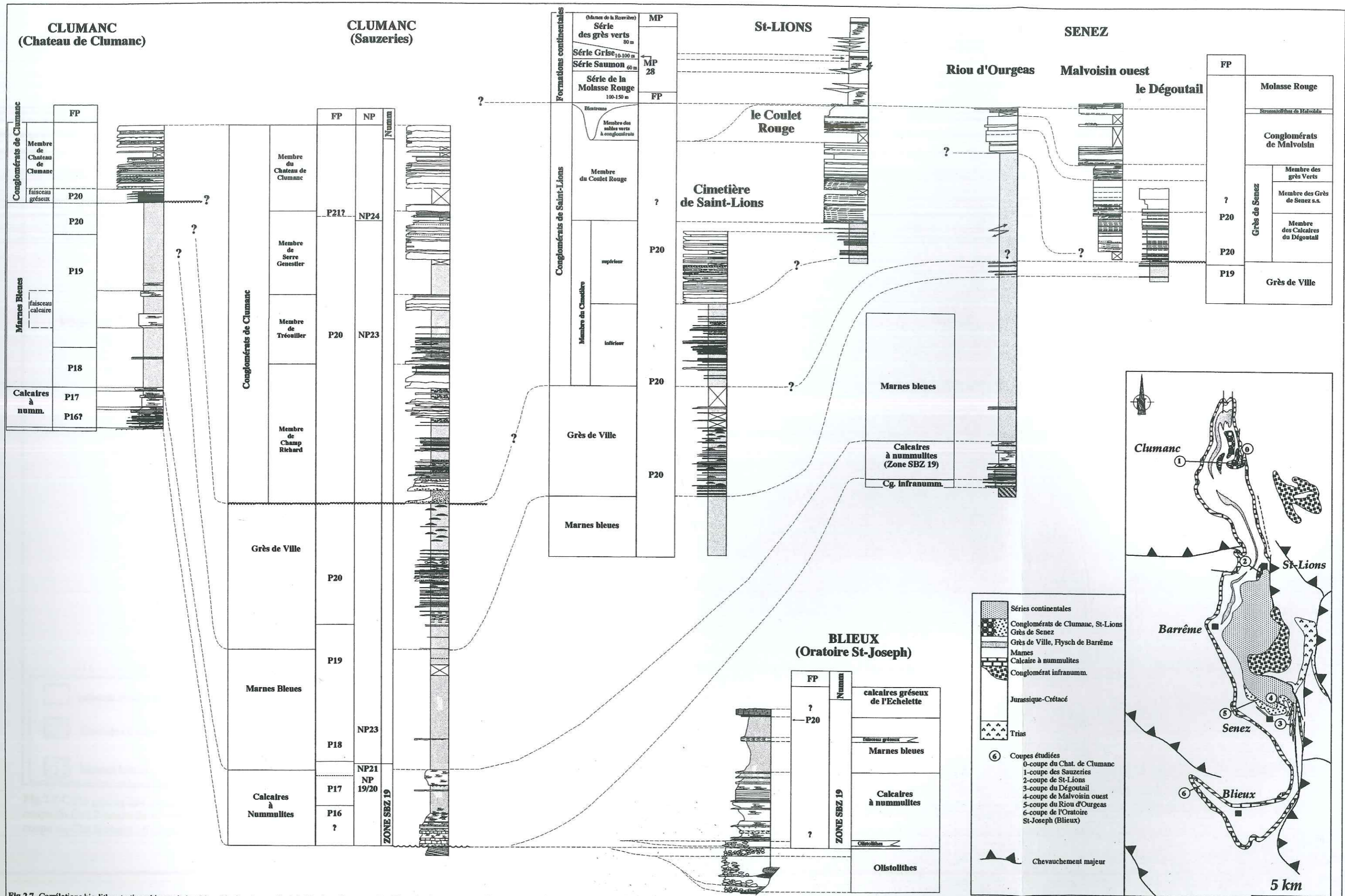


Fig. 2.7- Corrélation bio-litho-stratigraphique de la série paléogène du synclinal de Barrême. Les nouvelles déterminations permettent de proposer un découpage en biozone de la série paléogène marine et précise le synchronisme des dépôts détritiques de Clumanc, St-Lions et Senez. De plus la réattribution des micromammifères de la série continentale montre que la série est essentiellement du Chattien, voir aquitainienne pour la série sommitale des grès verts à serpentine.

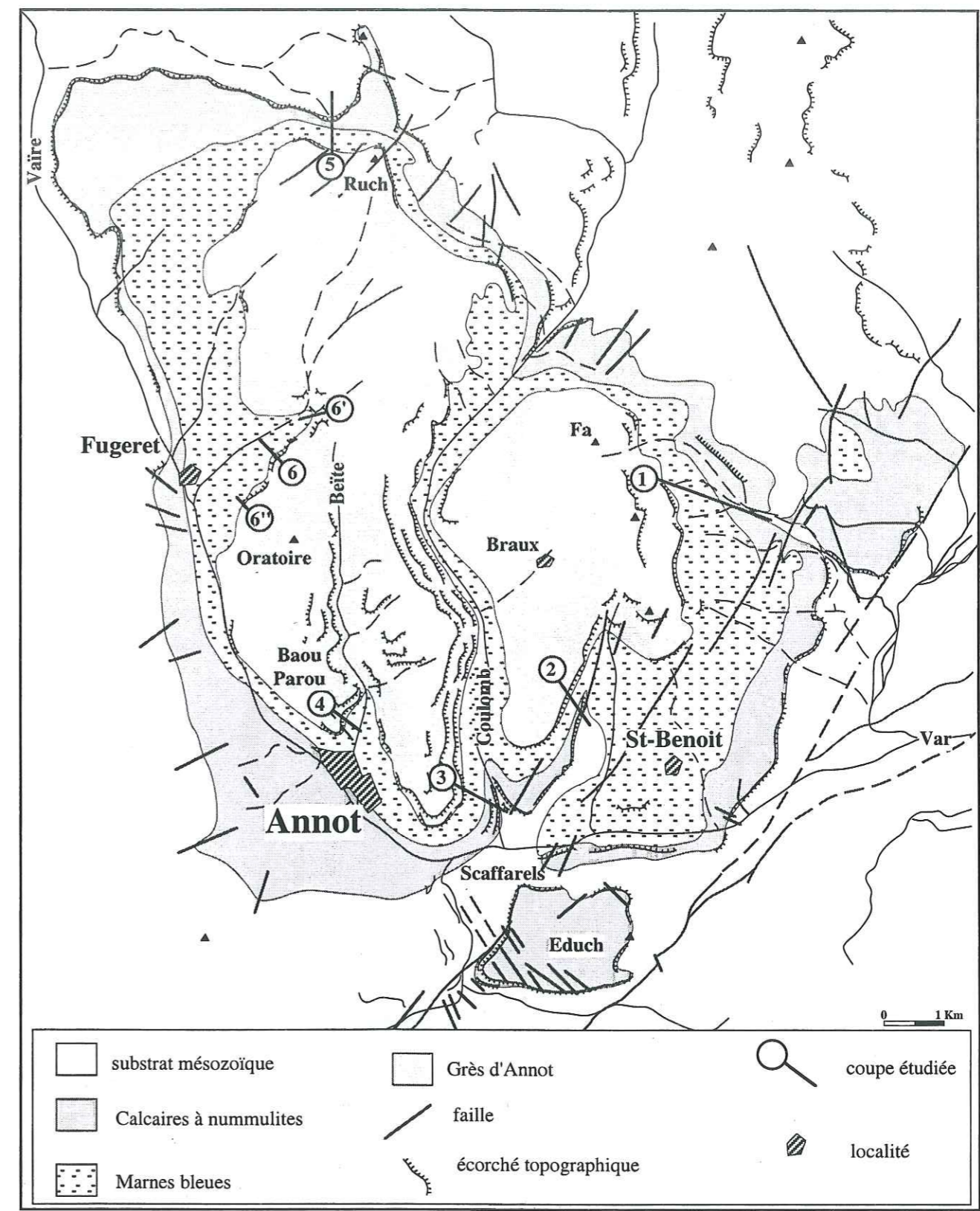


Fig.2.8-Carte géologique du synclinal d'Annot et localisation des coupes étudiées pour l'analyse biostatigraphique. 1-coupe du Fa ; 2-coupe de la route de Braux ; 3-coupe des Scaffarels RD ; 4-coupe de Baou-Parou ; 5-coupe du Fa ; 6-coupe du Clot Bernard ; 6'-coupe du gros vallon du Fugeret ; 6''-coupe de l'Oratoire.

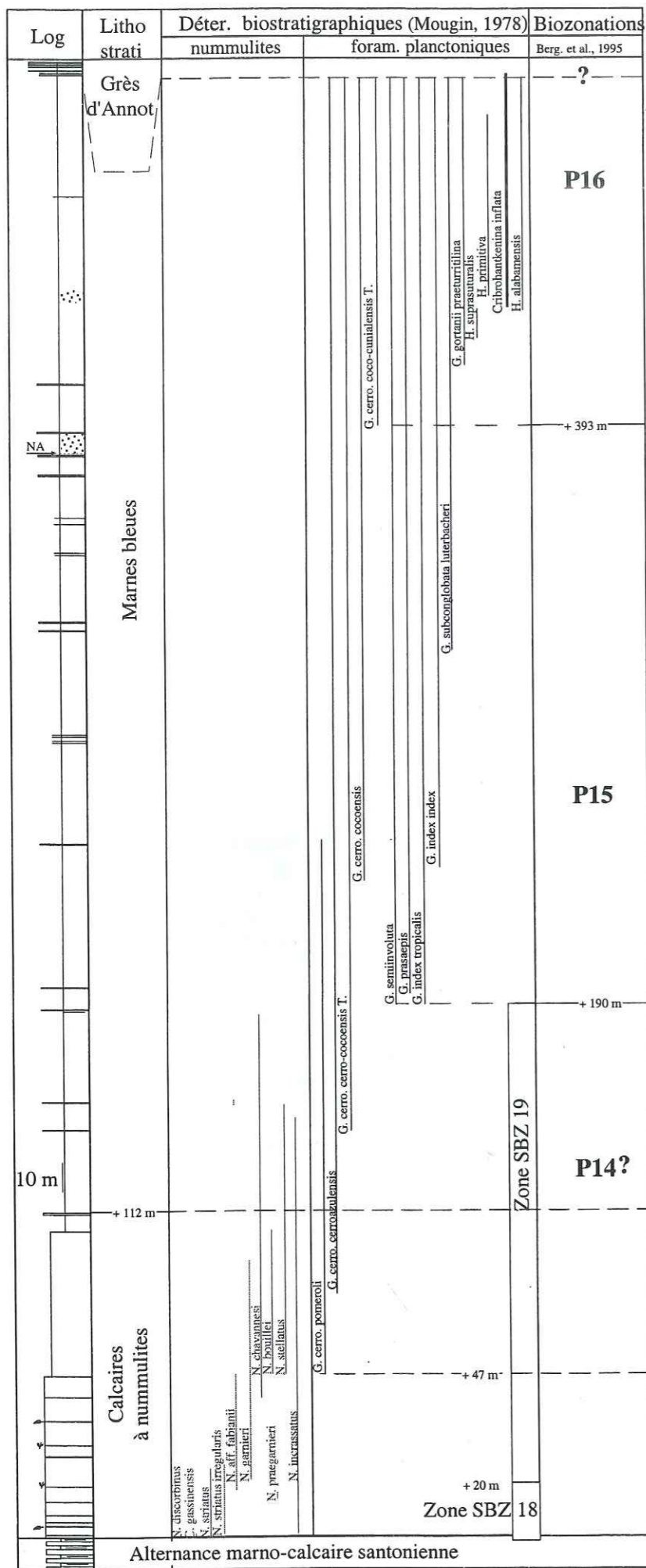


Fig.2.9-Litho-biostratigraphie de la coupe du Fa. Le lever est notre propre lever sur lequel nous avons replacé les déterminations de Mougin (1978), réinterprétées avec la charte de Berggren *et al.*, 1995.

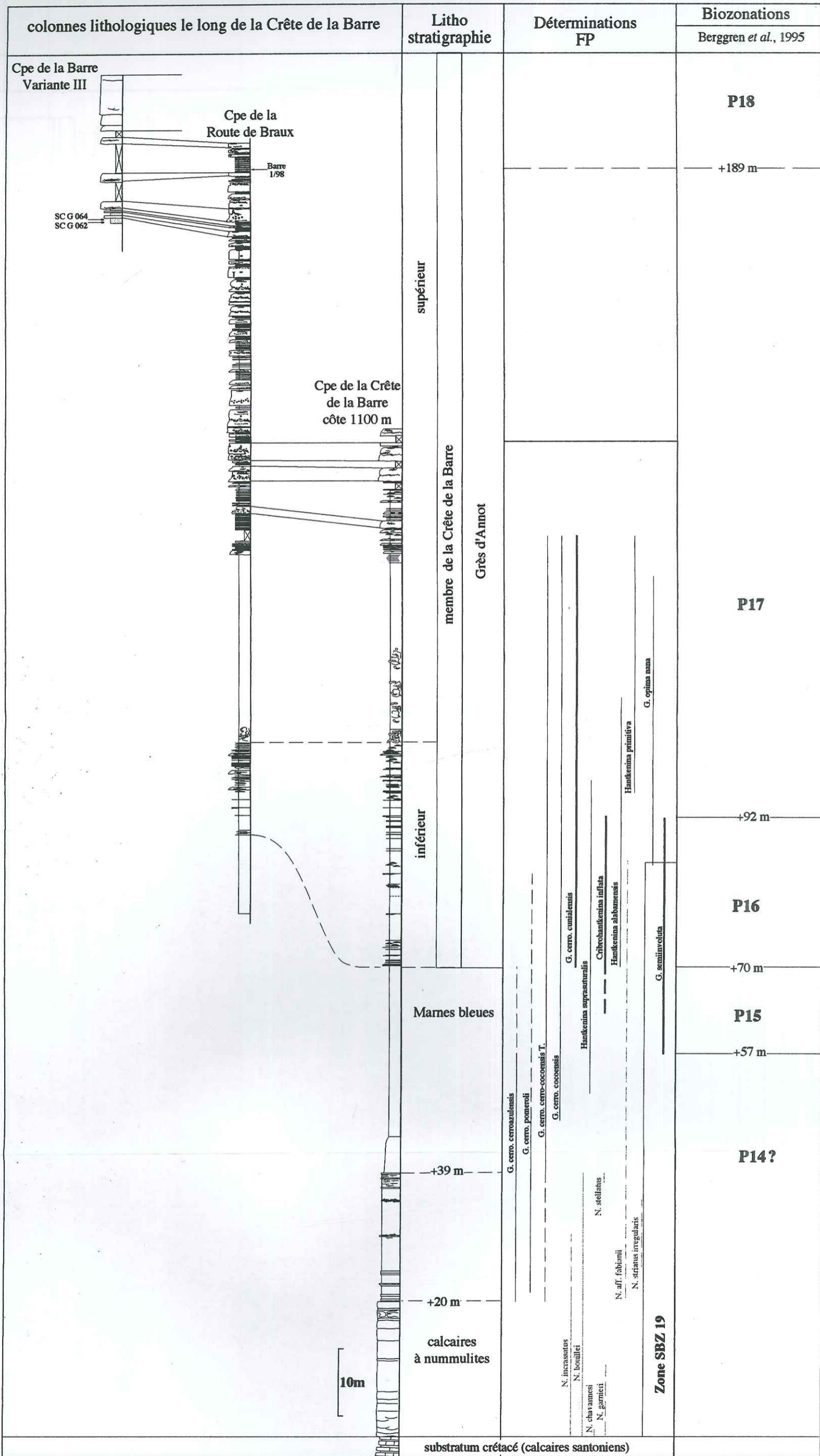


Fig.2.10-Litho-biostratigraphie des 3 coupes de la route de Braux. le long de la Crête de la Barre. Les leviers lithologiques sont nos propres leviers. La coupe levée à la côte 1100 m est la même que celle levée par Mougin & Pairs (1973) sur laquelle nous avons replacé la microfaune déterminée (Mougin & Pairs, 1973). Les corrélations lithologiques dans les grès de la Crête de la Barre seront explicitées dans la Partie IV.

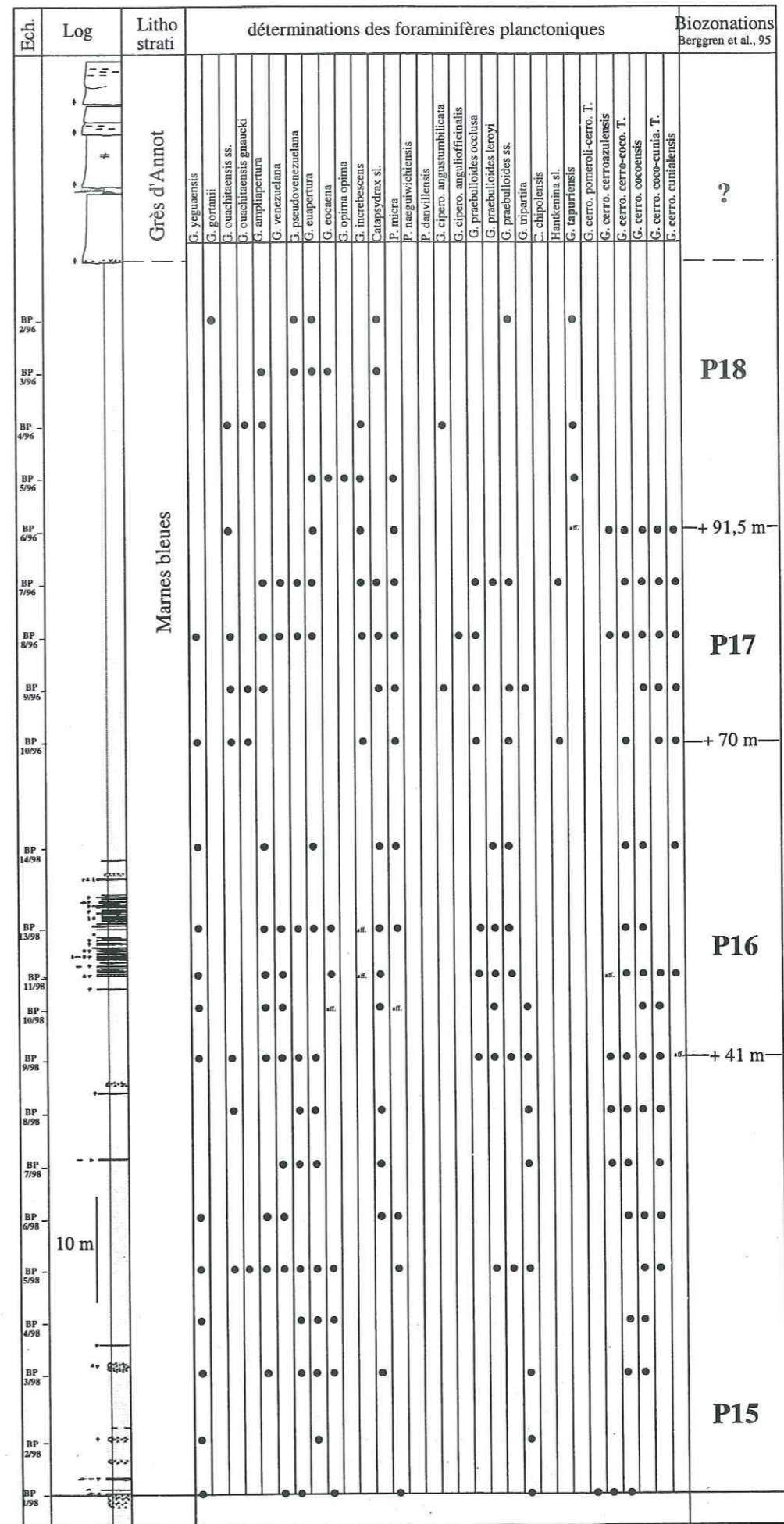


Fig.2.12-Litho-biostratigraphie de la coupe de la Corniche de Baou de Parou.

Log	Litho strati	Déterminations bio. (Besson, 1972)				Biozonations		
		NP	MARTINI, 1970	FP	BLOW, 1969	Perch-niels, 1985	Bolli et al., 1985	Berggren et al., 1995
 Grès d'Annot Marnes Bleues Calcaires à nummulites Conglo numm. Marnes campaniennes								

Details from the figure:

- Grès d'Annot:**
 - Subdivisions: E. subdist., E. sub. pseud., E. sub.
 - Fossils: *S. pseudoradians*, *D. sniponensis*, *D. barbaodensis*, *S. pseud.*
- Marnes Bleues:**
 - Fossils: *Ismolithus recurvus*, *Hankkinea suprasuturalis*, *Hankkinea primitiva*, *Hankkinea alaburensis*, *G. tripartita*, *G. ampliapertura*, *G. opima nana*, *Cribohankkinea inflata*, *P. nana*, *G. seminvoluta*, *G. cerro. cerroazulensis*, *G. cerro. cocceensis*, *G. cerro. cumialensis*.
- Calcaires à nummulites:**
 - Fossils: *Chasmolithus oamarensis*, *Ismolithus recurvus*, *C. oamar.*, *N. stritatus*, *N. parvispinus*, *N. stritatus irregularis*, *N. nicholsoni*, *N. chavanusi*, *N. garmieri*, *N. bouilleti*.
- Other markers:** *N. mesocostatus*, *N. stritatus irregularis*, *N. stritatus*, *N. stritatus irregularis*, *N. stritatus*, *N. stritatus irregularis*, *N. stritatus*, *N. stritatus irregularis*, *N. stritatus*, *N. stritatus irregularis*.

Fig.2.14-Litho-biostratigraphie de la coupe du Ruch. Le lever est notre propre lever surlequel nous avons replacé les déterminations de Besson (1972). Cette coupe est problématique pour l'attribution des biozones du sommet du Priabonien (P16 et P17) en raison du décalage entre *C. inflata* et *G. cerroazulensis cunialensis* (voir explication dans le texte).

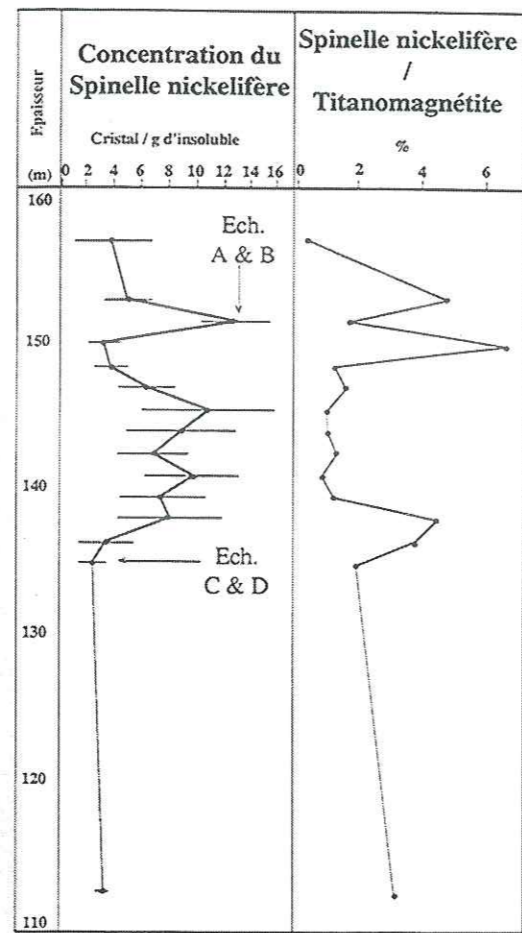
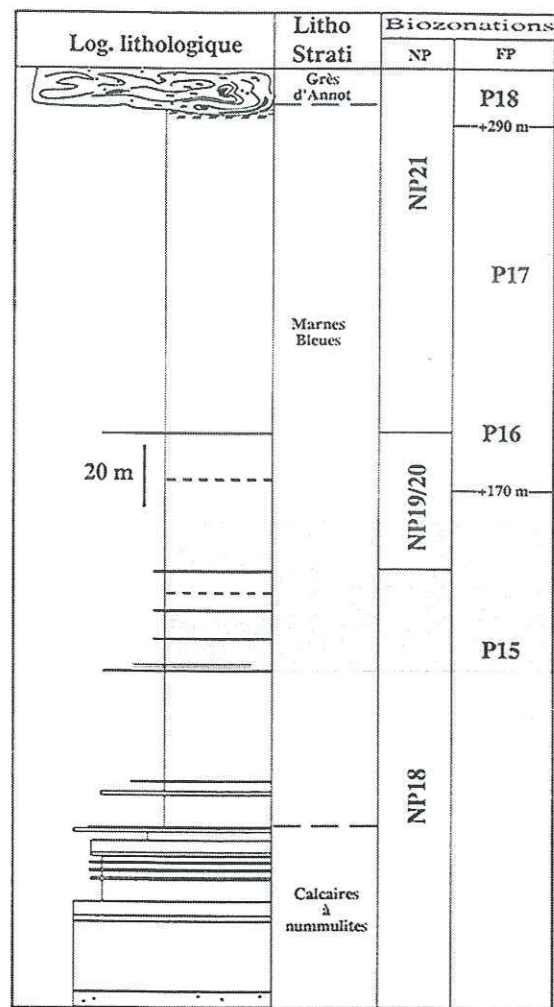


Fig.2.15-Distributions stratigraphiques du spinelle nickelifère de la coupe des Scaffarels RD (extrait de O. Pierrard, 1999).

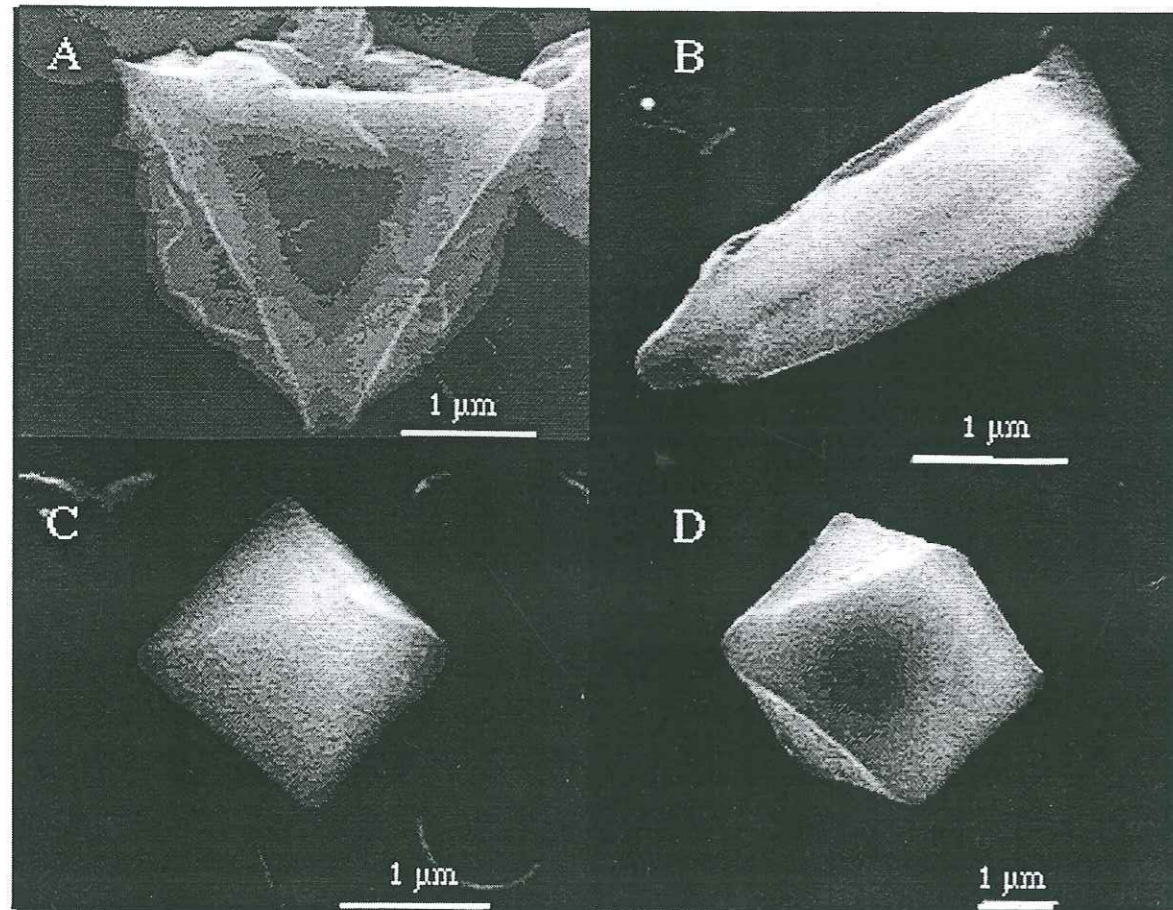


Fig.2.16-Photos MEB de Spinelles Ni-Fe. A & B de la côte +152 m ; C & D de la côte +135 m (Photo O. Pierrard).

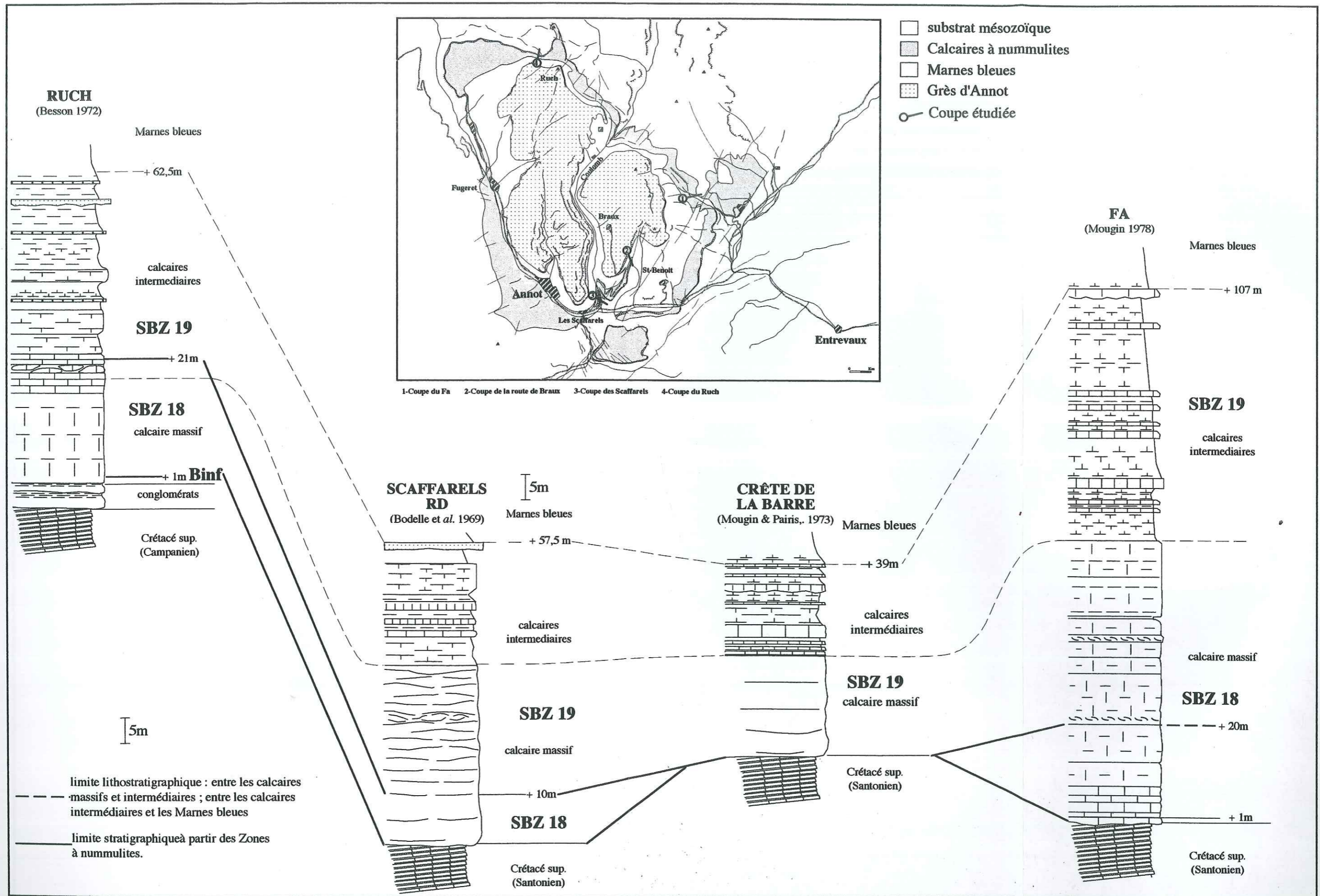


Fig.2.17-Corrélations biostratigraphiques dans les Calcaires à nummulites de 4 coupes du synclinal d'Annot. La transgression débute précocement dans le domaine septentrional du bassin avec pour la coupe du Fa et du Ruch des calcaires de la Zone SBZ 18 basale (SBZ 18 inf). Par ailleurs on remarque un développement différentiel de la formation avec une dilatation de la Zone SBZ 19 dans le secteur du Fa, situé dans le prolongement septentrional du "demi-graben de St-Benoit" (Rudloff, 1968), et une position haute pour le secteur de la route de Braux où la Zone SBZ 18 n'est pas représentée..

tel-00921213, version 1 - 20 Dec 2013

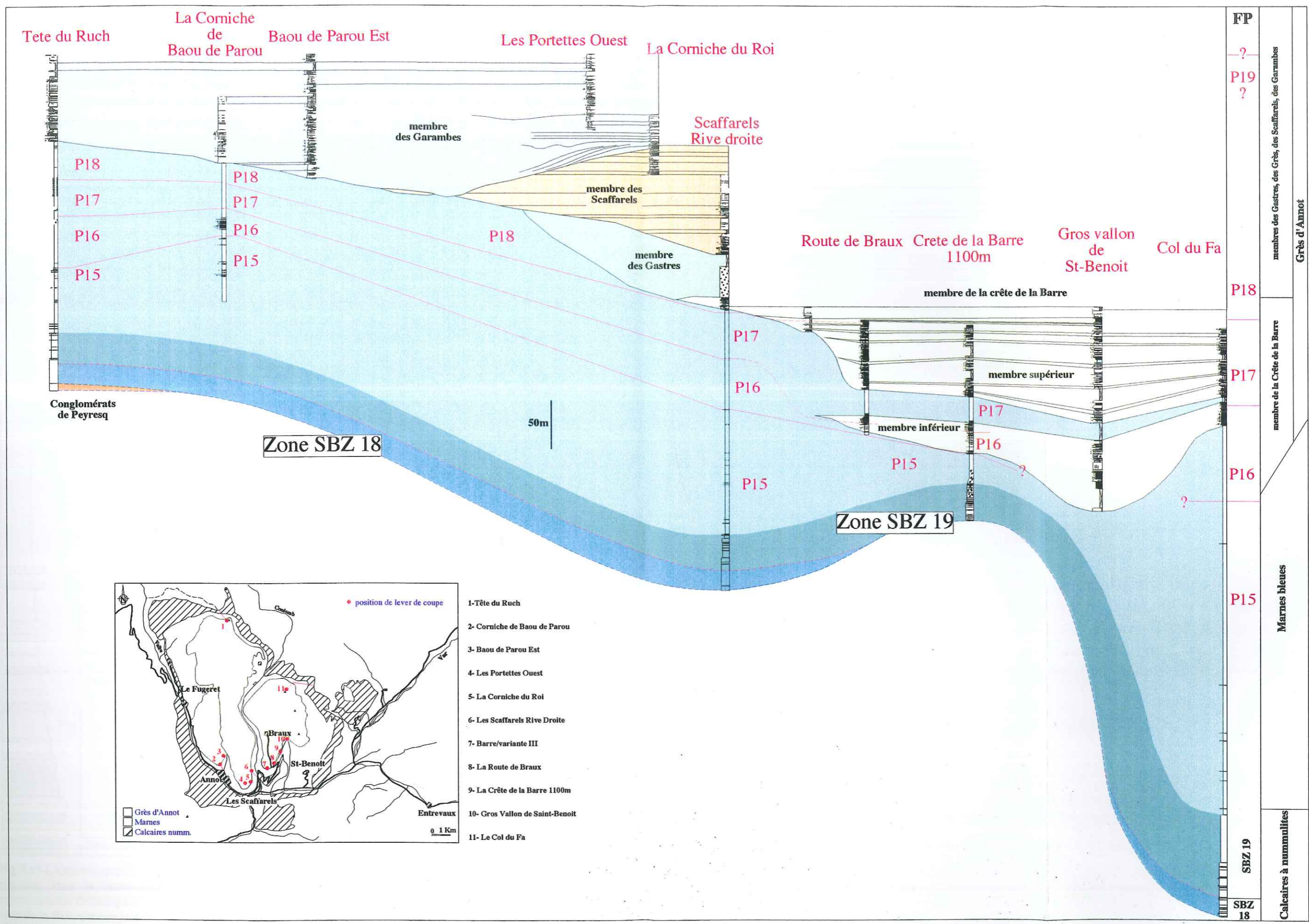


Fig.2.18-Diagramme litho-biostratigraphique de la série paléogène du synclinal d'Annot. On note le développement différentiel des différents termes lithologiques entre le secteur oriental et occidental, ainsi que le diachronisme des Grès d'Annot.

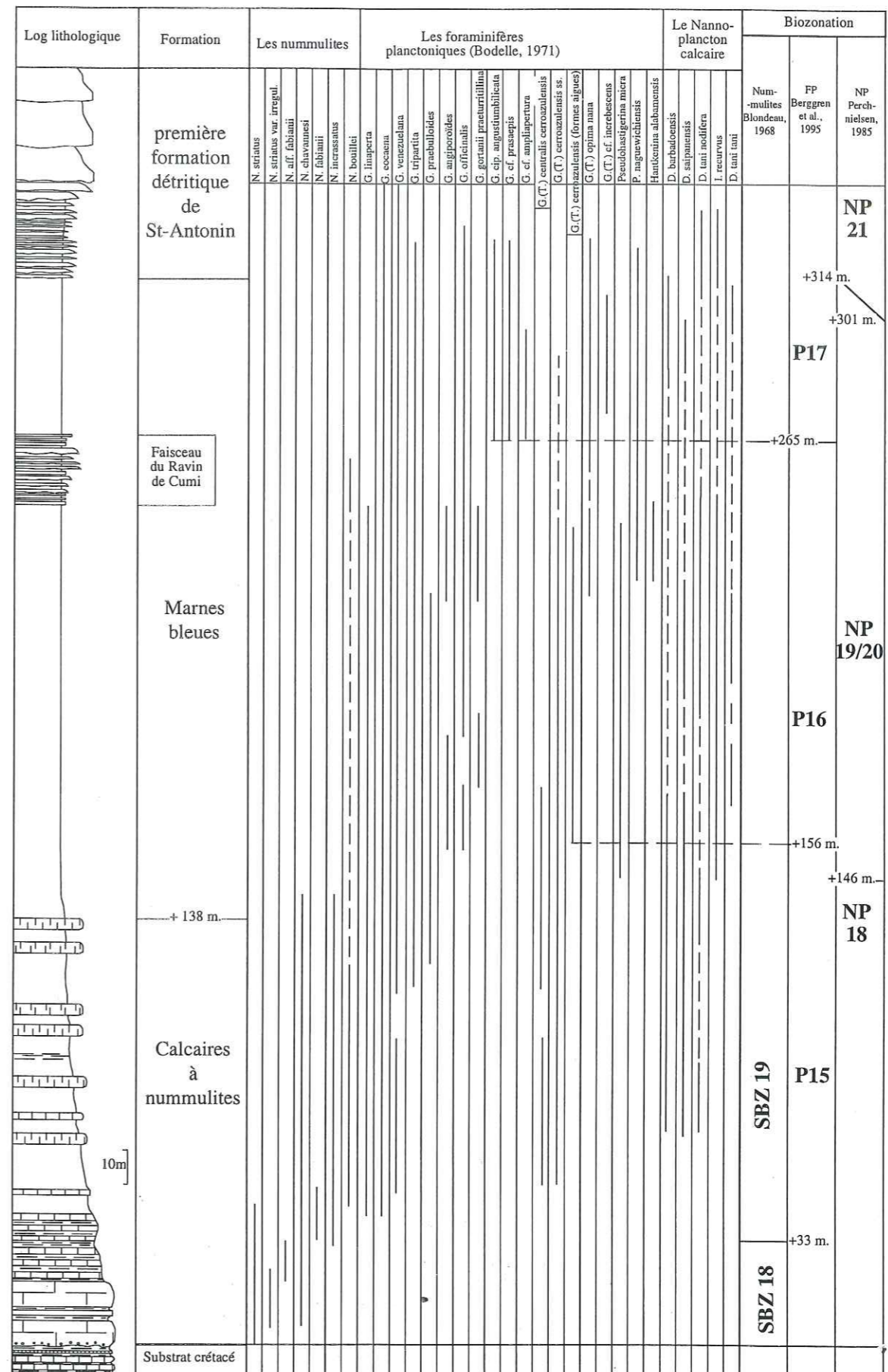
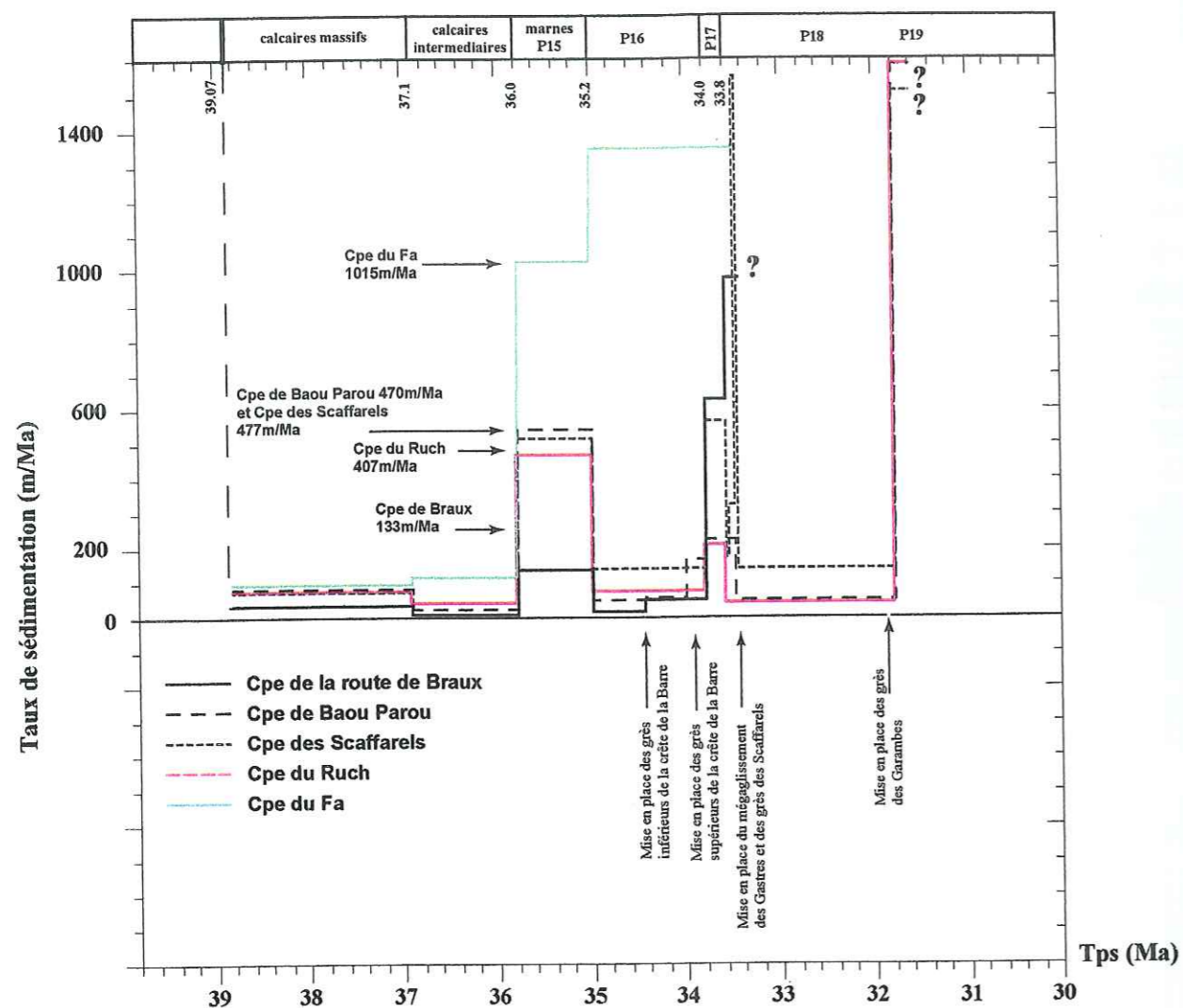


Fig.2.19-Lithostratigraphie et extensions biozonales associées sur la coupe du Pont des Miolans-Saint-Antonin. Pour la limite P15/P16, nous avons considéré arbitrairement que la forme aigue de *G. cerroazulensis* définie par Tourmakine (in Bodelle, 1971) correspond à *G. cerro. cunialensis*, marqueur de la base de la P16. Ceci se justifie au-dessus par l'association de foraminifères typiques de la Zone P16, et par la bonne concordance avec les données obtenues par le Nannoplancton calcaire.



II - CORRELATIONS ET SYNTHÈSE

Tx sed en m/Ma.	Calcaire massif	Calcaires intermédiaires	Marnes bleues (Zone P15)	Marnes bleues (Zone P16)	Marnes bleues (Zone P17)	Marnes bleues (Zone P18)	Grès d'Annot
Cpe du Ruch	60.327	28.2657	406.9257	56.7214	173.1788	27.1343	Grès des Garambes
Cpe du Baou Parou	68.8786	11.8413	469.6699	104.412	188.5662	35.9703	Grès des Garambes
Cpe de la rte de Braux	29.4314	16.5111	132.8835	39.3861 apparition des grès inférieurs de la crête de la Barre	534.8834 développement des grès supérieurs de la crête de la Barre		
Cpe des Scaffarels	70.5395	6.0605	476.6538	131.6538	521.1674	grès sup de la crête de la Barre, Mégacollissement des Gastres, Grès des Scaffarels	Grès des Garambes
Cpe du Fa	85.3847	98.9103	1014.473	1345.39 développement généralisé des grès de la crête de la Barre			

Tab.2.1-Diagramme et tableau des taux de sédimentation (en configuration décompactée) de la série du synclinal d'Annot. (Ces résultats sont obtenus par le logiciel GENEX développé à l'IFP). On notera des taux très contrastés dans l'espace et dans le temps soulignant le déplacement spatio-temporel des zones préférentielles de sédimentation. Les intervalles sédimentaires discriminés dans le diagramme au-delà de la zone P16 seront explicités dans la Partie-V puisqu'ils sont définis à partir du découpage séquentiel établi pour les grès d'Annot s.l.(Cf. Partie-IV).

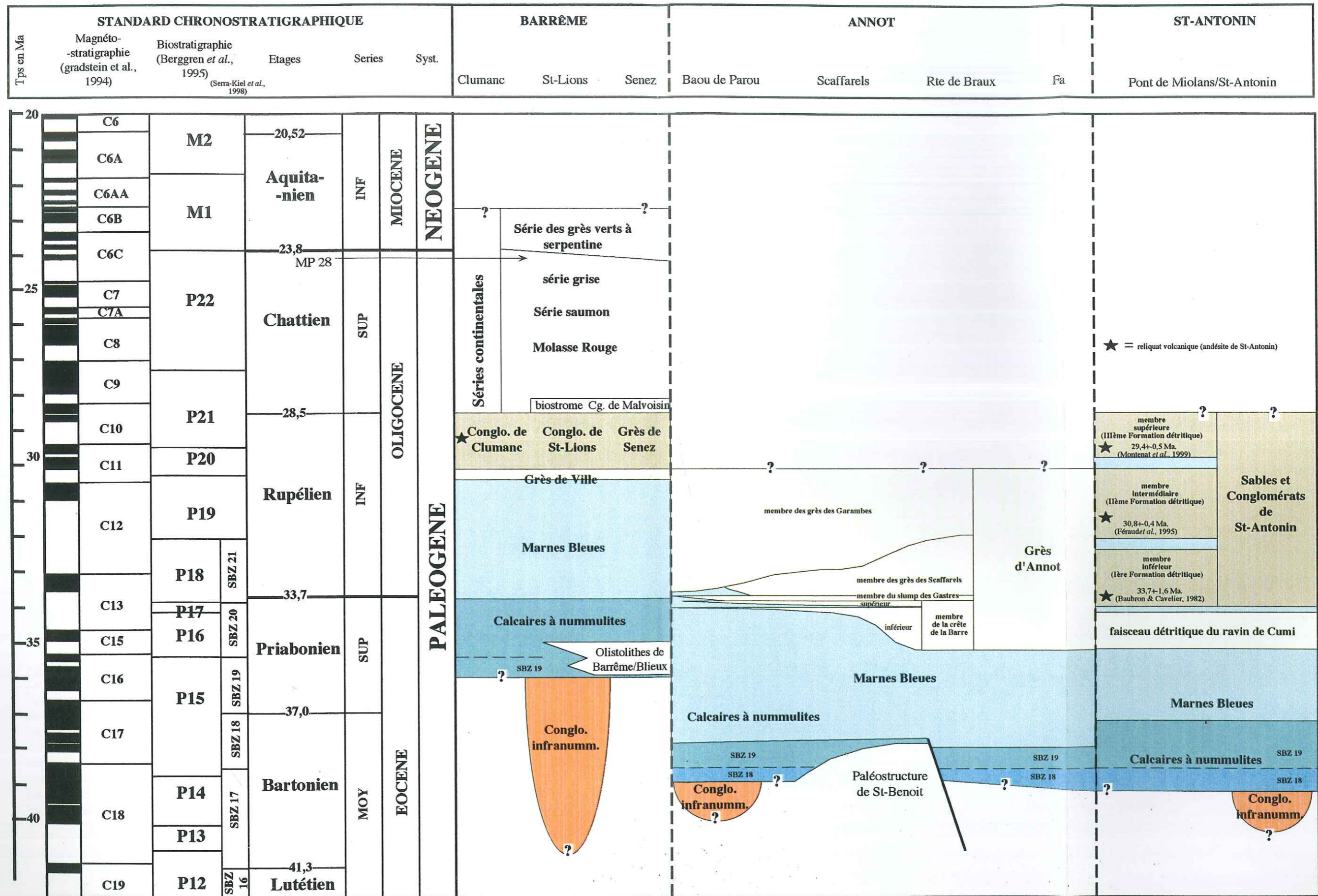
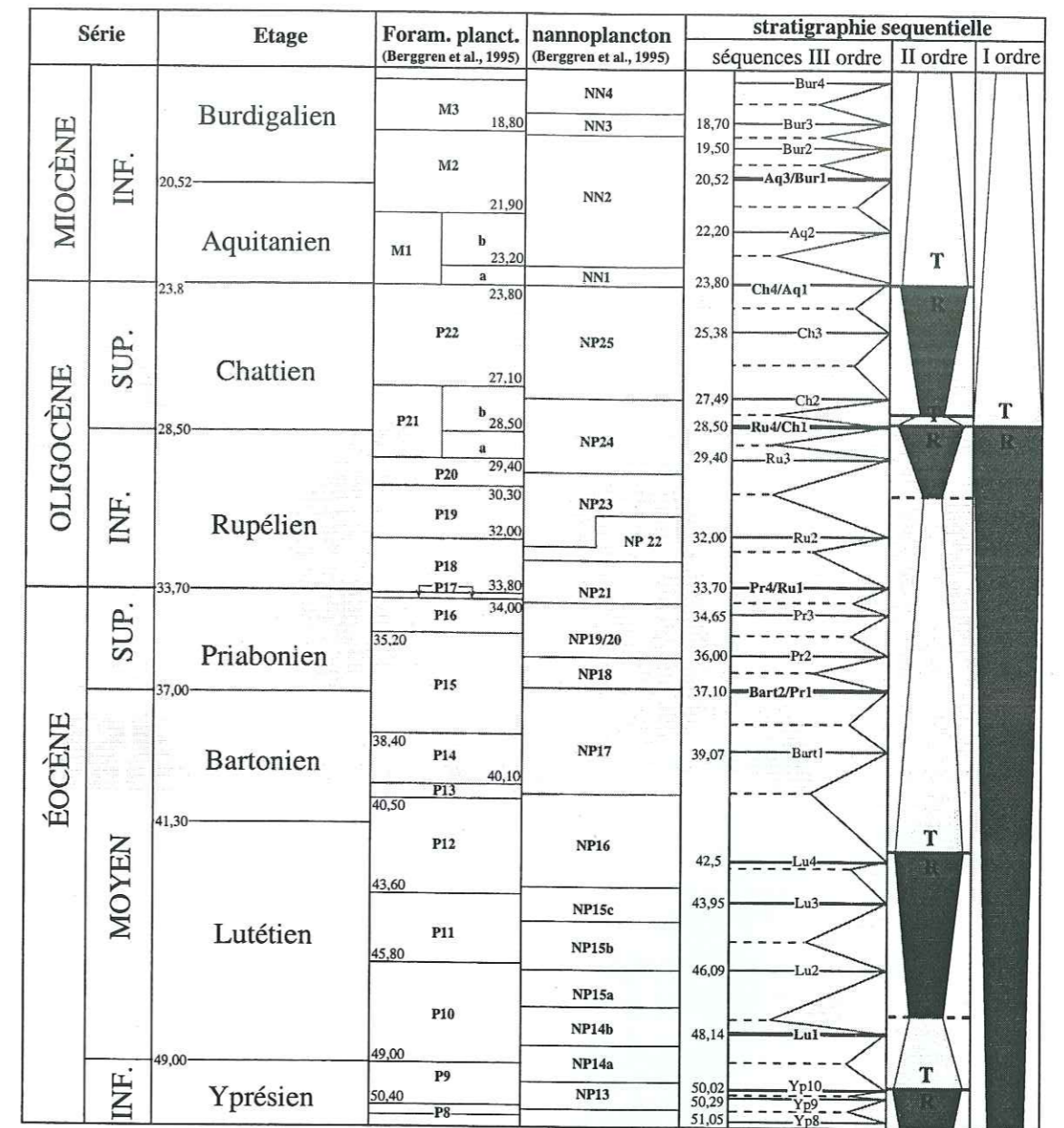


Fig.2.20-Diagramme de corrélations litho-biostratigraphiques des différentes formations paléogènes des synclinaux de Barrême, Annot et St-Antonin. On note le synchronisme de l'arrivée du détritisme dans les synclinaux d'Annot et de St-Antonin, et à contrario un diachronisme important vis à vis des Grès de Ville du synclinal de Barrême.



Hardenbol et al., 1998

Fig.2.21-Cadre chronostratigraphique de l'intervalle de temps recouvrant les dépôts paléogènes étudiés. La série marine s'étend de la base du Bartonien à Annot jusqu'à la base du Chatien à Barrême. Cela correspond *proparte* à la super-séquence de deuxième ordre TA 4 (Haq et al., 1987). Dans cet intervalle de temps, des fluctuations eustatiques sont enregistrées permettant un découpage en séquences de dépôts où plusieurs surfaces de discontinuités de deuxième et troisième ordres sont identifiées. Pour la série continentale de Barrême, datée du Chatien, voire de l'Aquitanién basal, elle s'intègre dans la super-séquence de deuxième ordre TB 1 (Haq et al., 1987), comprenant également des discontinuités caractéristiques de deuxième et troisième ordres.

La question est de savoir si les dépôts paléogènes sont contrôlés par ces fluctuations du niveau marin et si les discontinuités sont enregistrées, et dans ce cas quelles en sont les modalités.

**TROISIÈME PARTIE :
LE SYNCLINAL DE BARRÊME**

- I - LES DISCONTINUITÉS REMARQUABLES
- II - LES SÉQUENCES DE DÉPÔTS
- III - INTERFERENCES ENTRE TECTONIQUE
ET SEDIMENTATION
- IV - CONCLUSIONS

I - LES DISCONTINUITES REMARQUABLES

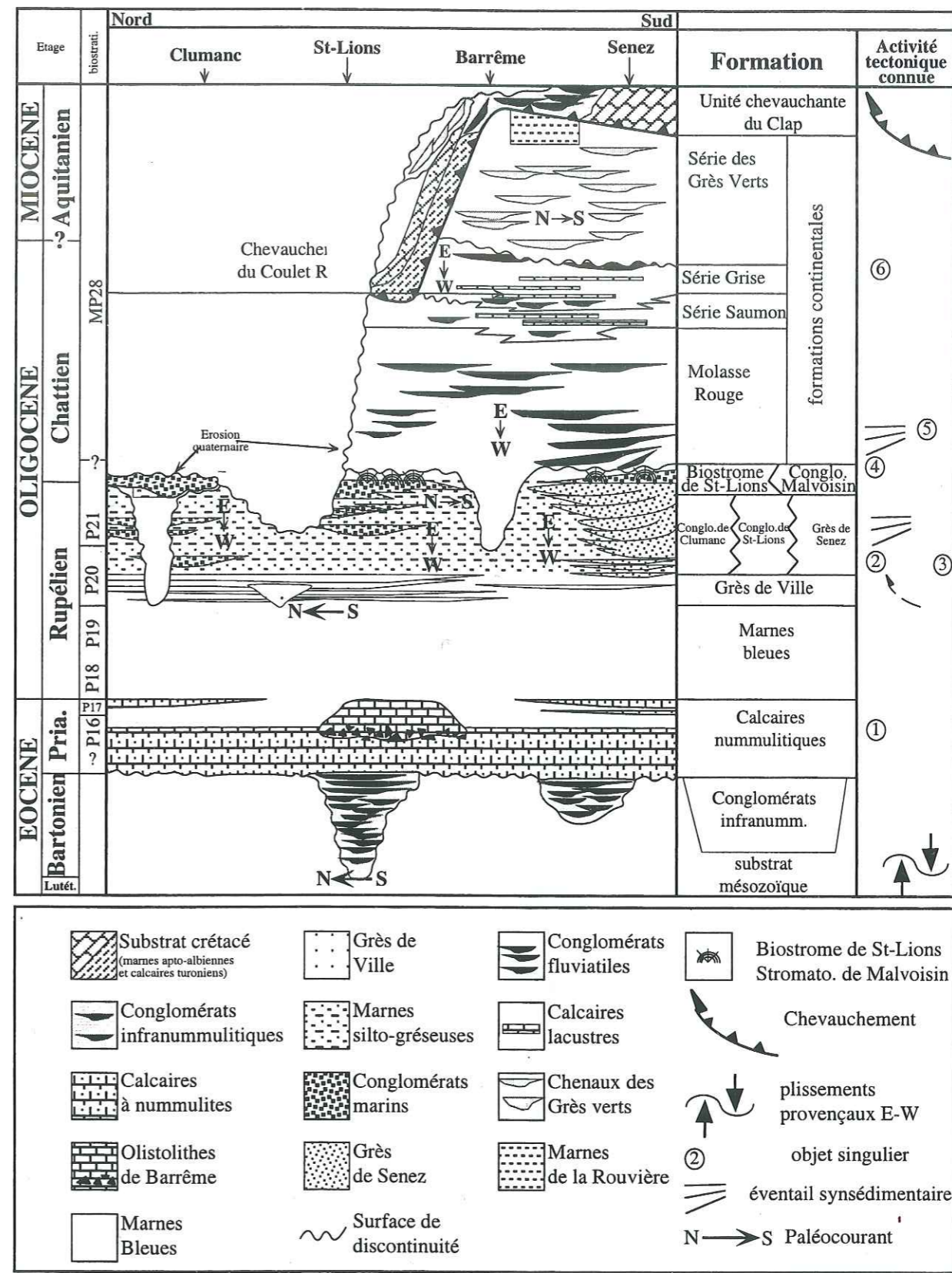


Fig.3.1-Diagramme chronostratigraphique schématique de la série tertiaire de Barrême. Il met en évidence une très grande diversité environnementale ainsi qu'une modification continue de la paléo-morphologie soulignée par les changements des paléo-écoulements. Le cadre stratigraphique résulte de l'intégration de nos propres analyses biostratigraphiques.

Plusieurs géométries et objets caractéristiques soulignent l'existence d'une déformation contemporaine de la sédimentation tertiaire : 1, la présence d'Olistolithes à Barrême et Blieux que certains attribuent à des pulsations tectoniques ; 2, éventail des Conglomérats de Clumanc ; 3, éventail des Grès de Senez de Malvoisin ; 4, discordance de la Molasse Rouge ; 5, éventail de la Molasse Rouge de Malvoisin ; 6, plis de la Série Grise et discordance des Grès Verts à serpentine. (synthèse des données de Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971 ; Elliot *et al.*, 1985). Le canevas biostratigraphique est établi à partir de nos propres travaux.

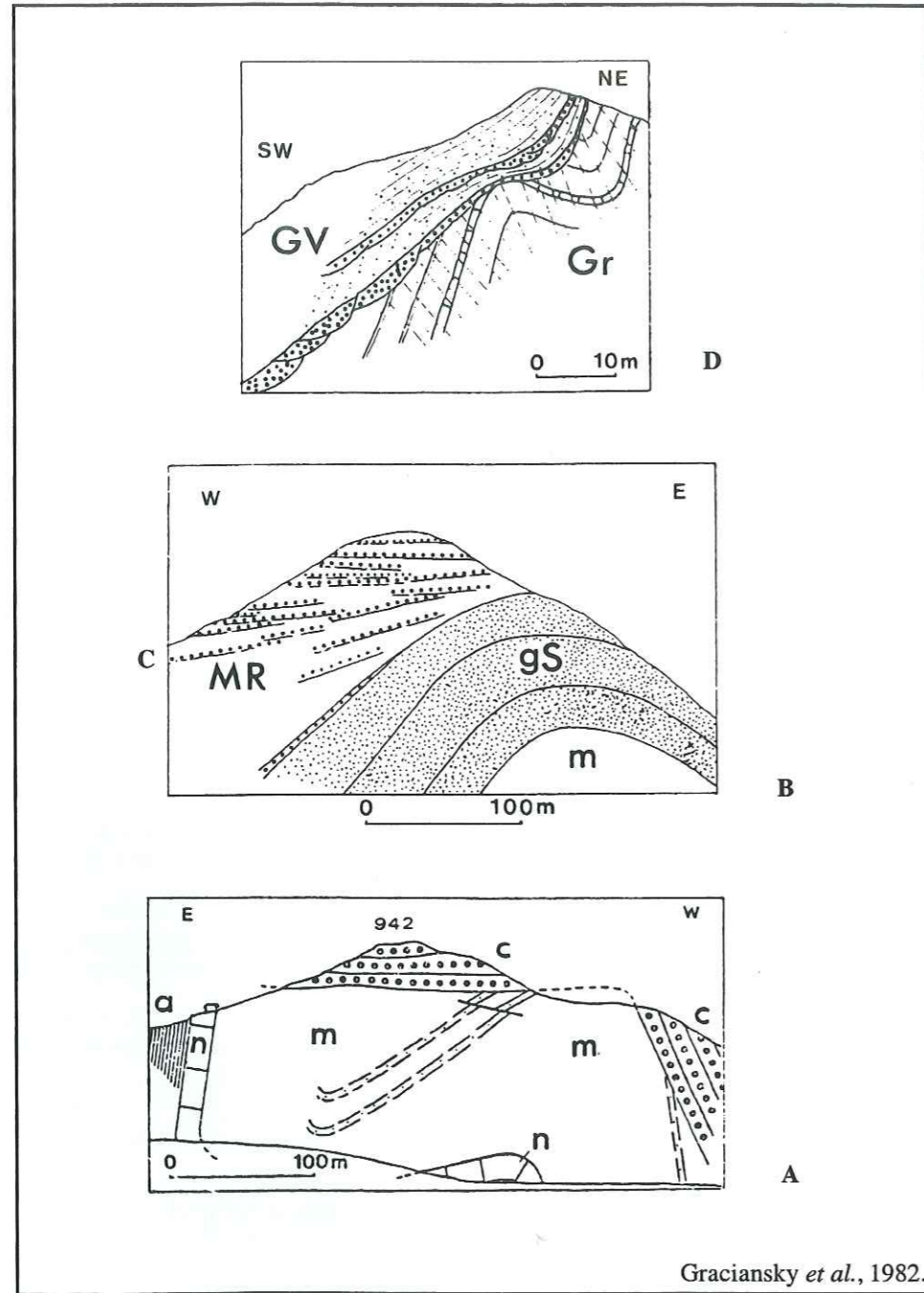


Fig.3.2-Différentes surfaces et géométries caractéristiques de la déformation synsédimentaire de la série tertiaire du synclinal de Barrême. A, discordance des Conglomérats de Clumanc au Château de Cumanc ; B, éventail des Grès de Senz ; C, éventail de la Molasse Rouge au toit de l'anticlinal de Malvoisin ; D, discordance de la Série des Grès Verts sur la Série Grise.

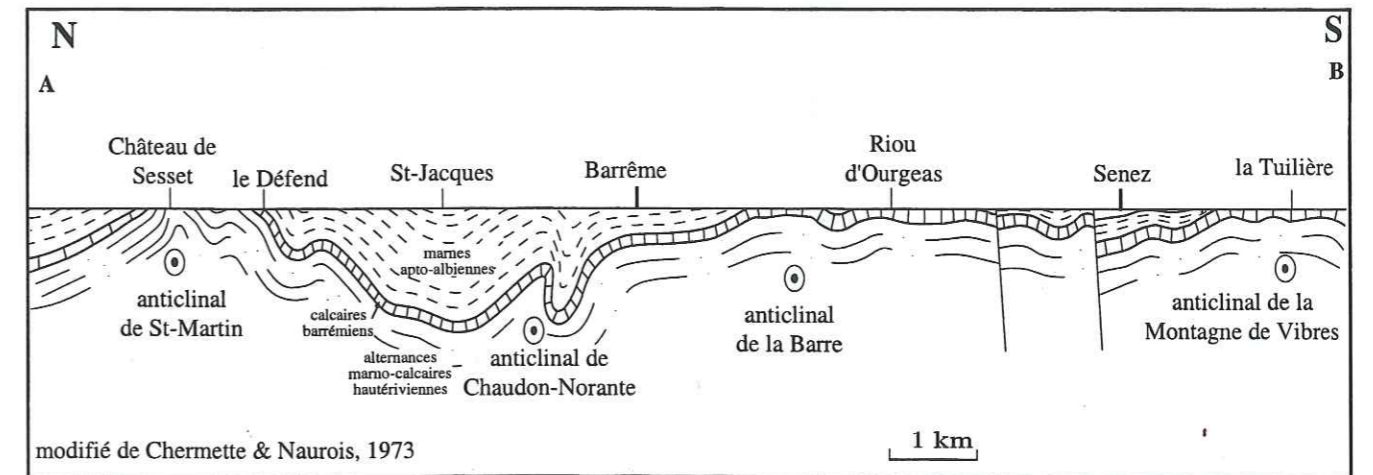
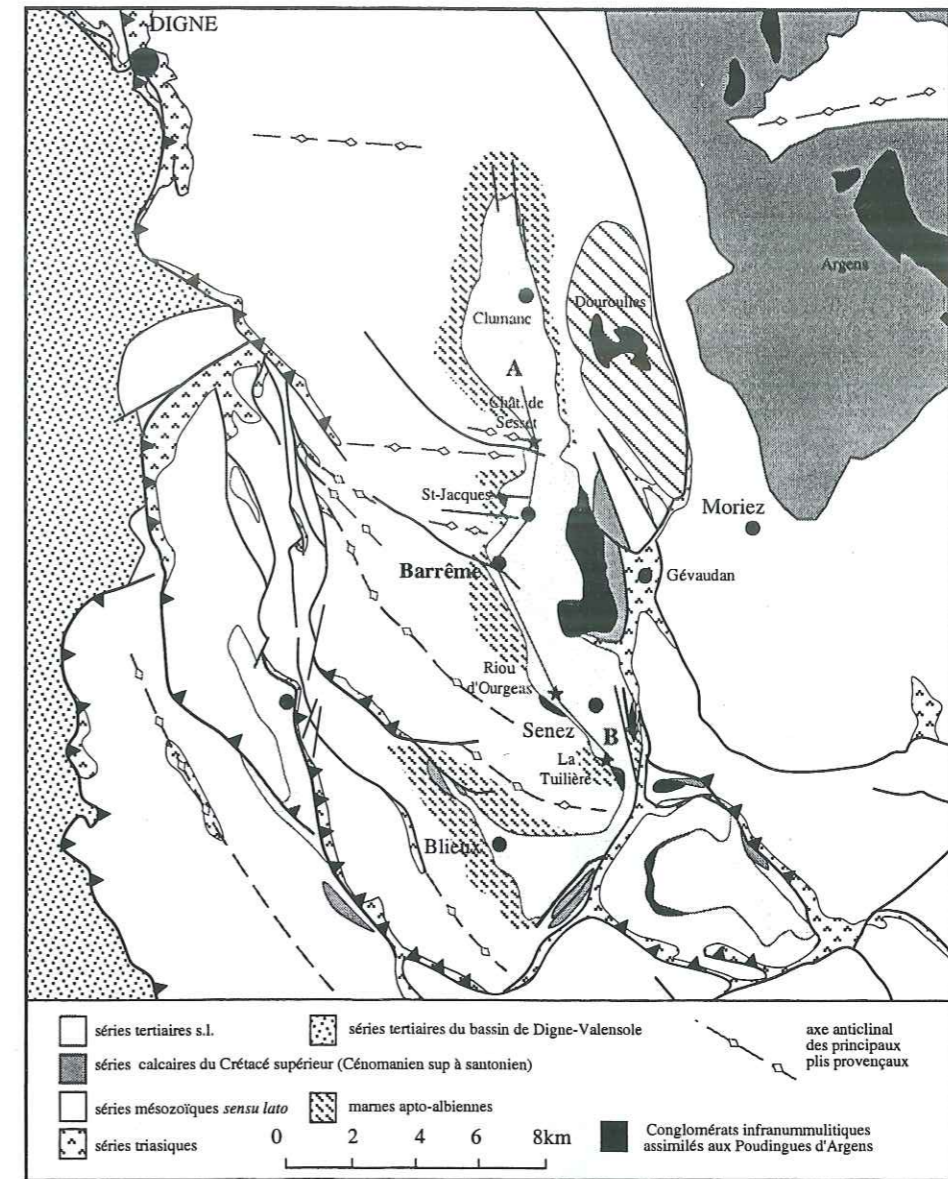
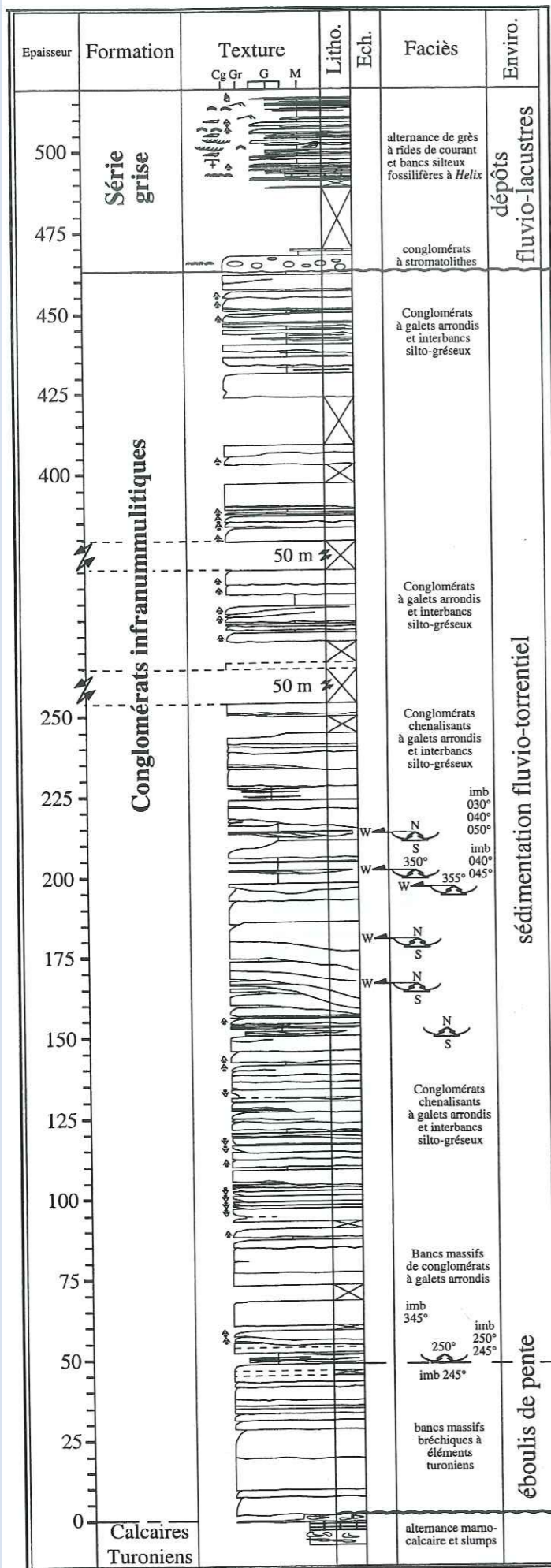
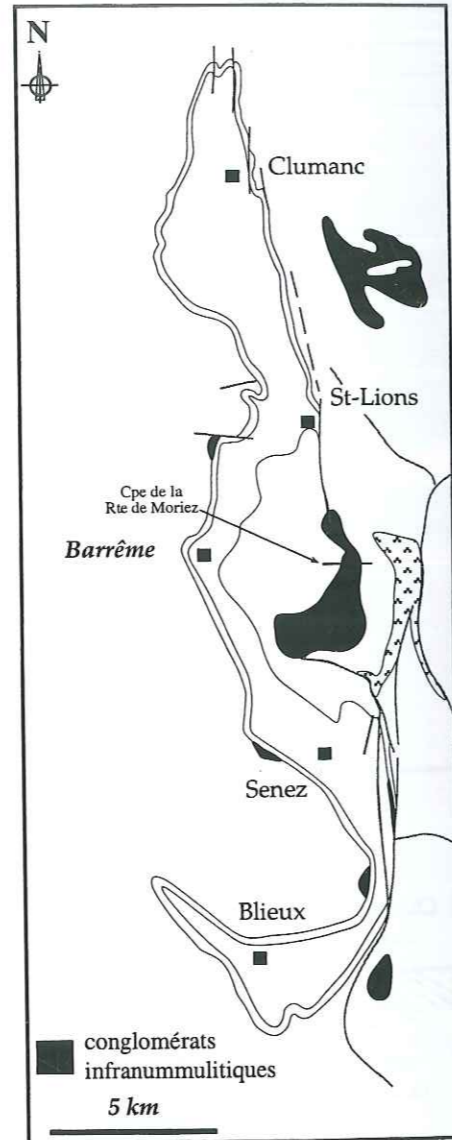


Fig.3.3-Section subméridienne du substratum mésozoïque avant la transgression nummulitique (le Nummulitique est ramené arbitrairement à l'horizontale). Les plis E-W, hérités de la déformation provençale, sont partiellement érodés au moment de la transgression nummulitique. De plus il faut noter la position singulière des Conglomérats infranumm., localisés de part et d'autre des anticlinaux avec une dilatation remarquable au pied du diapir du Gévaudan où la série dépasse les 500 m. (Bodelle, 1971). Le transect A-B est placé sur la carte géologique simplifiée du synclinal de Barrême où sont figurés distinctement les affleurements de Conglomérats infranummulitiques assimilés aux Poudingues d'Argens (figuré noir).



Discordance angulaire, lacune de la série marine paléogène et de la série rouge et saumon.



Les affleurements de Conglomérats infranummulitiques assimilés aux Poudingues d'Argens. Localisation de la coupe de la route de Moriez.

Fig.3.4-Log lithologique des Conglomérats infranummulitiques, le long de la Route de Moriez (RN 202). Ils présentent un développement remarquable de l'ordre de 500 m (Bodelle, 1971) soulignant une morphologie accentuée du paysage et vraisemblablement entretenue.

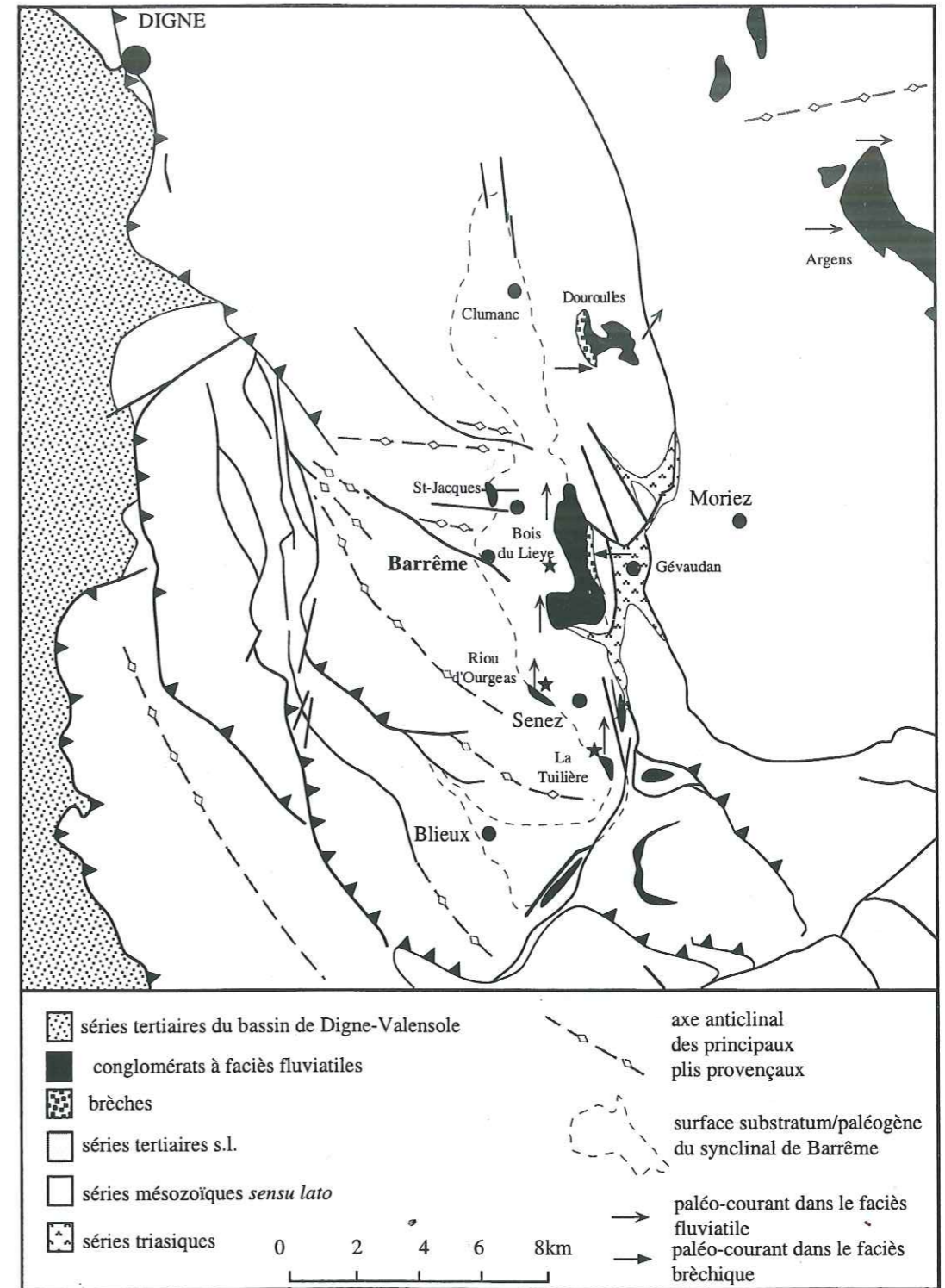


Fig.3.5-Localisation des affleurements des Conglomérats infranummulitiques et sens des paléocourants mesurés. La sédimentation présente un système d'écoulement subméridien dans le bassin de Barrême soulignant le contrôle morphologique du substrat mésozoïque. Ceci est conforté par l'existence de faciès bréchique en bordure des systèmes fluvio-torrentiels (voir coupe de la route de Moriez, fig. 3.4).

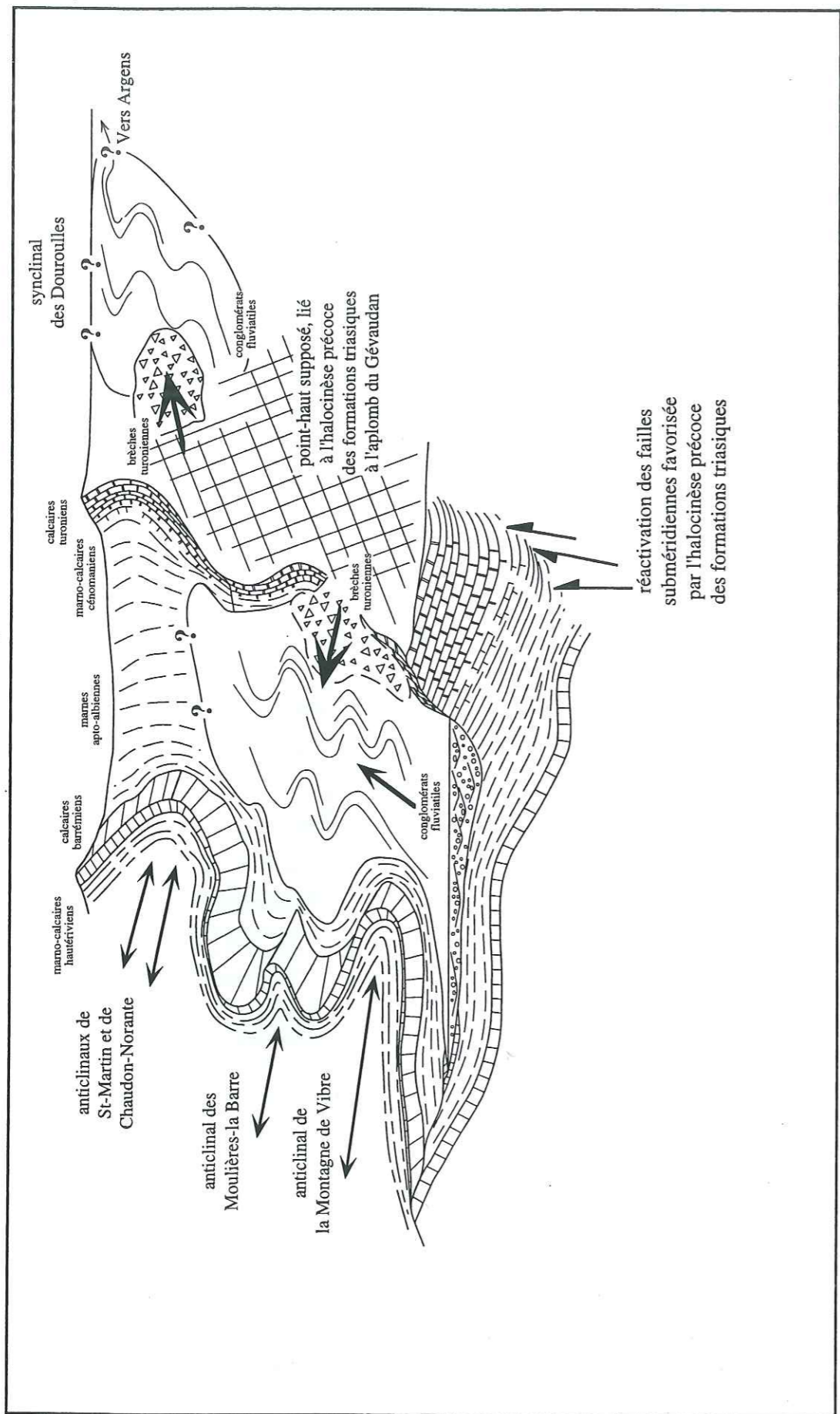


Fig. 3.6-Reconstitution schématique du paléopaysage au moment du dépôt des Conglomérats inframultitiques aux environs de Barrême.

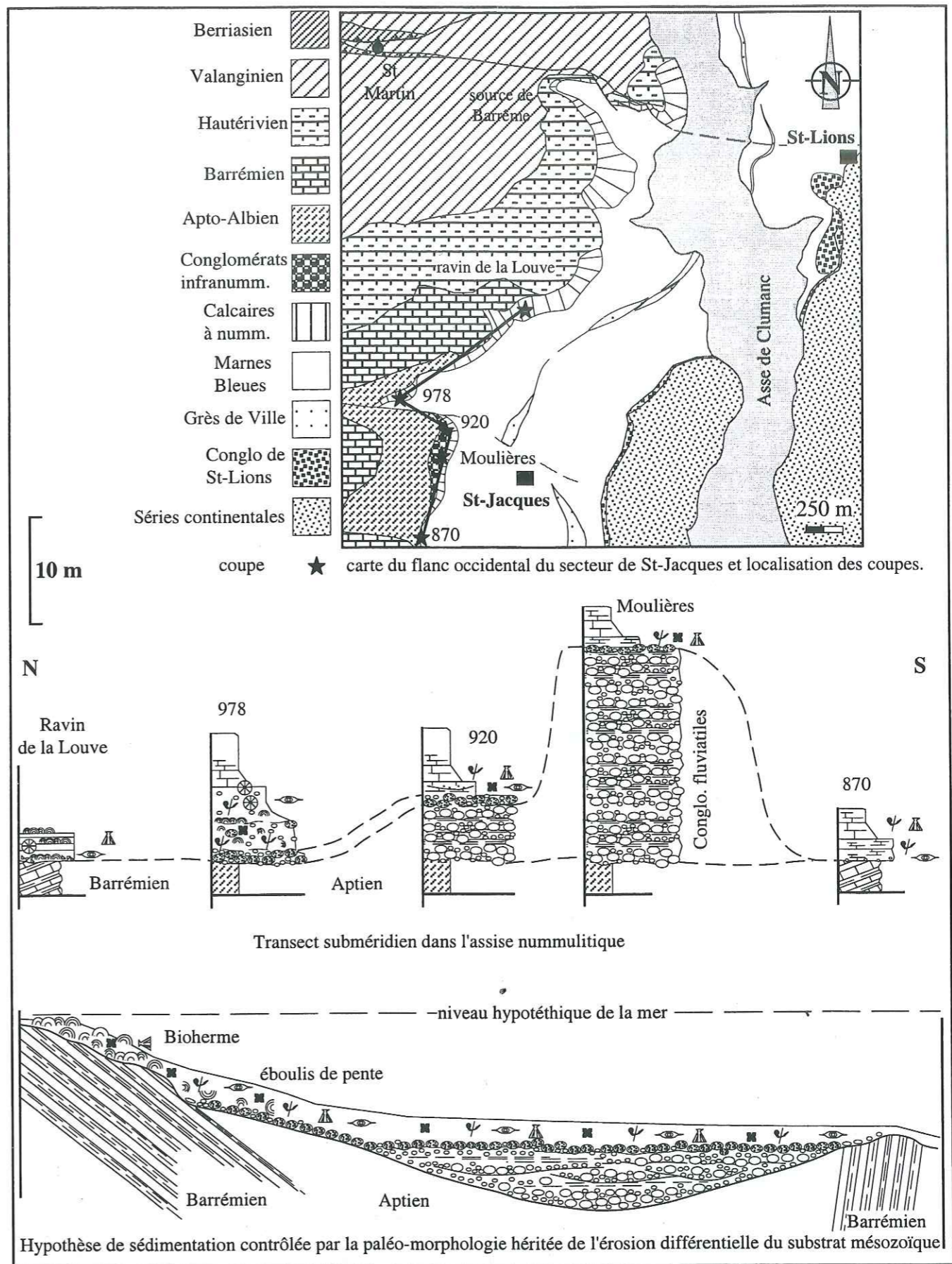


Fig. 3.7-Variations latérales de faciès sur le flanc occidental du synclinal dans le secteur de St-Jacques. La lithologie du substrat mésozoïque contrôle fortement la distribution faciologique de l'assise nummulitique, avec le développement de calcaire construit sur les calcaires barrémiens constituant vraisemblablement un point haut et plus au Sud sur les marnes apto-albiennes, une calcarénite bioclastique de démantèlement du bioherme développé en amont.

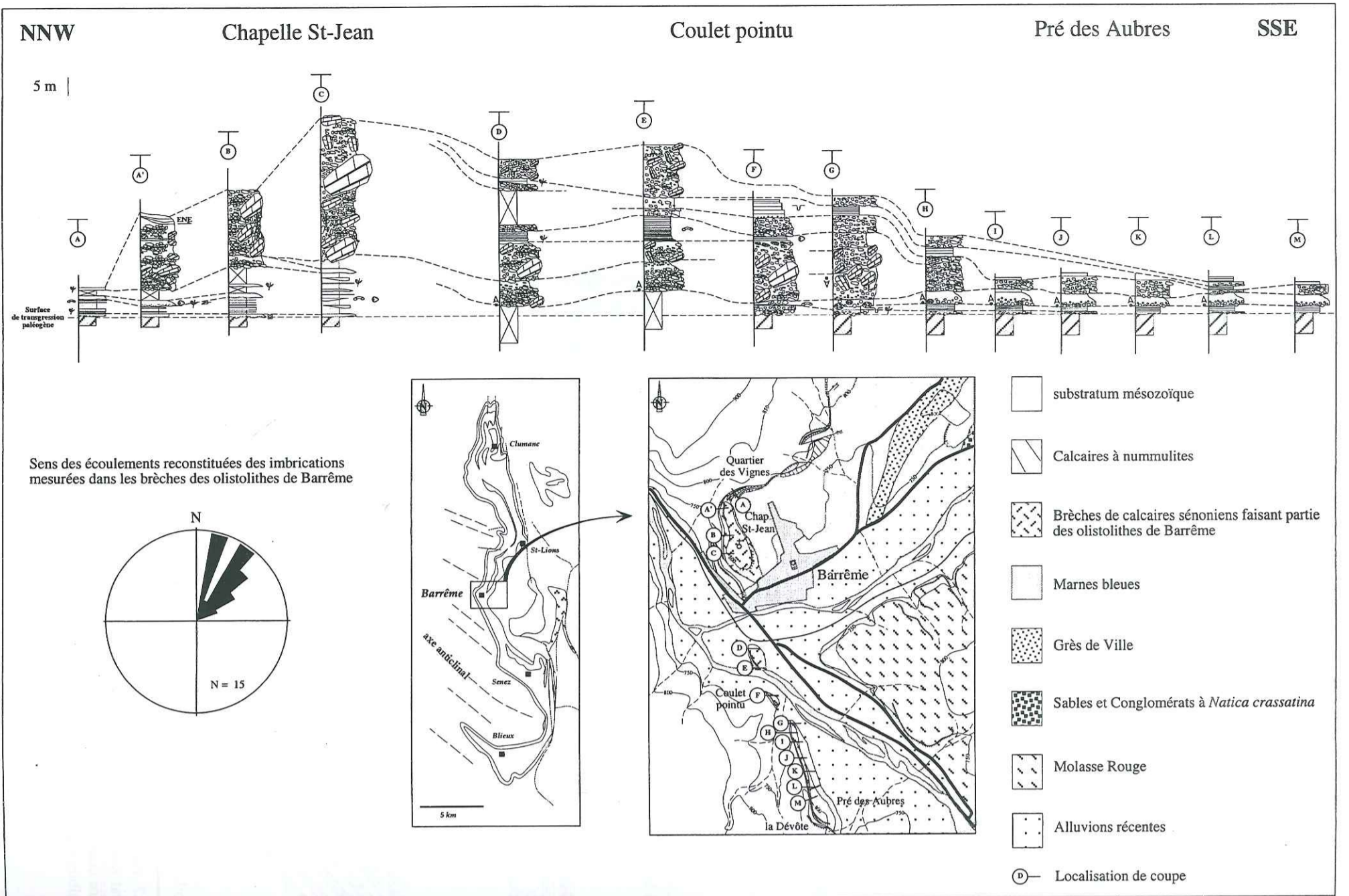


Fig.3.8-Variations spatiales et faciologiques des olistolithes de Barrême. Des écoulements gravitaires du WSW vers l'ENE qui soulignent l'existence d'affleurement de formations du Crétacé supérieur au SW du bassin.

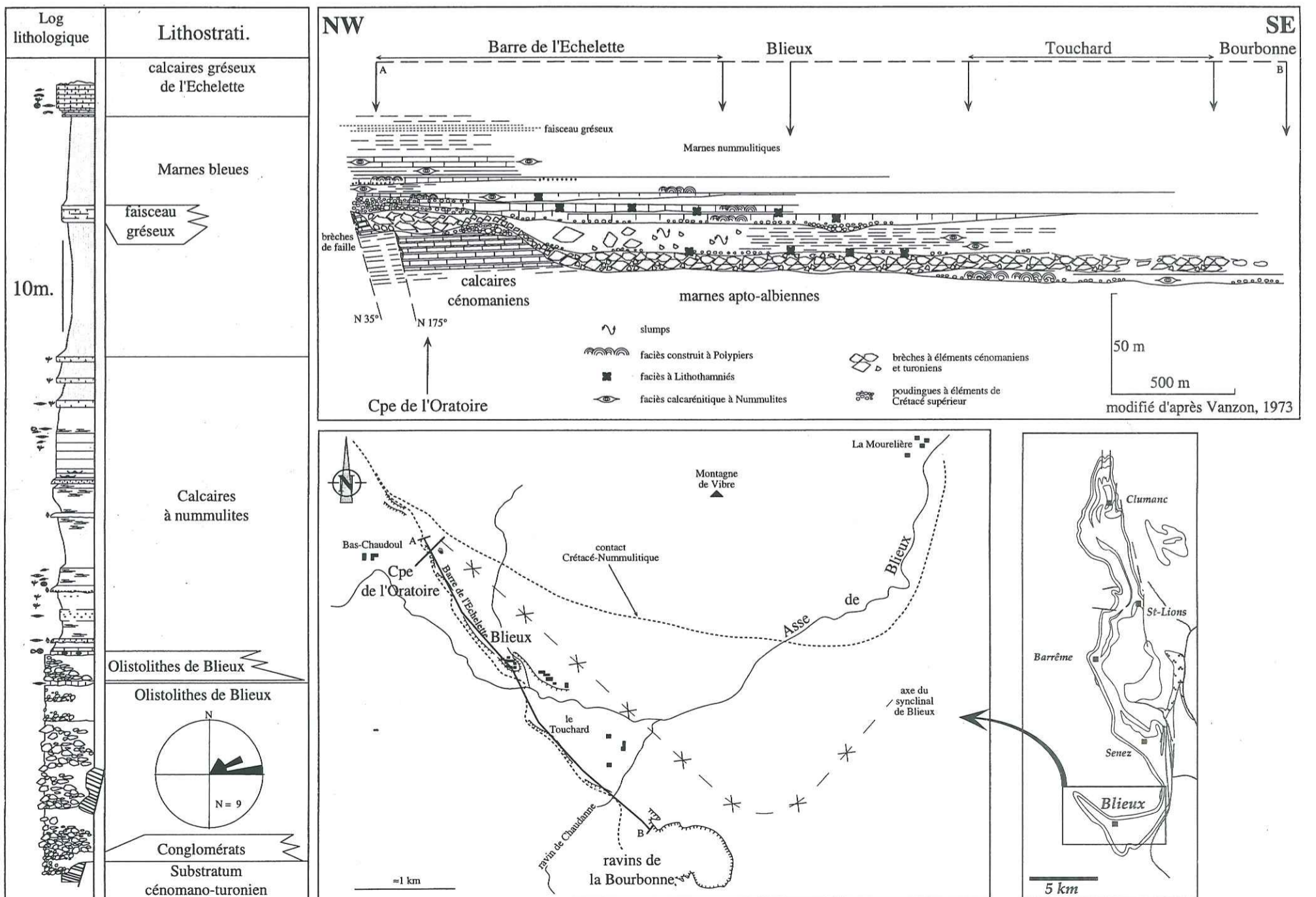


Fig.3.9- Variations verticales et latérales des Olistolithes de Blieux. Ils présentent une diminution progressive vers l'Est et des imbrications concordantes.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

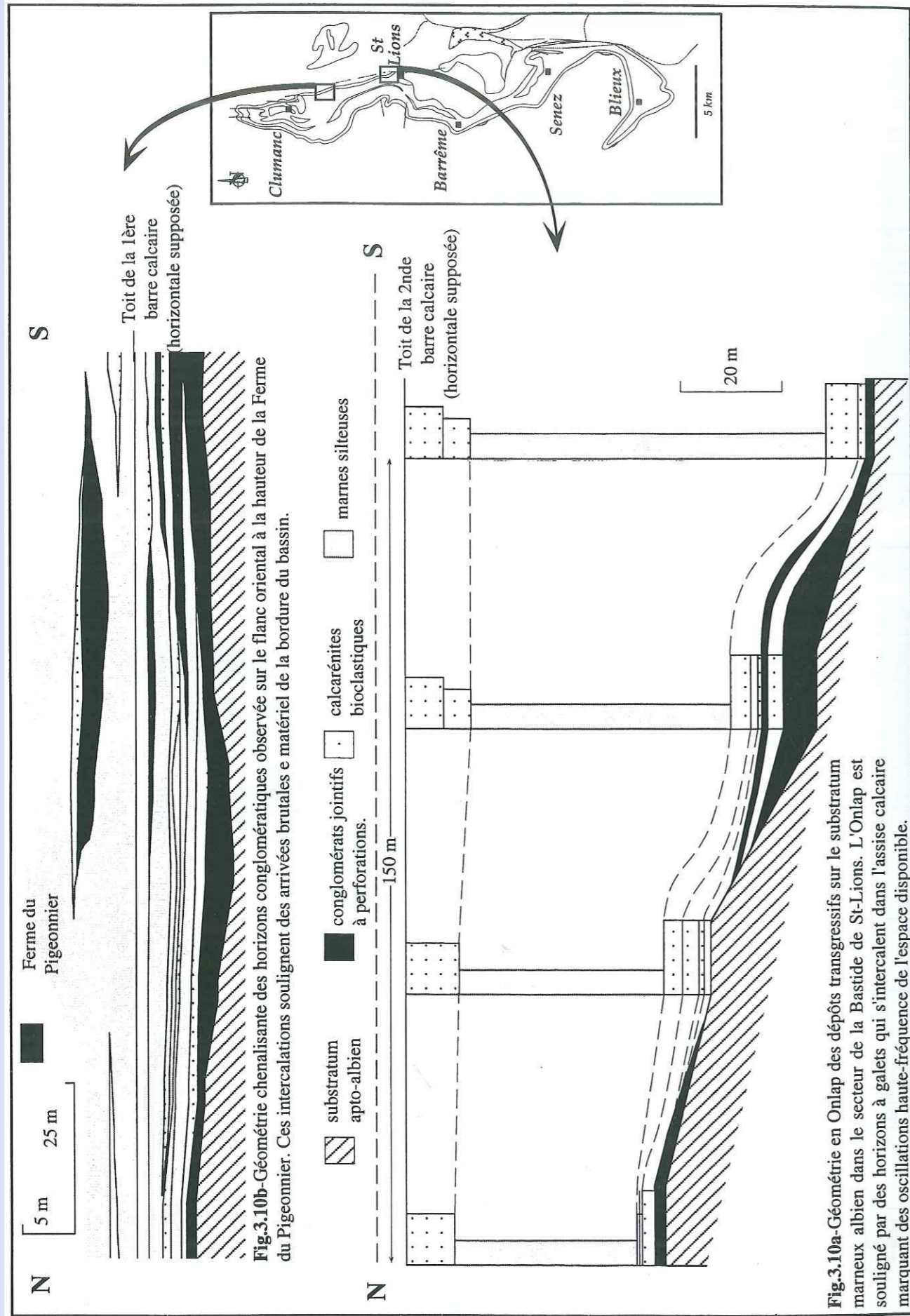


Fig. 3.10a - Géométrie en Onlap des dépôts transgressifs sur le substratum marneux albien dans le secteur de la Bastide de St-Lions. L'Onlap est souligné par des horizons à galets qui s'intercalent dans l'assise calcaire marquant des oscillations haute-fréquence de l'espace disponible.

Fig. 3.10ab - Différents types d'organisation interne développée dans les Calcaires à nummulites du le flanc oriental du synclinal au Nord de St-Lions. La transgression généralisée est représentée par des pulsations transgression/régression haute fréquence, soulignées par les horizons conglomératiques

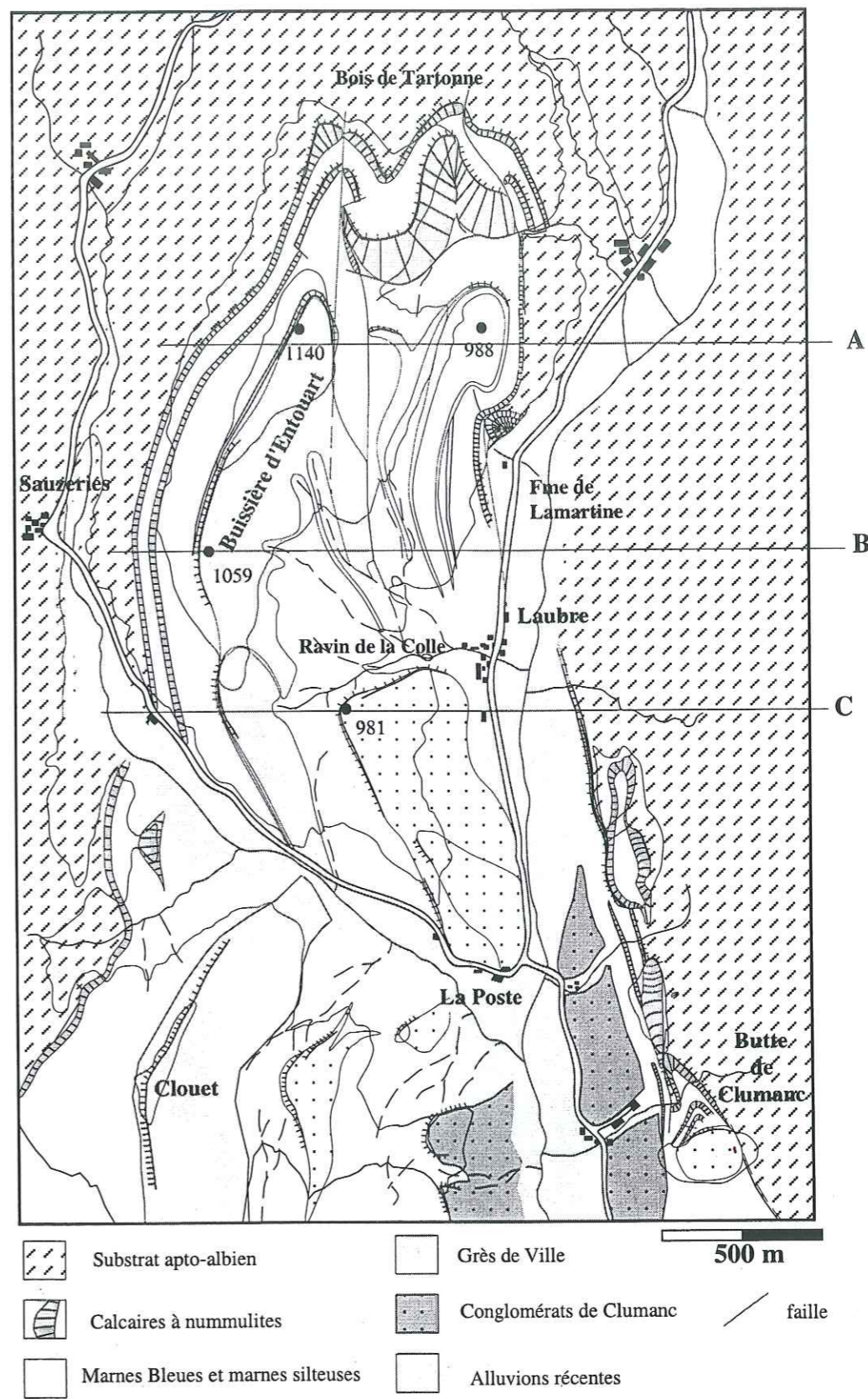


Fig. 3.11 - Cartographie du secteur de Clumanc à la terminaison périsynclinale nord du Bois de Tartonne. On remarque une flexuration différentielle entre la Série des Sauzeries fortement plissée (principalement au NE) et la Série de Clumanc qui ne présente pas une structuration identique. Il y a donc une discordance angulaire entre les deux séries.

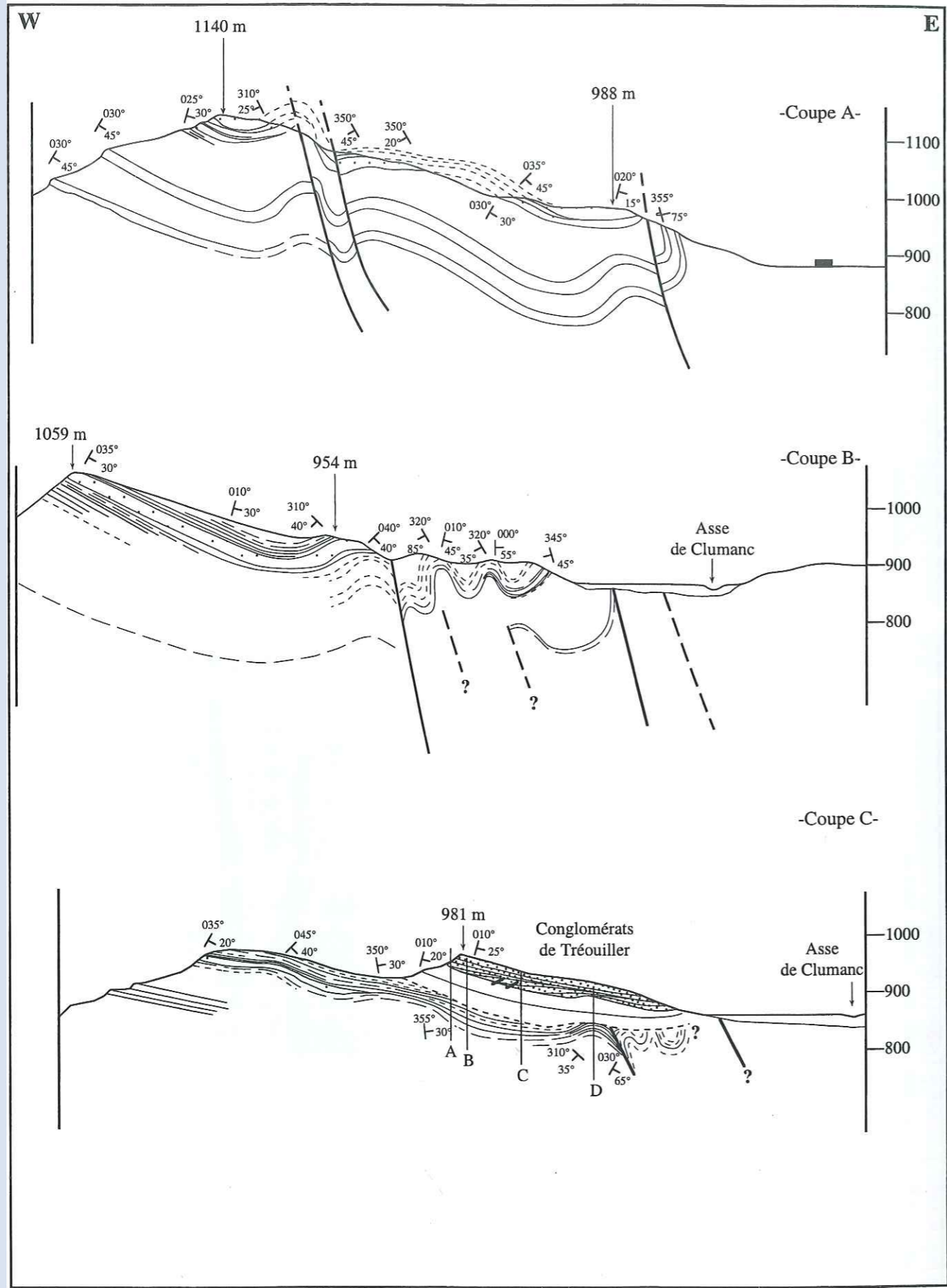


Fig.3.12abc-Transects équatoriaux dans la terminaison septentrionale du synclinal de Barrême de la Buisnière d'Entouart. Mise en évidence de la flexuration intense des Grès de Ville et de la discordance du ravin de la Colle au toit des Grès de Ville. La position de tracés des coupes A, B, C est signalée sur la figure 3.11.

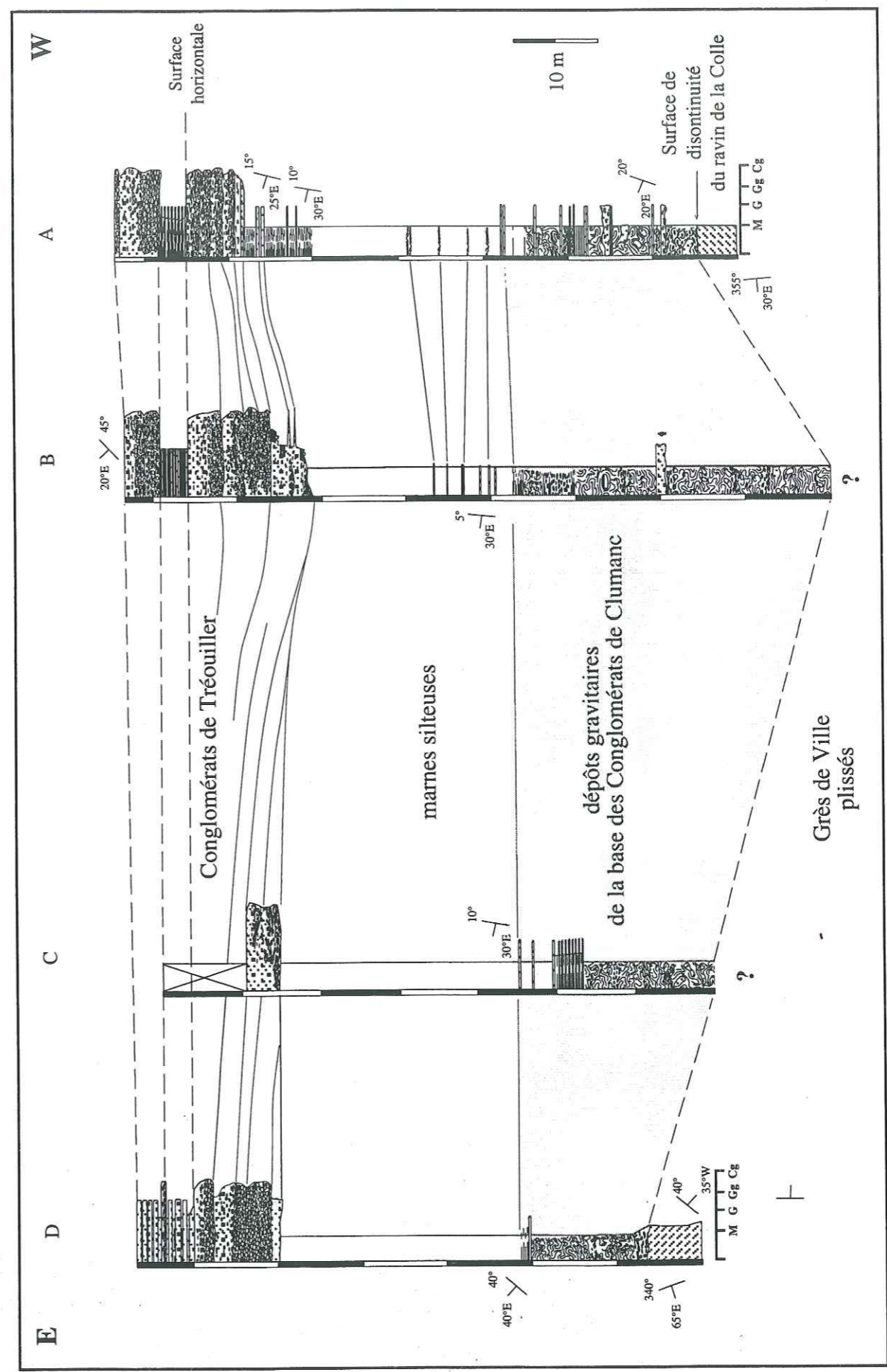


Fig.3.13-Transect équatorial dans le ravin de la Colle. Les dépôts gravitaires tronquent et scellent les plis développés dans les Grès de Ville. Dans le secteur oriental, constituant la zone amont du dispositif, la puissance des coulées de débris est réduite et s'épaissit vers l'Ouest au coeur du synforme des Grès de Ville, puis se réduit à nouveau. Les dépôts gravitaires viennent donc combler la dépression subméridienne drainant précédemment les dépôts détritiques. Les coupes A,B,C,D sont situées sur la figure 3.12 (coupe C).

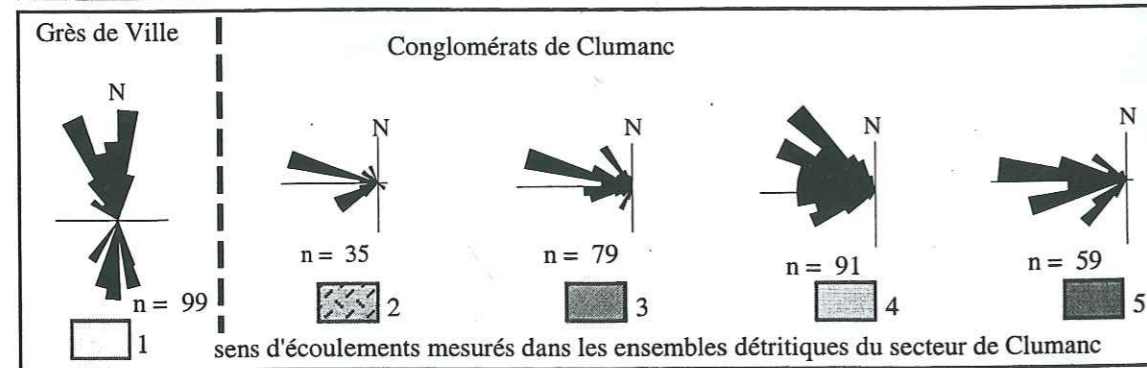


Fig.3.14-Cartographie du secteur de Clumanc et sens des écoulements. Les Grès de Ville présentent des écoulements subméridiens (S->N) alors que les différentes unités détritiques de Clumanc montrent des écoulements équatoriaux (E->W), ce qui traduit une forte modification de la morphologie du bassin et des aires d'alimentation. (1, Grès de Ville ; 2, dépôts gravitaires ; 3, conglomérats de Champ-Richard ; 4, conglomérats de Tréouiller ; 5, conglomérats de Serre-Genestier et du Château de Clumanc).

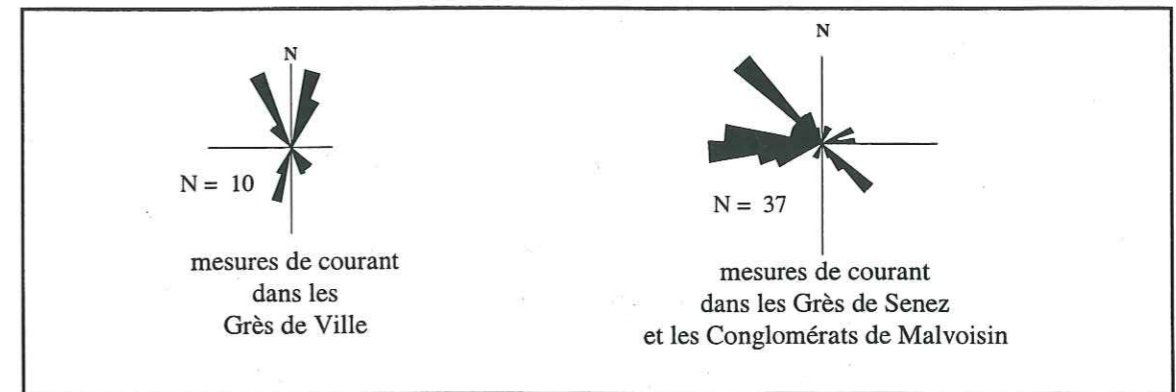
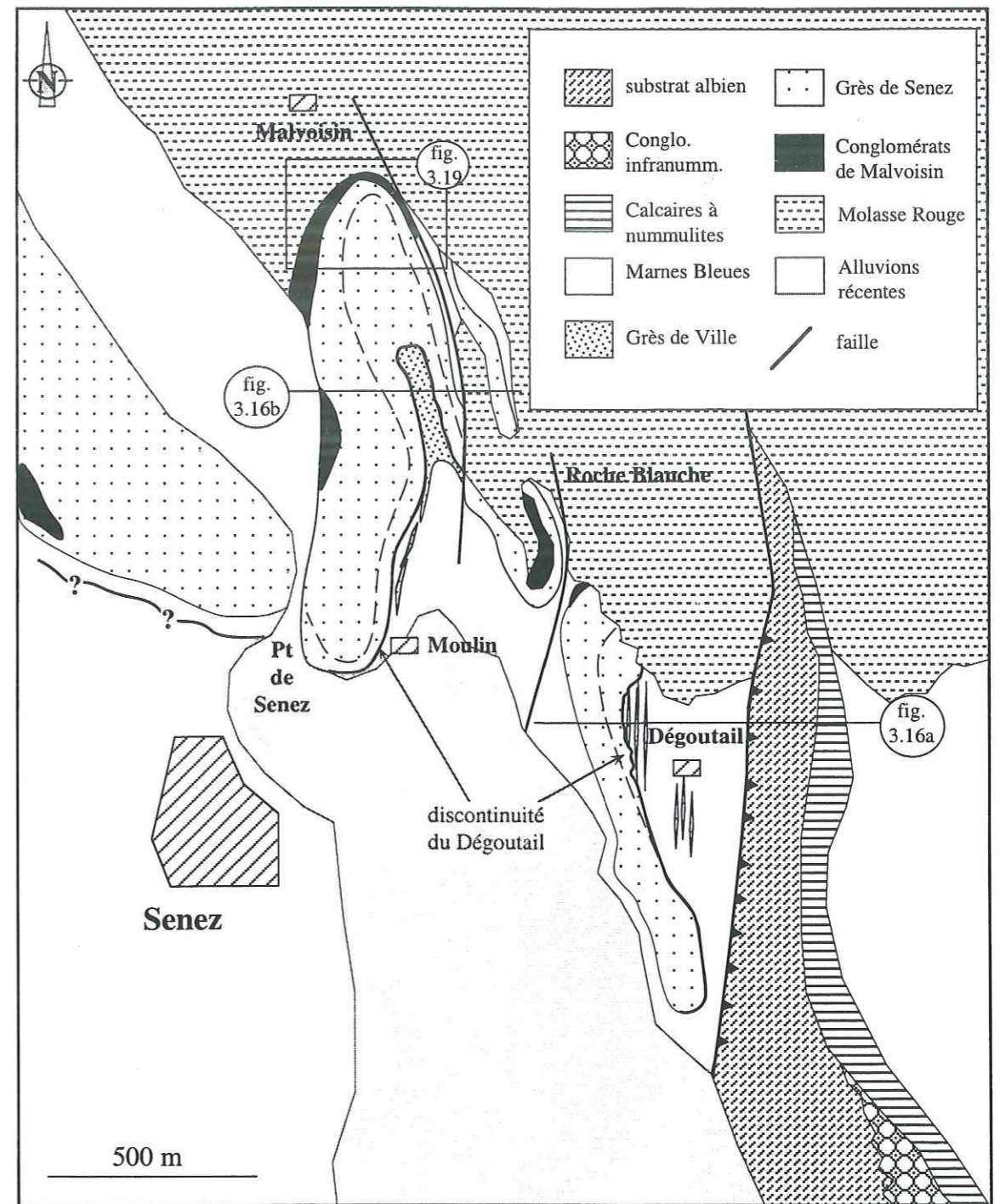


Fig.3.15-Cartographie des environs de Senez et de la discontinuité du Dégoutail qui délimite deux environnements distincts. La série sous-jacente avec des écoulements subméridiens du Sud vers le Nord (Grès de Ville) ; et la série de Senez avec des écoulements équatoriaux du SE vers le NO, puis vers l'Ouest (Grès de Senez et Conglomérats de Malvoisin). On remarque une forte analogie avec la discontinuité du ravin de la Colle du secteur de Clumanc.

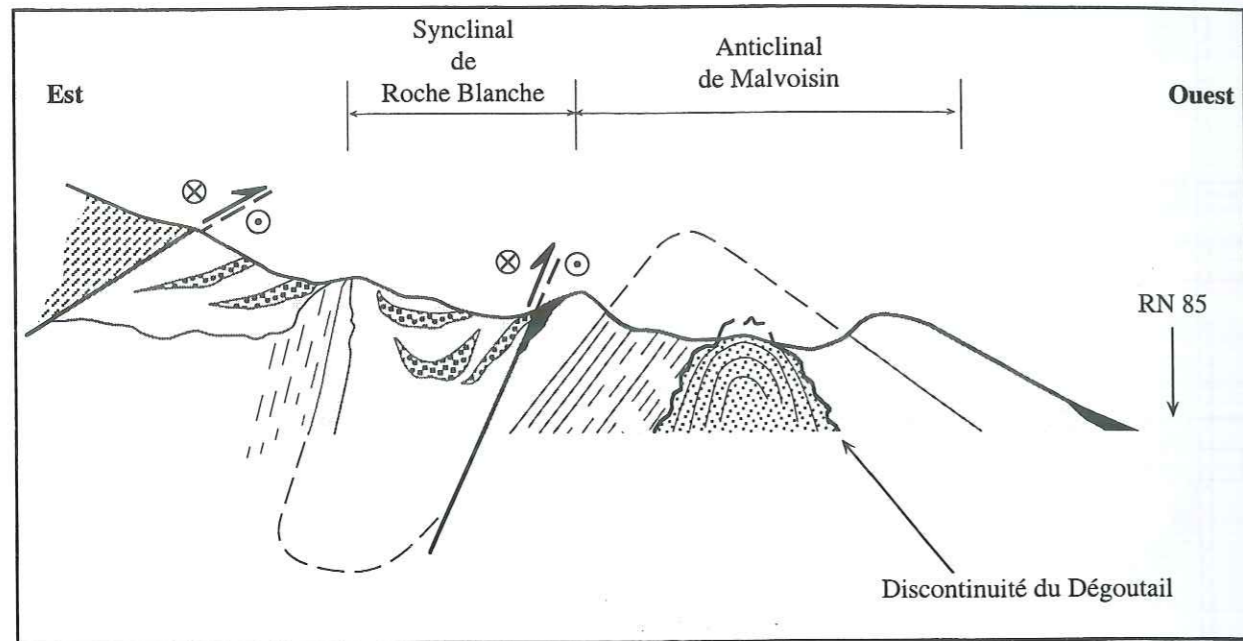


Fig.3.16b-coupe équatoriale dans l'extrémité sud de l'anticlinal de Malvoisin. Mise en évidence d'une discontinuité angulaire entre les Grès de Ville et les Grès de Senez. Le plissement des Grès de Ville est plus accentué que celui des Grès de Senez soulignant une déformation précoce de la série marine. Localisation de la coupe sur la figure 3.15.

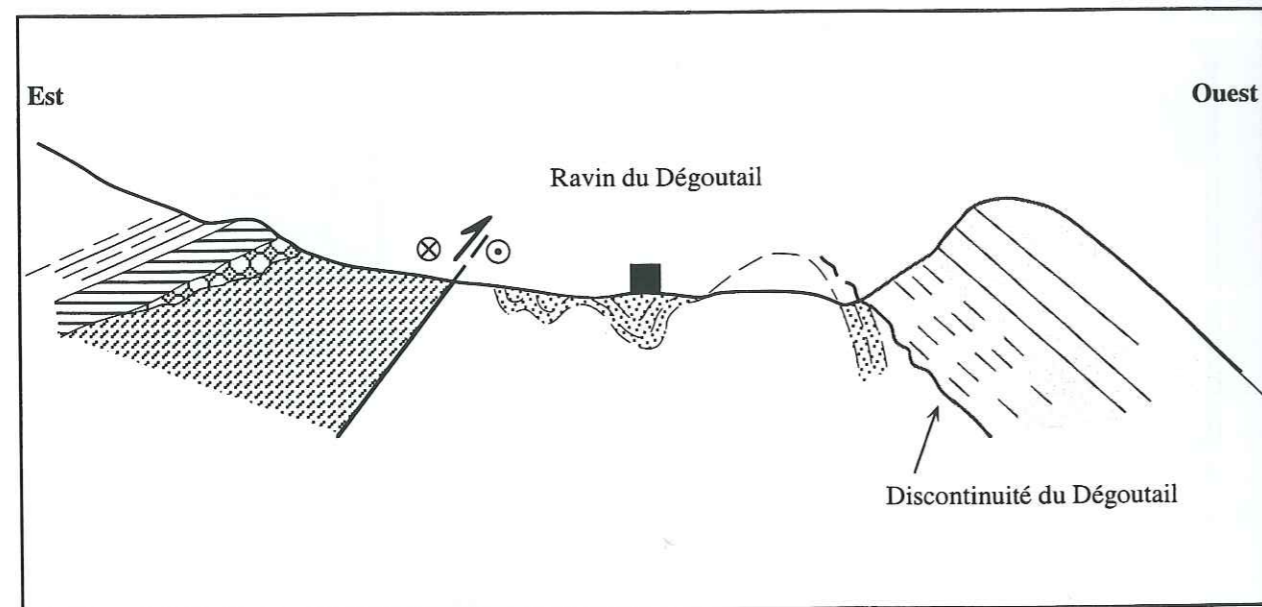


Fig.3.16a-coupe équatoriale dans le secteur du Dégoutail où les Grès de Ville sont plissés et tronqués par une surface d'érosion sur laquelle se déposent les Grès de Ville. Cette discontinuité est appelée discontinuité du Dégoutail. Localisation de la coupe sur la figure 3.15.

N.B : Les figurés sont repris de la figure 3.15.

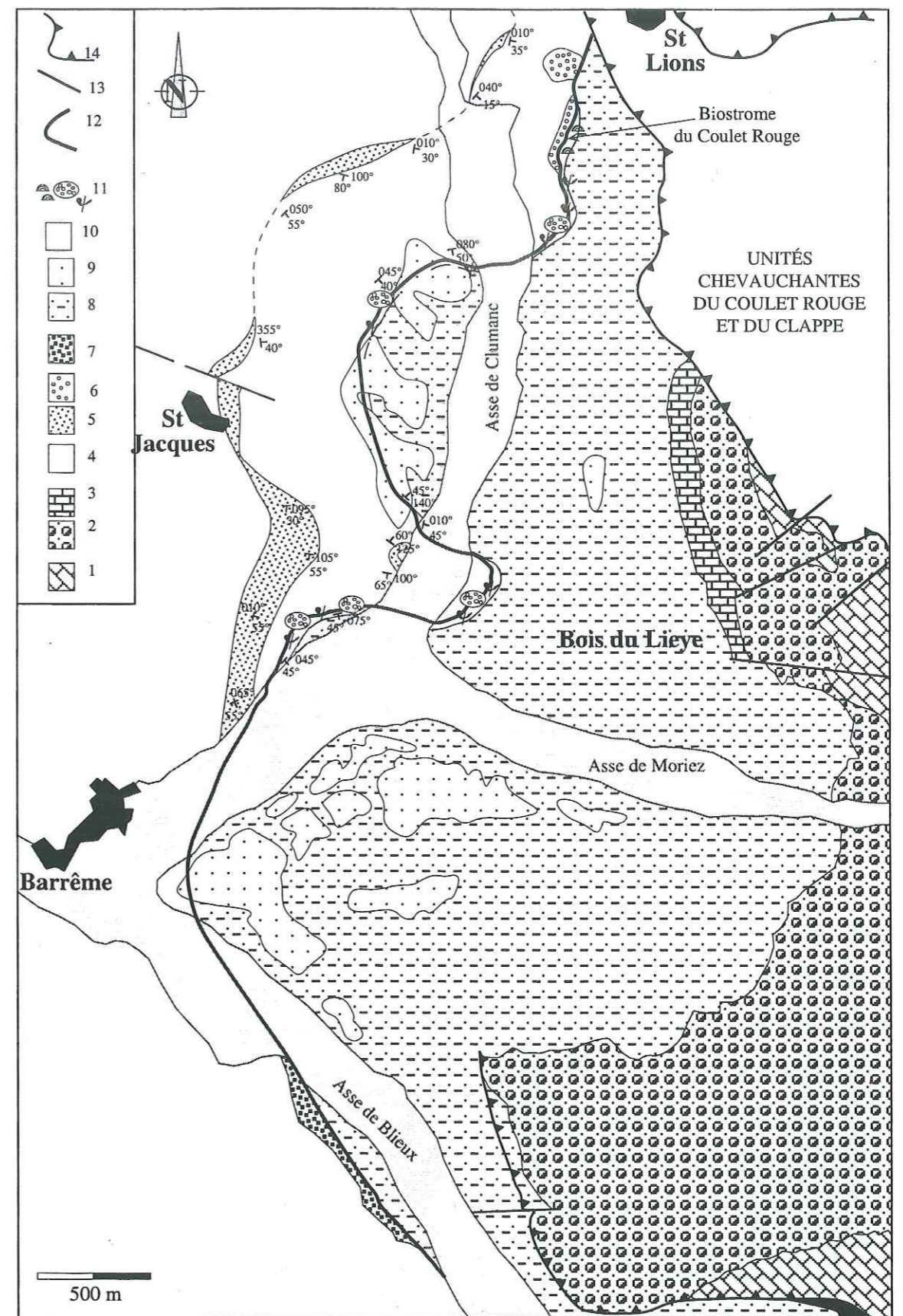


Fig.3.17-Carte des environs de Barrême où le passage de la série paléogène marine à la série continentale superposée peut être cartographié. La discontinuité classiquement placée à la base de la Molasse Rouge, se situe en fait à la base du biostrome de St-Lions et montre une discordance angulaire forte.

(1 : substrat crétaé ; 2 : Conglo. infranumm. ; 3 : Calcaires à nummulites ; 4 : Marnes ; 5 : Grès de Ville ; 6 : Conglomérats de St-Lions ; 7 : Grès de Senez ; 8 : Série continentale ; 9 : Alluvions anciennes ; 10 : Alluvions récentes ; 11 : Biostrome de St-Lions et équivalents latéraux ; 12 ; surface de discontinuité infrabiostrome ; 13 : failles ; 14 : chevauchements principaux).

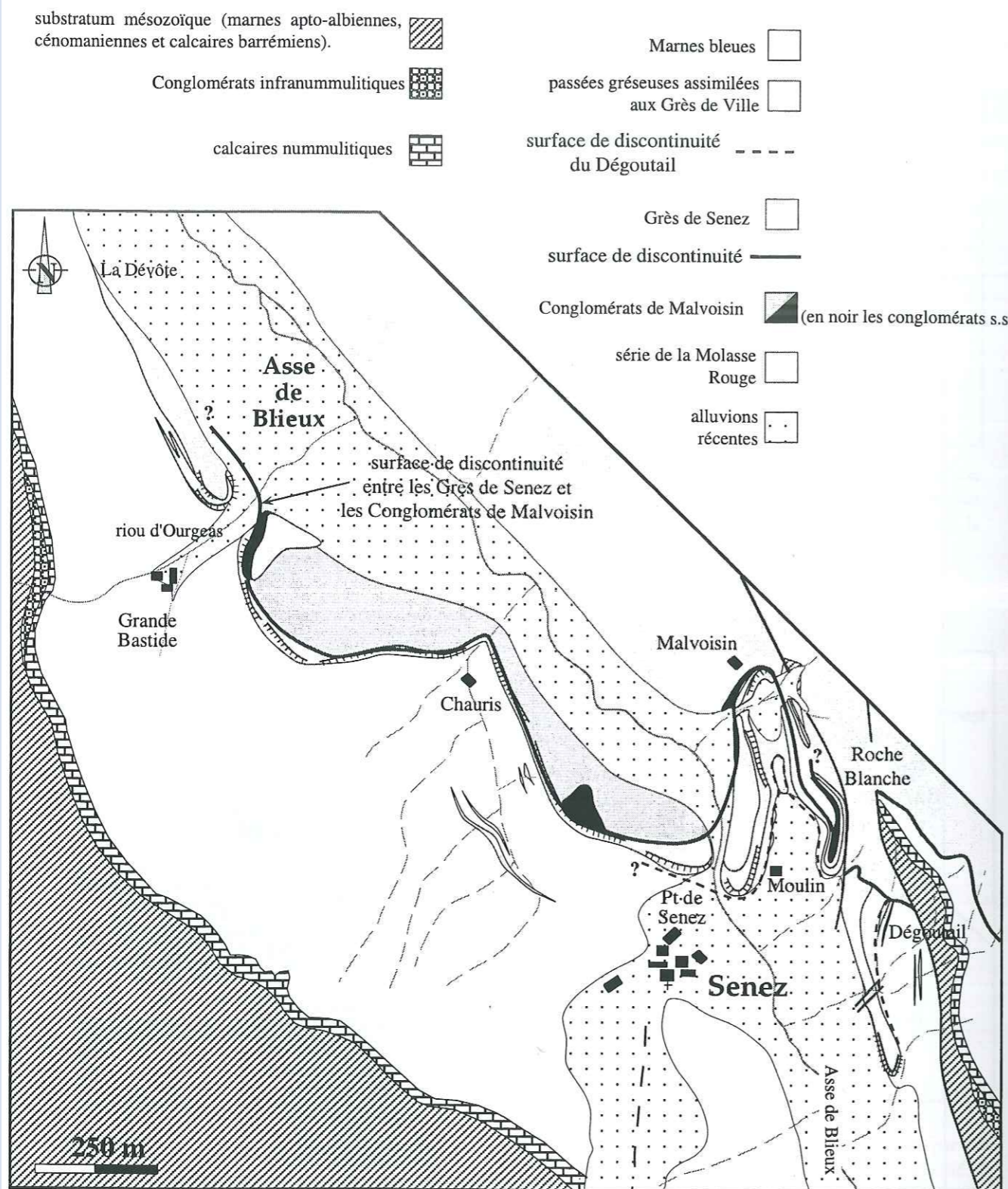


Fig.3.18-Carte géologique du secteur de Senez et cartographie de la discontinuité entre les Grès de Senez et les Conglomérats de Malvoisin. On notera qu'à l'Est du Dégoutail, les Conglomérats de Malvoisin ne sont pas présents et ce sont les dépôts de la Molasse Rouge qui reposent directement sur la surface de discontinuité. C'est ce qui avait fait dire antérieurement (Gubler (1958) ; Chauveau & Lemoine (1961)) que la discordance était scellée par la Molasse Rouge (ce qui est vrai localement).

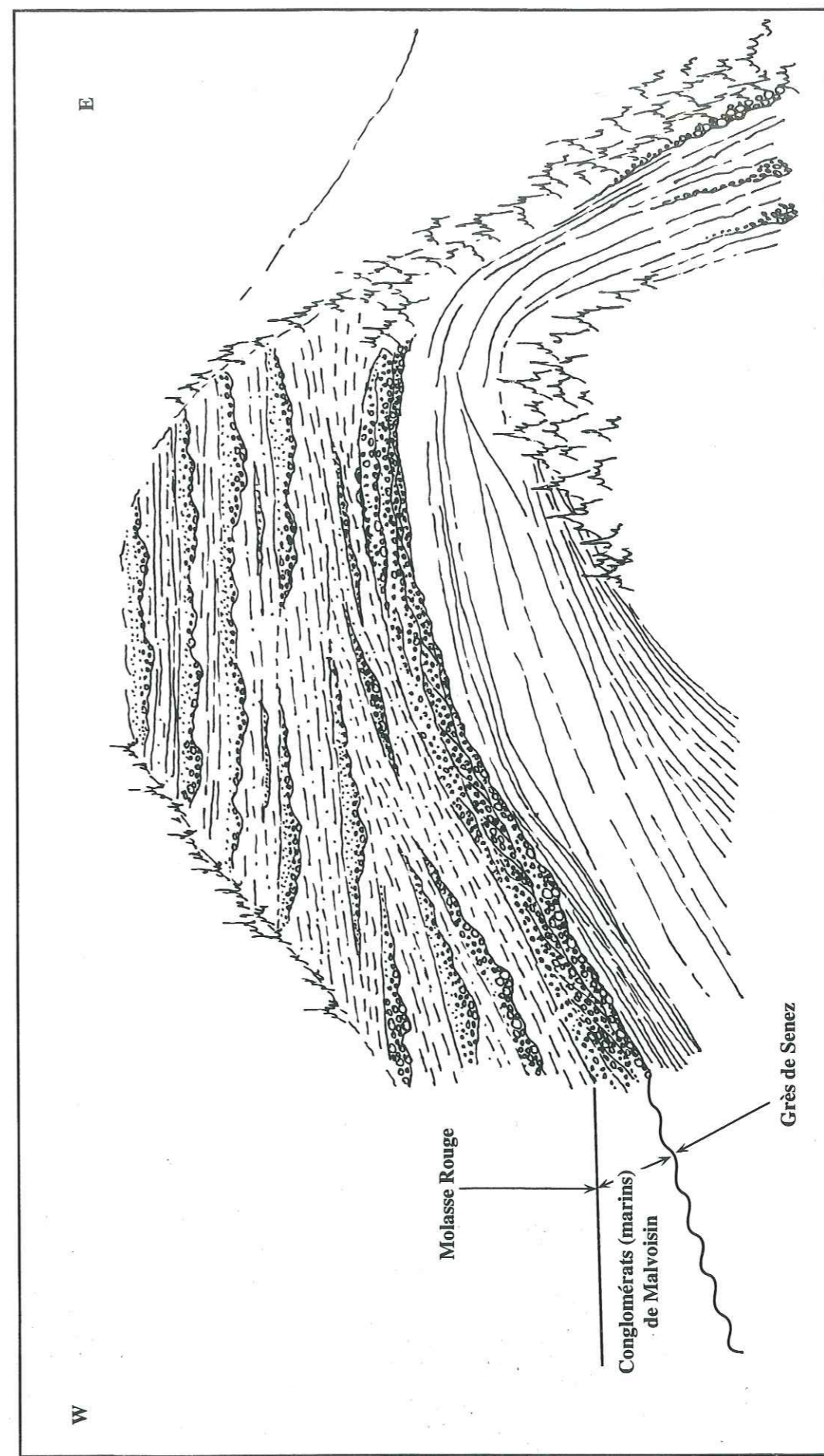
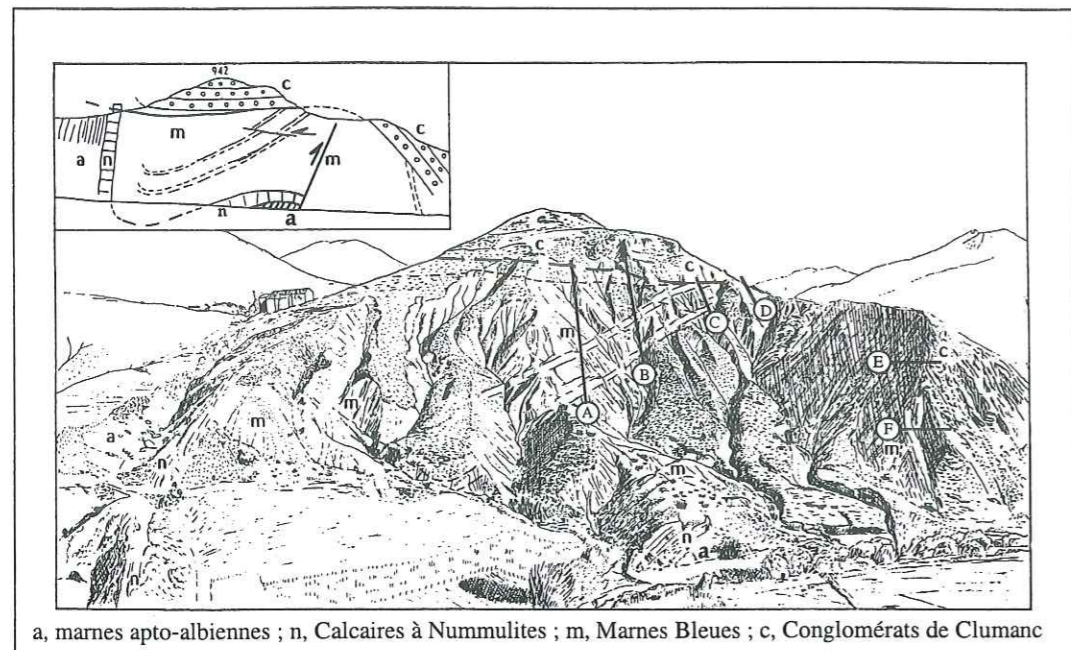


Fig.3.19-Panorama de l'anticlinal de Malvoisin. On remarque que la surface de discordance ne se situe pas à la base de la Molasse Rouge (décrite précédemment), mais à la base des Conglomérats (marins) de Malvoisin qui érode le sommet des Grès de Senez à l'aplomb de l'anticlinal. Le Panorama est localisé sur la figure 3.15.



Extrait et modifié de Chauveau & Lemoine, 1961.

Fig.3.20-Discordance des Conglomérats sur la série des Sauzeries, au Château de Clumanc (Chauveau & Lemoine, 1961).

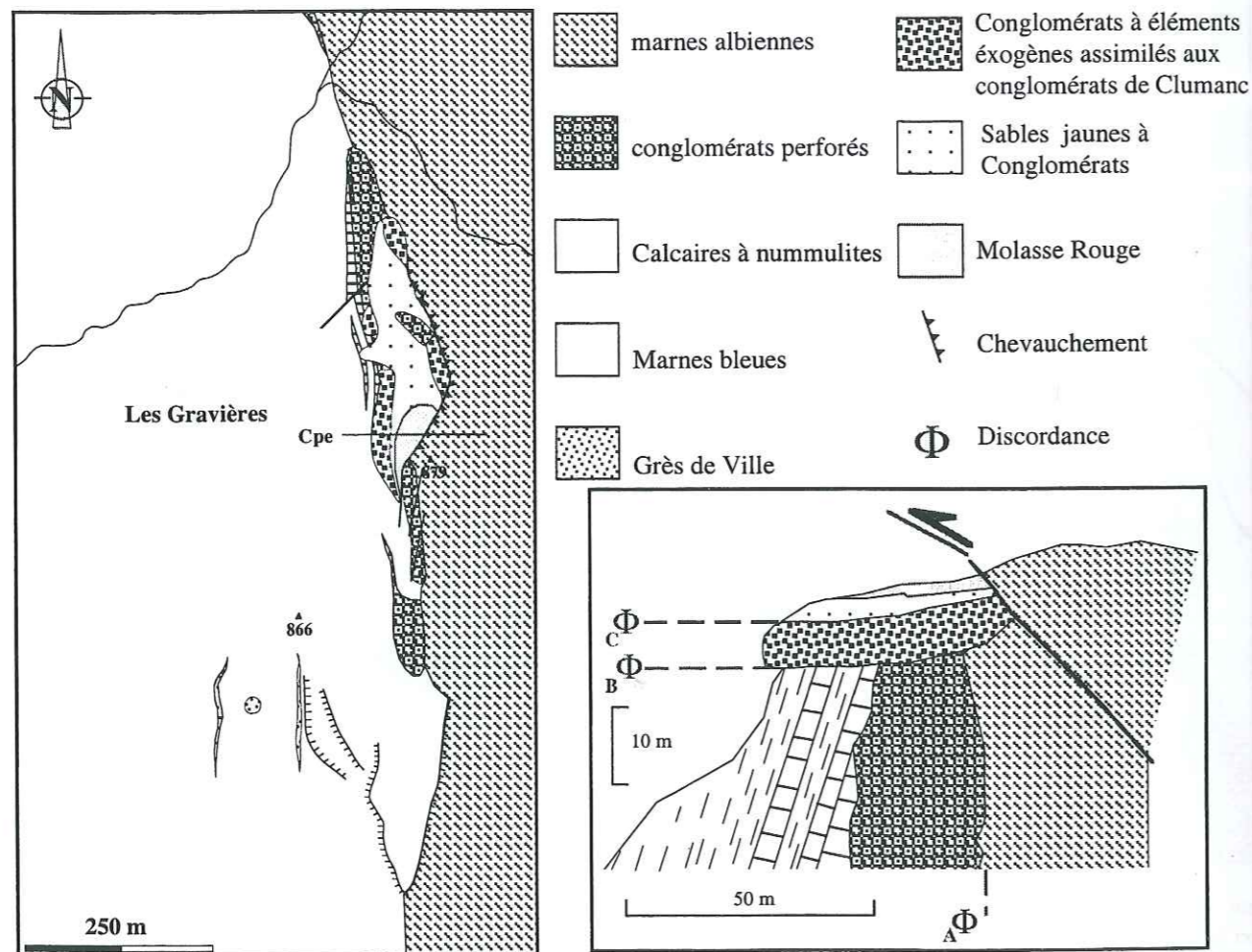


Fig.3.21-Carte du secteur oriental des Gravières. Plusieurs discordances sont observées : A, la discordance du Nummulitique sur le substrat mésozoïque ; B, la discordance des Conglomérats de Clumanc sur l'assise calcaire ; C, la discordance des sables jaunes à conglomérats qui reposent localement directement sur les conglomérats perforés. Ces sables jaunes sont surmontés ponctuellement des termes les plus septentrionaux de la Molasse Rouge.

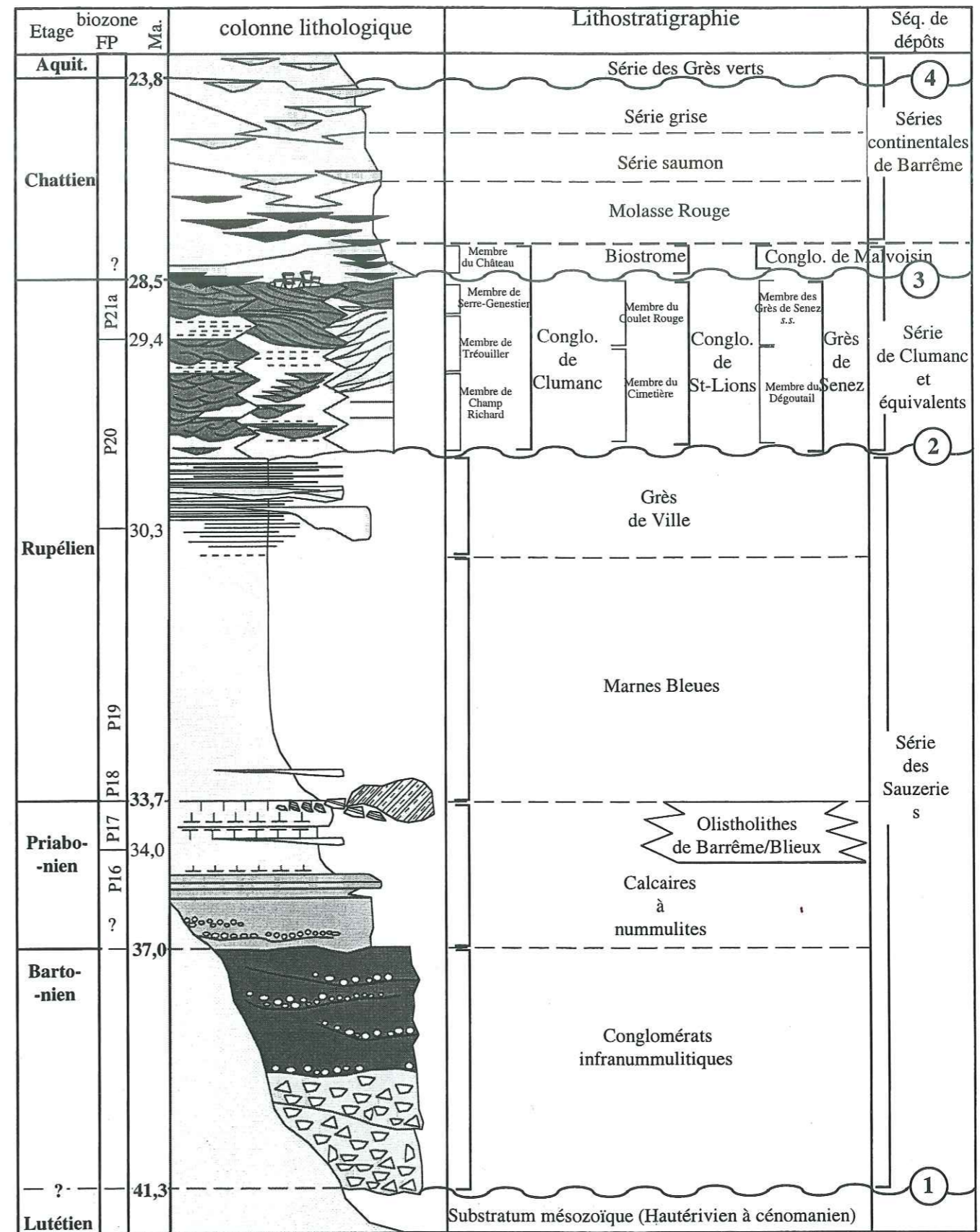


Fig.3.22-Lithostratigraphie et nomenclature synthétique de la série paléogène du synclinal de Barrême. On place également les discontinuités remarquables identifiées qui délimitent les grandes séquences de dépôts. 1, discontinuité substrat/Paléogène ; 2, discontinuité du Ravin de la Colle/Dégoutail ; 3, discontinuité du Château de Clumanc/Biostrome de St-Lions/ des Conglomérats de Malvoisin ; 4, discontinuité des Grès Verts. Les âges absolus sont extraits de Berggren *et al.* (1995).

II - LES SEQUENCES DE DEPOTS

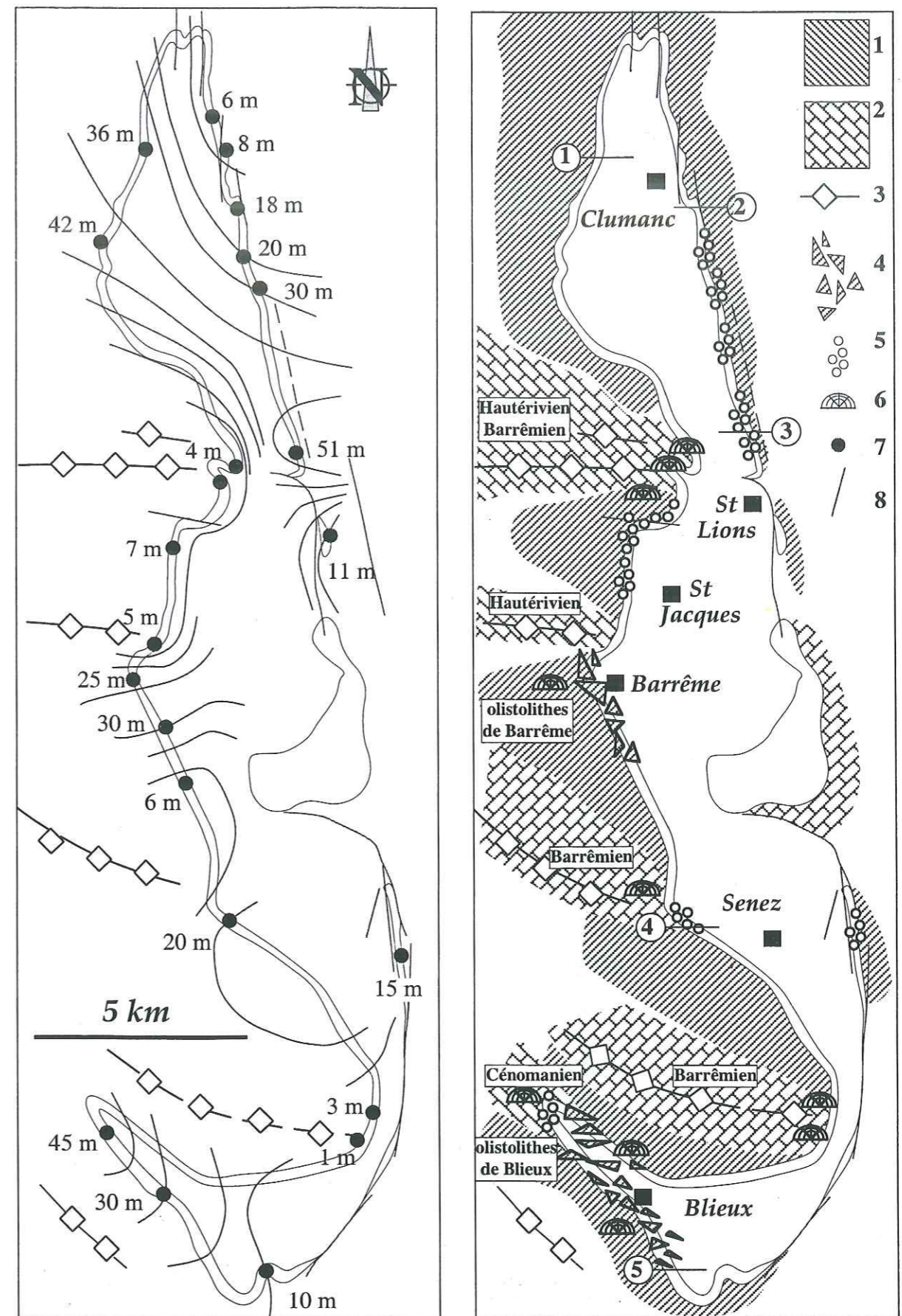


Fig.3.23-Carte des iso-épaisseurs des calcaires à Nummulites et variations faciologicalues. La répartition de faciès est en relation avec la paléostratigraphie provençale créant des zones hautes dans le prolongement des anticlinaux à coeur calcaire (calcaires barrémiens, hautériens et localement cénomaniens), et des dépressions dans les synclinaux à coeur marneux (marnes apto-albiennes). Ces contrastes du substrat ont fortement contrôlé les faciès au sein des calcaires à Nummulites. 1, substrat marneux apto-albien ; 2, substrat calcaire barrémien, hautérien ou cénomanien ; 3, axe anticlinal ; 4, brèches de matériel crétaé ; 5, Conglomérats perforés ; 6, calcaire construit (à ploypiers et/ou algaires) ; 7, point de mesure ; 8, faille.

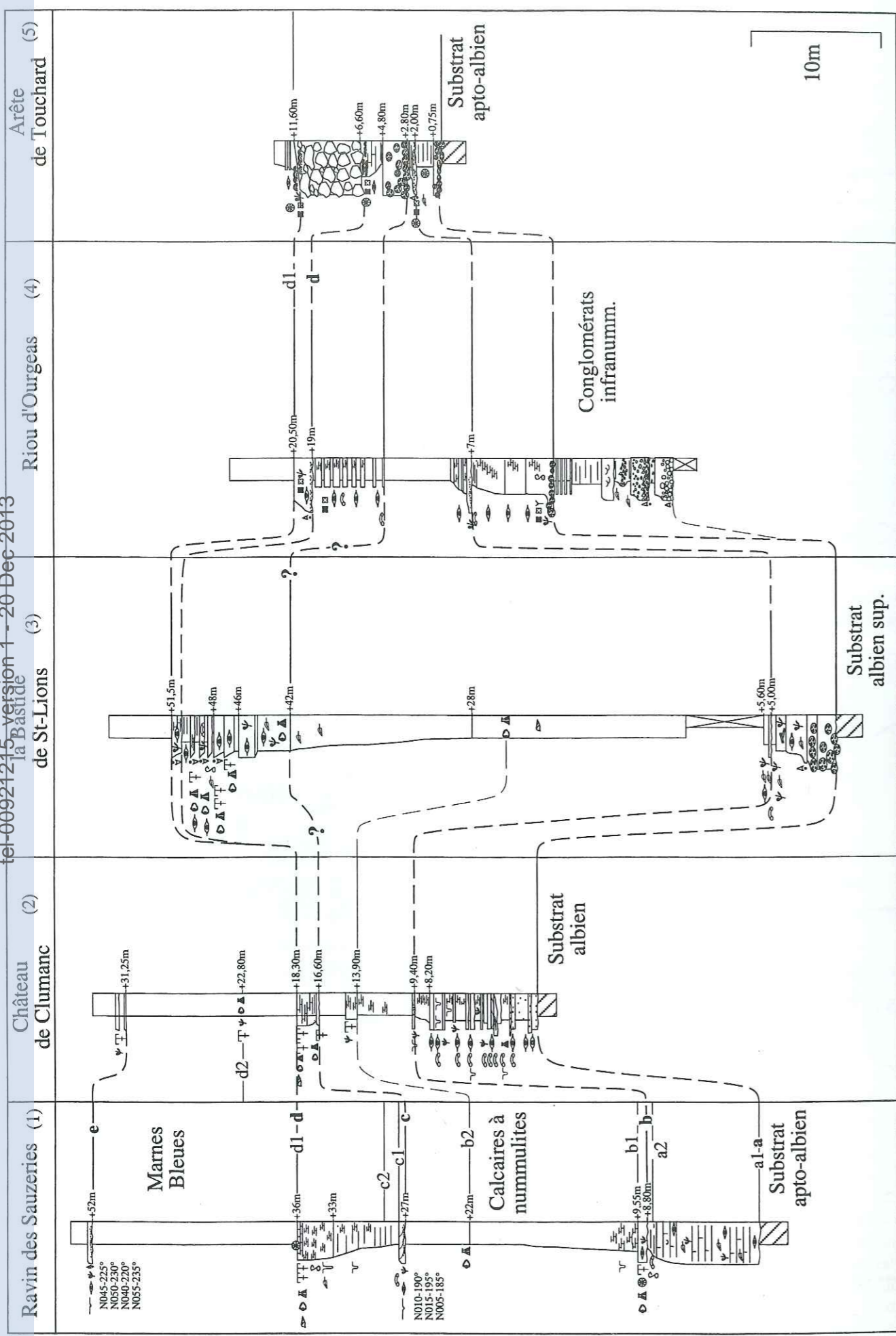


Fig.3.24- Corrélations latérales des niveaux repérés dans les Calcaires à nummulites dans l'ensemble du synclinal. Malgré les variations d'épaisseurs et les contrastes faciologiques observés dans les différents secteurs on remarquera que les évolutions verticales sont analogues. Les coupes 1 à 4 sont localisées sur la figure 3.23.

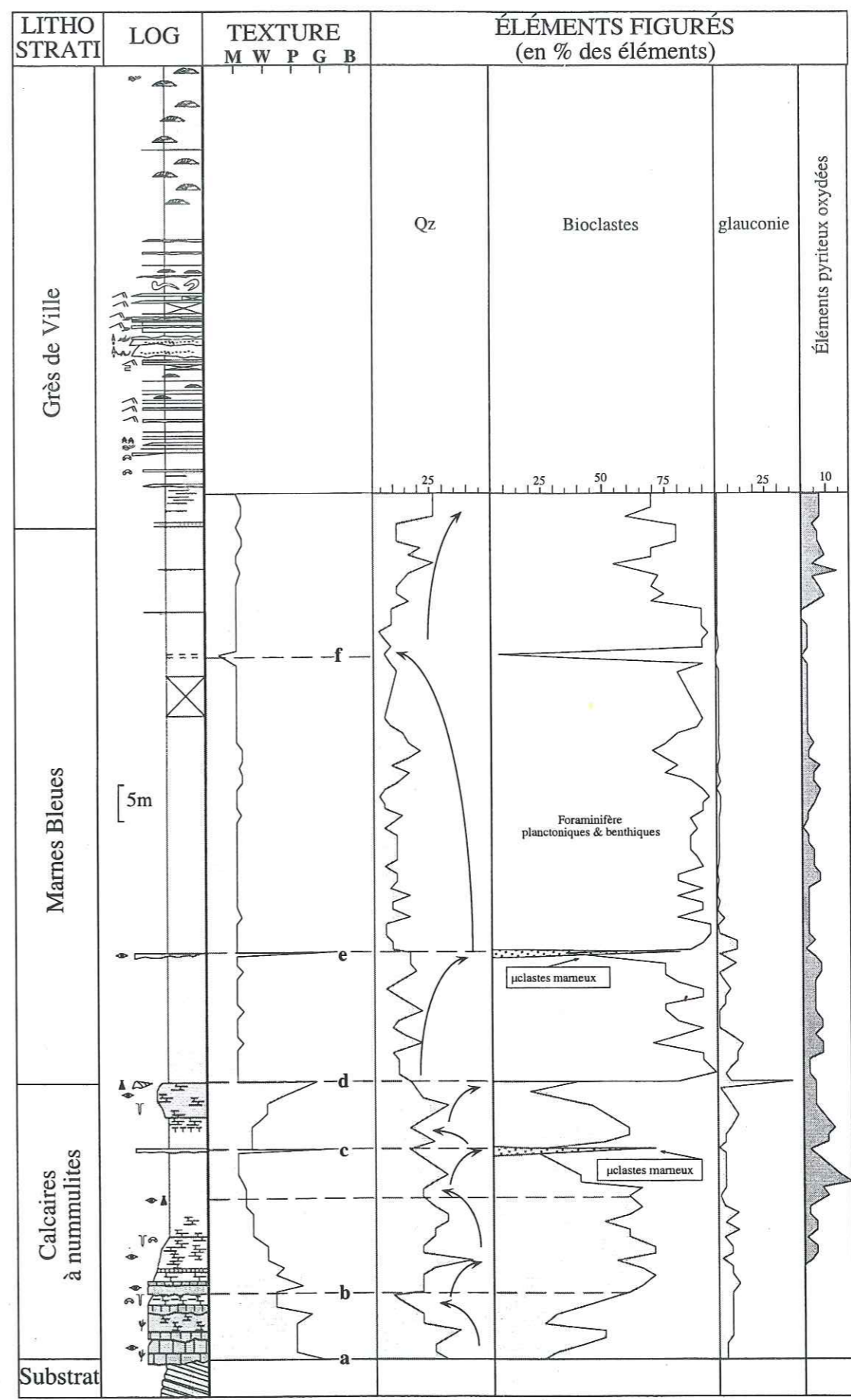


Fig.3.25- Evolution microfaciologique de la coupe des Sauzeries. On remarque de fortes fluctuations que l'on peut interpréter en terme de changements de l'espace disponible. Ainsi les Calcaires à nummulites est le siège de plusieurs cycles oscillants permettant un découpage en séquences de dépôts.

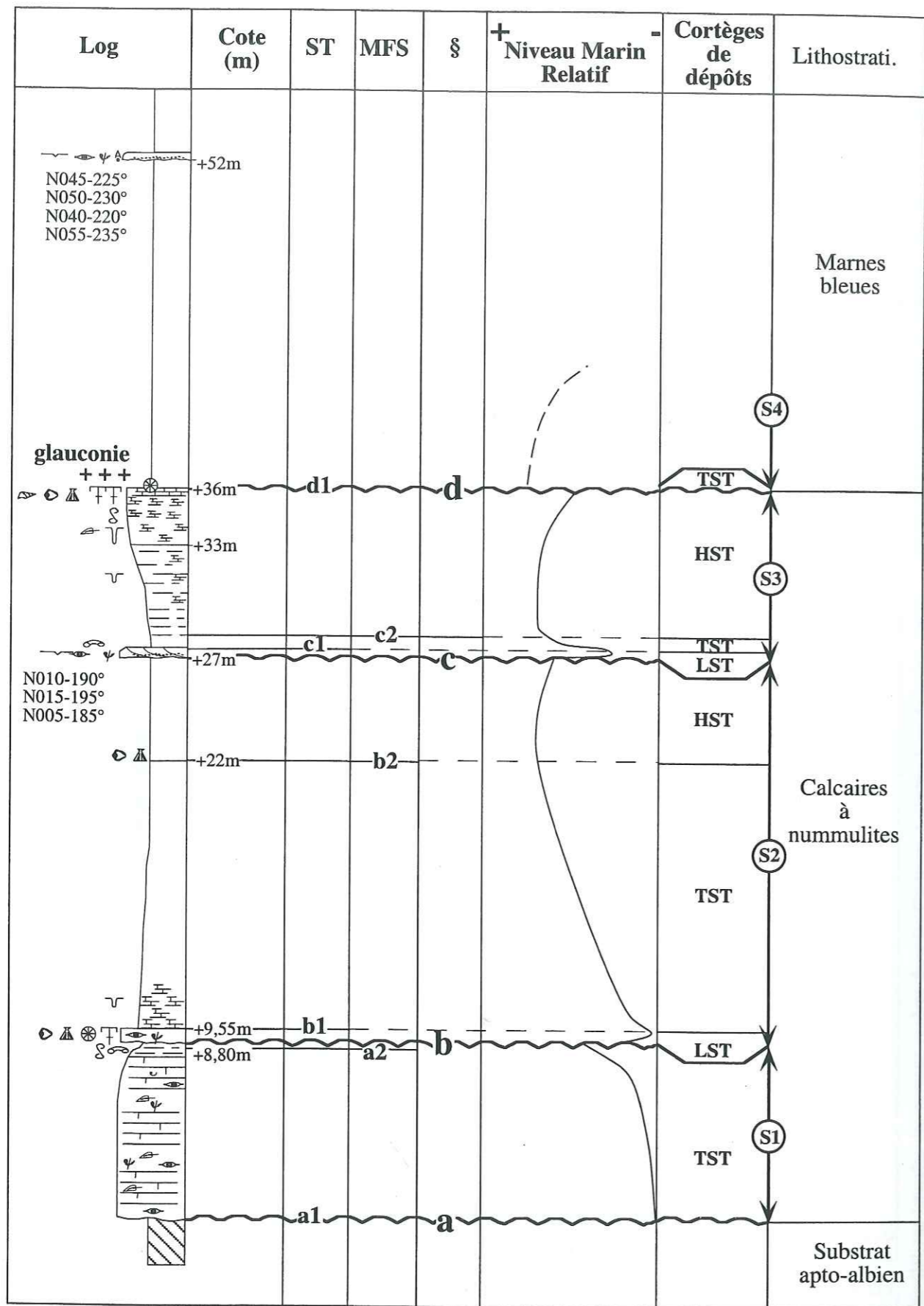


Fig.3.26-Estimations qualitatives des variations du niveau marin relatif dans les Calcaires à nummulites du ravin des Sauzeries. Proposition d'un découpage en séquences de dépôts et en cortèges sédimentaires, basé sur les observations sédimentologiques et microfaciologiques.

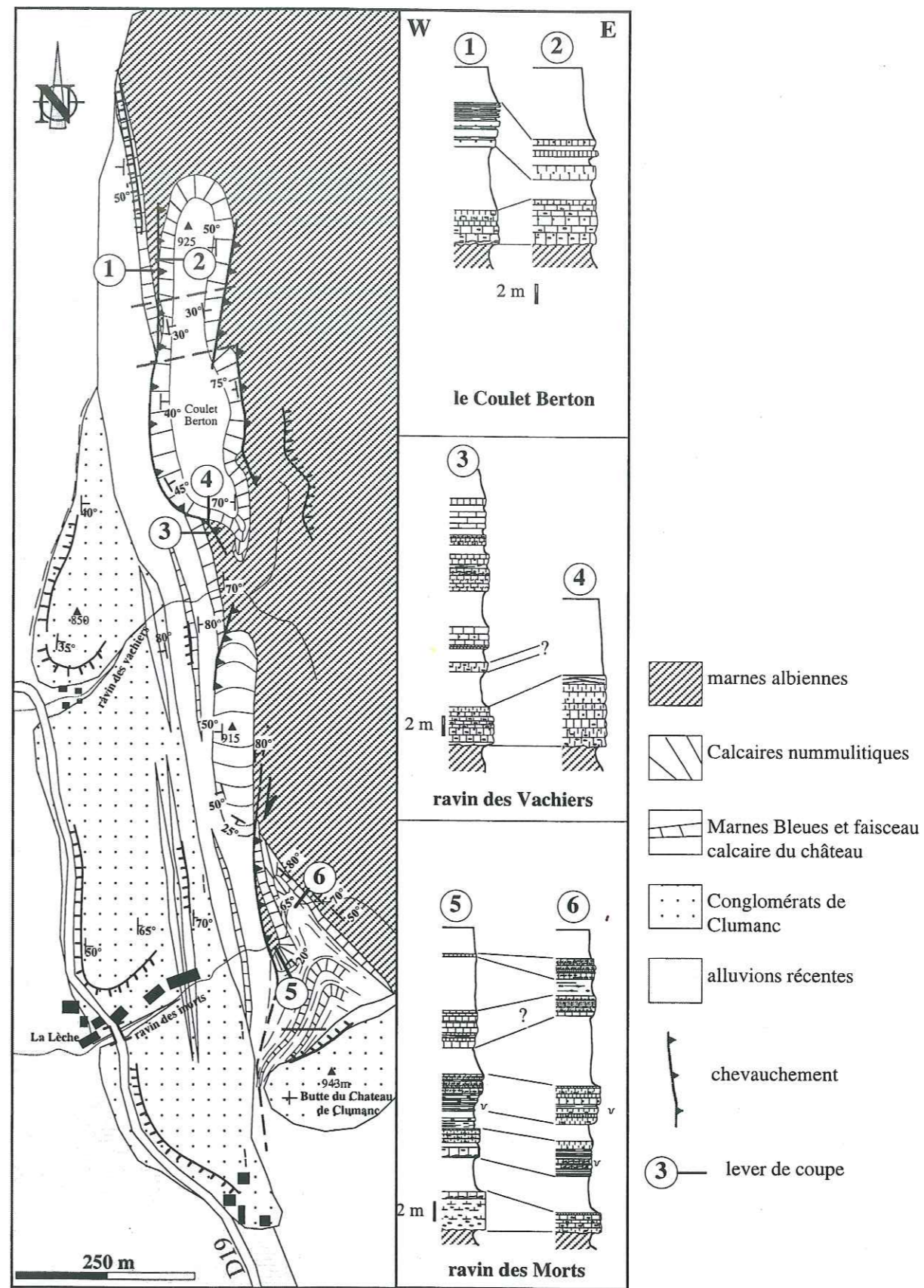


Fig.3.27-Cartographie du flanc oriental du secteur de Clumanc, du Château de Clumanc au Coulet Berton et variations verticales de faciès et d'épaisseur de l'assise nummulitique. On remarque une variation systématique des bancs et des interbancs de part et d'autre des accidents. Elle peut traduire le jeu synsédimentaire de ceux-ci ou de variations proximales-distales avec un épaississement de l'assise calcaire vers l'Ouest. Cette logique s'observe à plus grande échelle avec une dilatation de l'assise nummulitique vers le flanc occidental (Cf. coupe des Sauzeries et figure 3.23). Dans les deux cas ces observations soulignent l'existence d'une morphologie (préexistente et/ou entretenue).

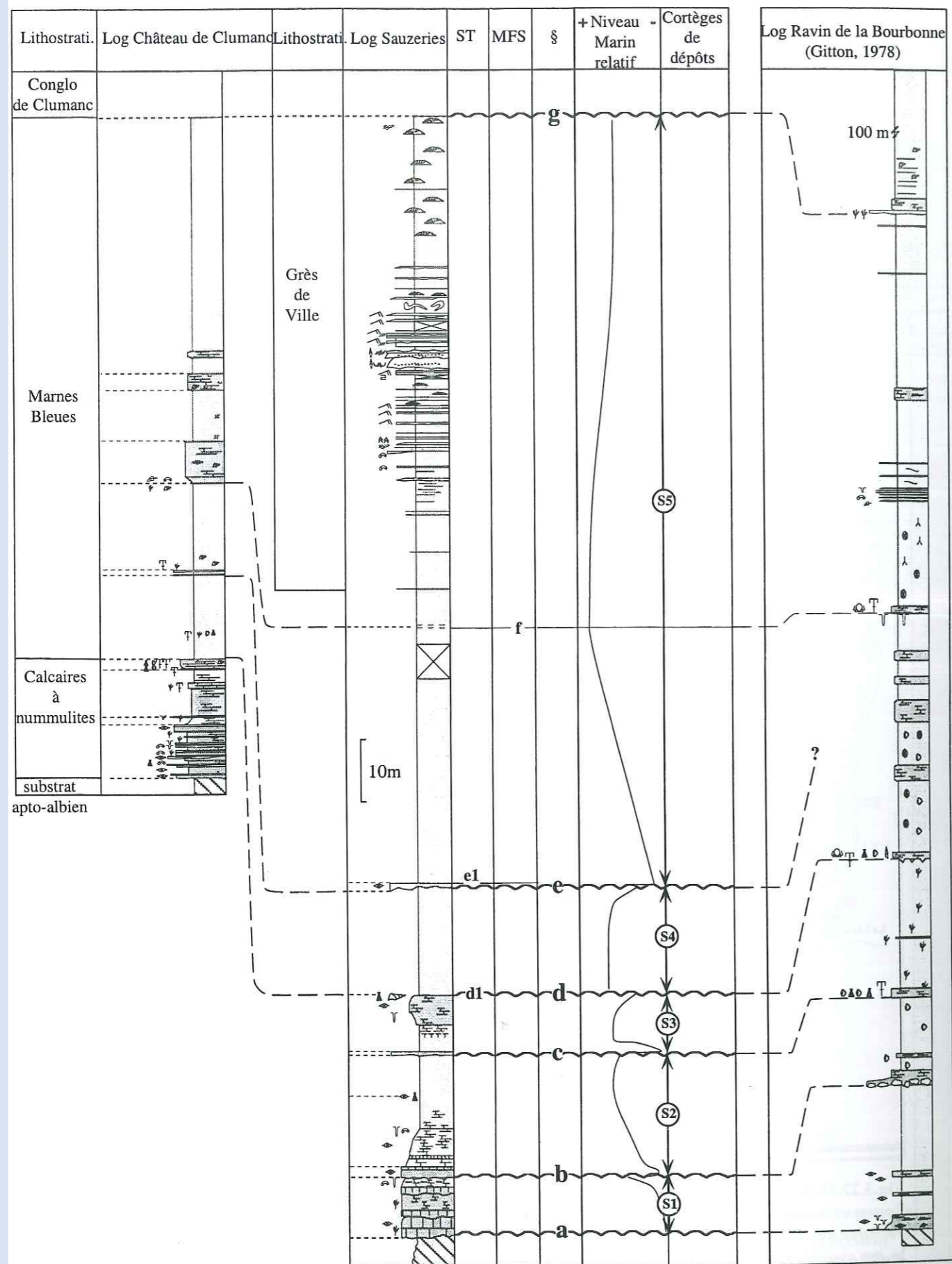


Fig.3.28-Variations latérales des Marnes bleues dans l'ensemble du bassin, de Clumanc à Blieux. De fortes variations d'épaisseur apparaissent mais les évolutions sont similaires. L'évolution verticale de faciès permet de proposer une interprétation en terme de fluctuations de l'espace disponible et un découpage en séquence de dépôts.

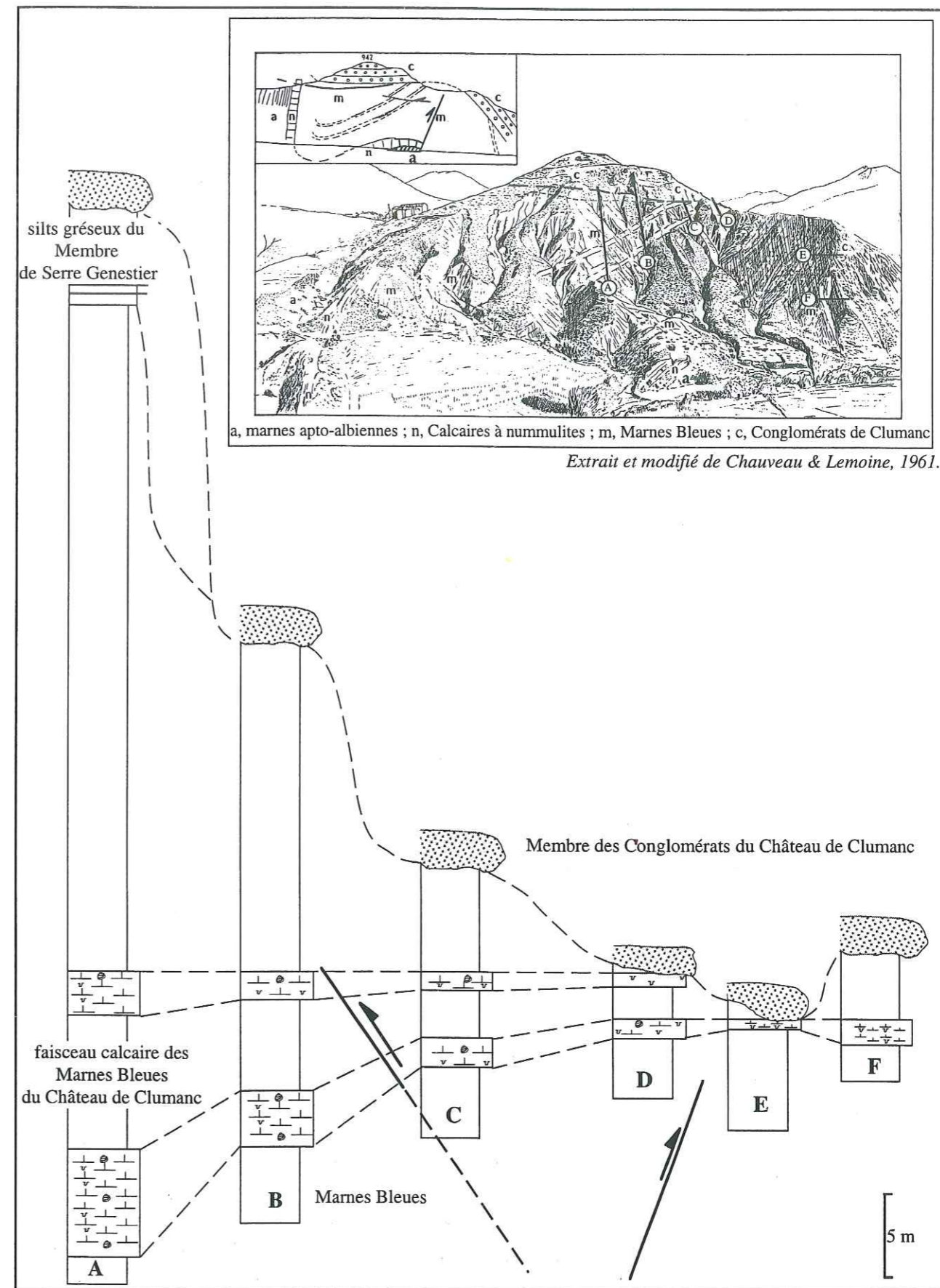


Fig.3.29-Variations des épaisseurs du faisceau calcaire et de l'inter banc marneux des Marnes bleues du Château de Clumanc. On remarque un épaississement au coeur de la structure synclinale et un amincissement au toit de la structure anticlinale développées dans l'assise nummulitique ce qui traduit une flexuration contemporaine de la sédimentation des Marnes bleues. A noter la géométrie en *pop-up* qui affecte le faisceau calcaire.

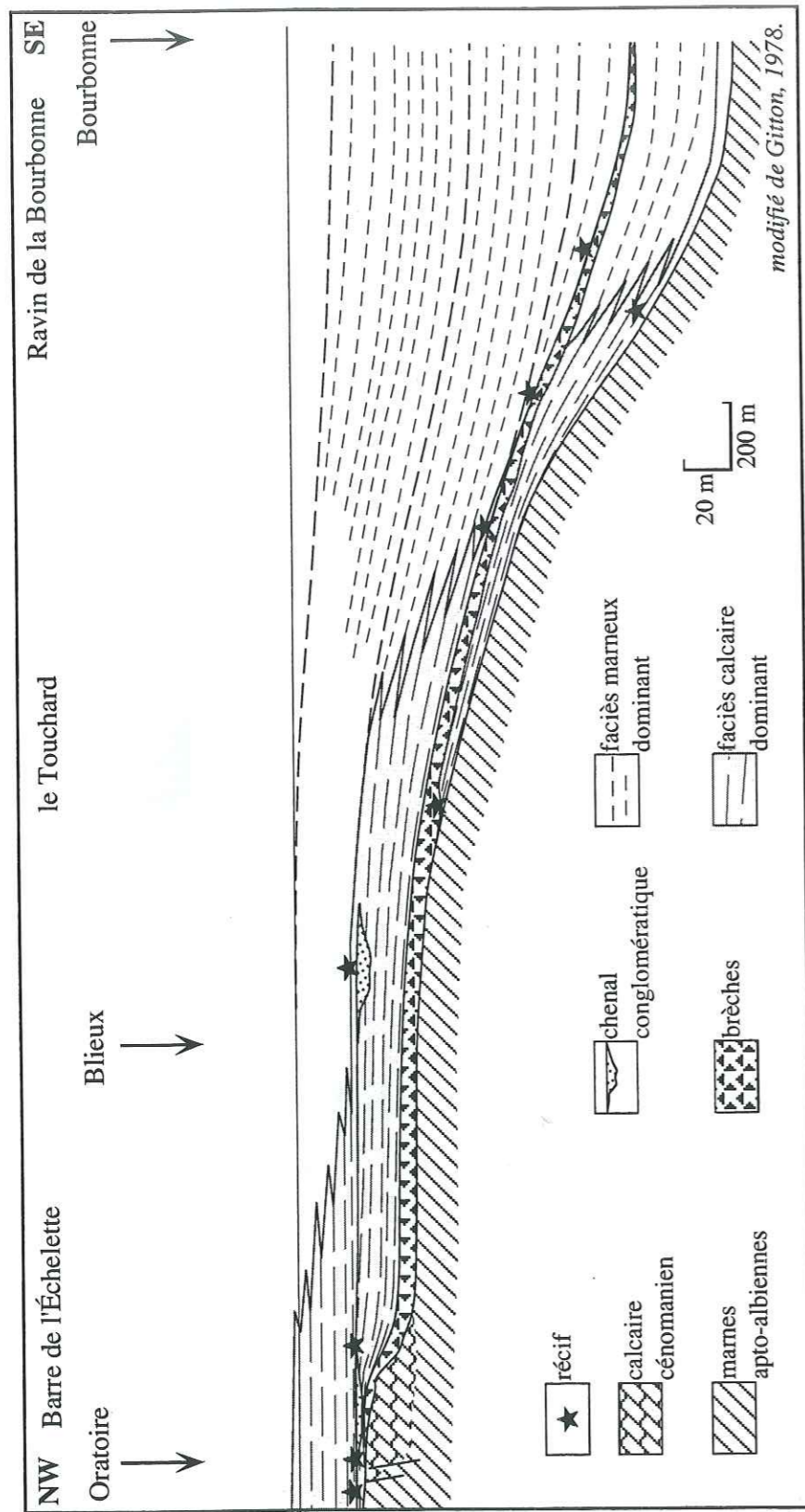


Fig.3.30-Transsect NW-SE dans le synclinal de Blieux. On observe un fort développement des Marnes bleues dans le secteur oriental du bassin alors que les reconstitutions paléo-bathymétriques donnent une paléoprosion de l'ordre de 70 m (Gitton, 1978). Ceci implique une forte subsidence flexurale du bassin au cours de la sédimentation marseuse alors que la sédimentation carbonatée perdue sur la bordure occidentale.

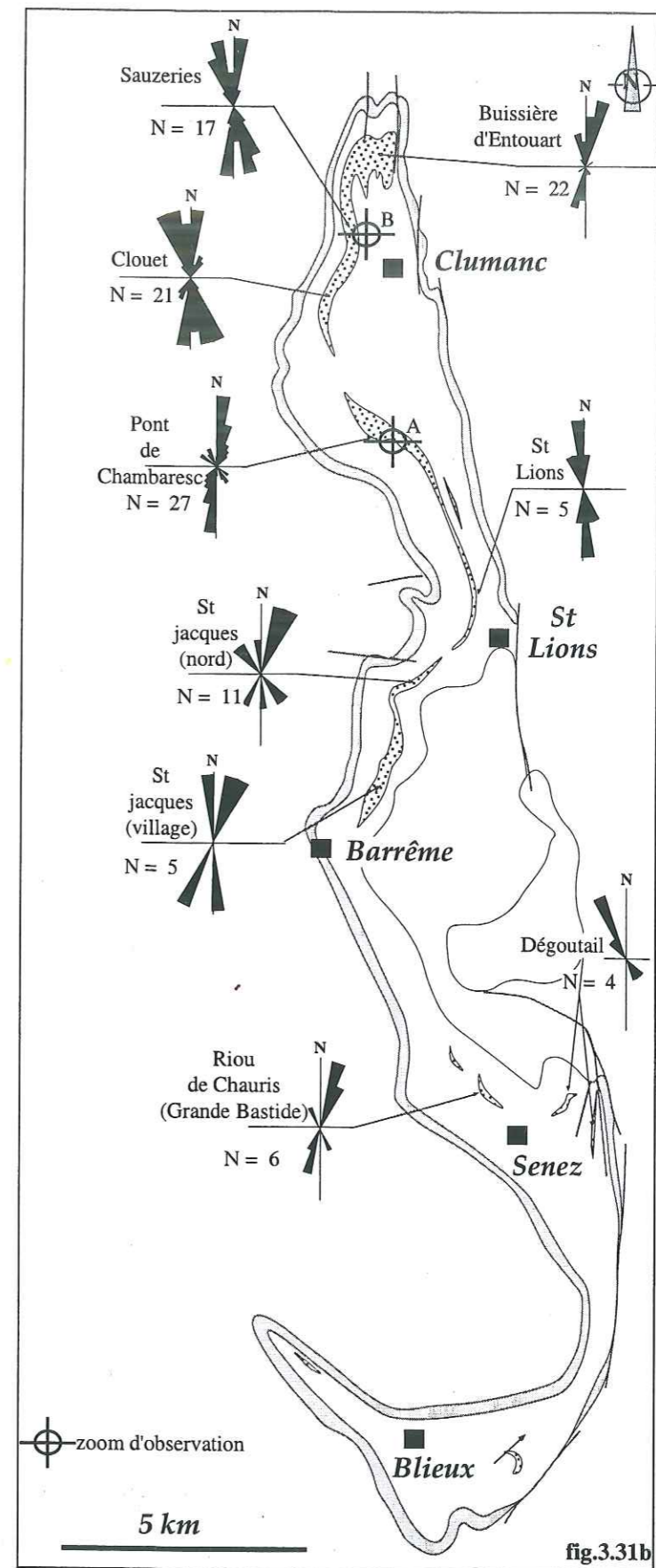
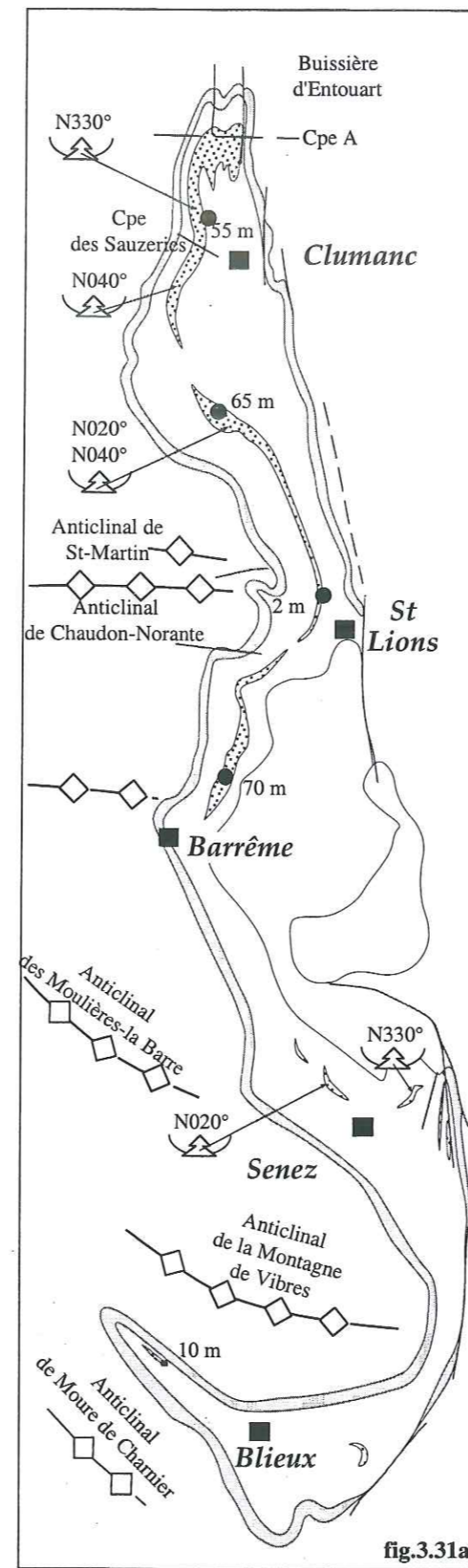


Fig.3.31-Carte de répartition géographique des Grès de Ville. a- Développement vertical et distribution géographique des chenaux. b- Rosaces directionnelles des figures de courant des Grès de Ville dans l'ensemble du synclinal. On remarque des développements contrastés qui se superposent relativement bien avec la structuration anté-transgression qui joue ici un fort contrôle morphologique. Malgré cela les écoulements mesurés sont subméridiens, homogènes dans l'ensemble du bassin. Le zoom A correspond à la figure 3.34. Le zoom B correspond à la figure 3.35.

Code faciès	Faciès	figure	Structures sédimentaires	Interprétation	Environnement		Auteurs
					offshore inf	offshore sup	
Simg	slump marneux à lambeaux de bancs gréseux		intervalle marneux contourné sans structures	coulée gravitaire			
Ggt	grès grossier à organisation interne de type turbidite		surface inférieure érosive à figures de base de banc (flute, groove, brush) granoclassement occasionnel à galets mous fréquents. organisation de type Bouma (le plus souvent terme Ta, Tac) rides sigmoidales fréquentes au sommet	courant de turbidité à faible efficacité de transport classification de Bouma (1962), similaire à celle de Dott & Bourgeois (1982) terme F9 de Munt (1994)	f		Bouma, 1962 ; Dott & Bourgeois, 1982 Munt, 1994 Munt <i>et al.</i> , 1996
Gg ^	Hummocky Cross Stratification en accretion	fig.3.33c	surface inférieure peu érosive "mamelons" syndormes séquence de type BPFEXM de Walker <i>et al.</i> , 1983 (rarement complète)	courant oscillatoire occasionnel sous une tranche d'eau importante (type offshore inférieur)	ab	ab	Harms, 1975 ; Dott <i>et al.</i> , 1982 Bouma, 1985 ; Dott & Bourgeois, 1979 ; Walker <i>et al.</i> , 1983.
Gg SCS	Hummocky Cross Stratification en érosion ou Swaley Cross Stratification	fig.3.33a	surface inférieure érosive parfois à galets mous banc occasionnellement amalgamé "mamelons" syndormes en creux emboîtés	courant oscillatoire occasionnel sous une tranche d'eau faible (type offshore supérieur à shoreface inférieur)	ab	f	Leckie & Walker, 1982 Duke, 1985 Dott <i>et al.</i> , 1982
Gm (^)	grès moyen à structures de courant sommitales	fig.3.33e	surface inférieure rarement érosive, peu de figures de base de banc (si non des grooves/brush). organisation turbiditique rare (terme Tbd le plus souvent) ou terme FXM de Walker <i>et al.</i> , 1983. sommet du banc parfois remanié par la houle (?) ou à rides de courant unidirectionnelles tangentes	courant de turbidité à faible efficacité de transport remaniement occasionnel par un courant oscillatoire séquence incomplète de Walker <i>et al.</i> , 1983. turbidité de tempête (Guillocheau, 1990)	(sable< argile)		Walker <i>et al.</i> , 1983 ; Guillocheau, 1990.
LGf (^)	lentilles convexes plates intercalées dans des marnes micacées	fig.3.33d	lenticular bedding à rides tangentes/tilées ou en "mamelons" aniformes lenticulaires dispersés dans les marnes silteuses (?)	courant oscillatoire fréquent similaire aux rythmites gradées de Guillocheau, 1990	ab		Reineck & Singh, 1972 ; Aigner & Reineck, 1982 ; Guillocheau, 1990
Gfrh	alternances silto-gréseuses à rides de houle	fig.3.33b	alternances infrastratigraphiques à rides symétriques au sommet des intervalles plus érosifs. La faible amplitude des rides souligne une bathymétrie proche de la limite d'action permanente de la houle.	courant oscillatoire permanent		ab	Allen, 1982
Sm	marnes micacées		aucune structure (peu de bioturbation visible)	sédimentation hémipélagique			

Tab.3.1-Tableau récapitulatif des faciès rencontrés dans les Grès de Ville.

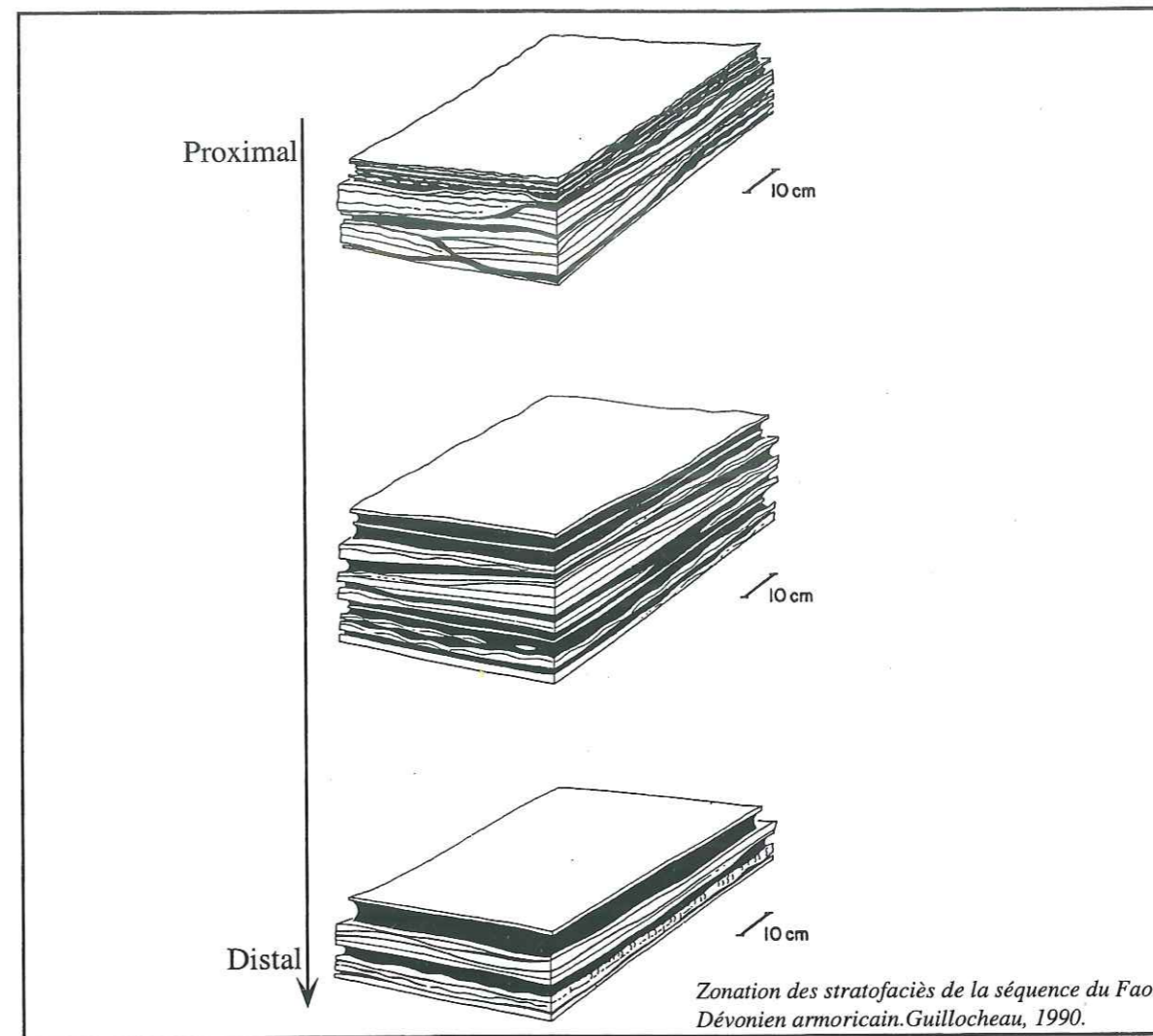


Fig.3.32a-Evolution spatiale des dépôts de tempêtes selon un transect proximal-distal. En position proximale, les dépôts sont érosifs et s'amalgament plus fréquemment ; alors qu'en position distale, ils sont moins érosifs et plus tabulaires.

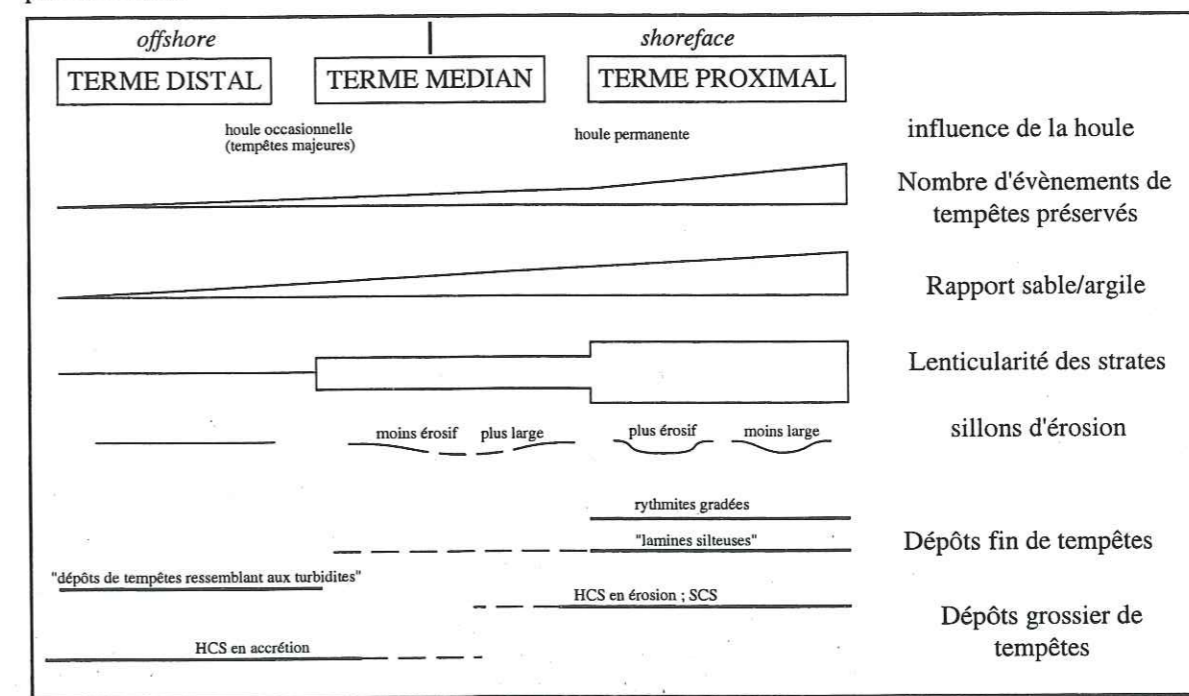


Fig.3.32b-Zonation faciologique le long d'un profil shore-offshore en fonction de l'hydrodynamisme côtier. (modifié de Guillocheau, 1990).

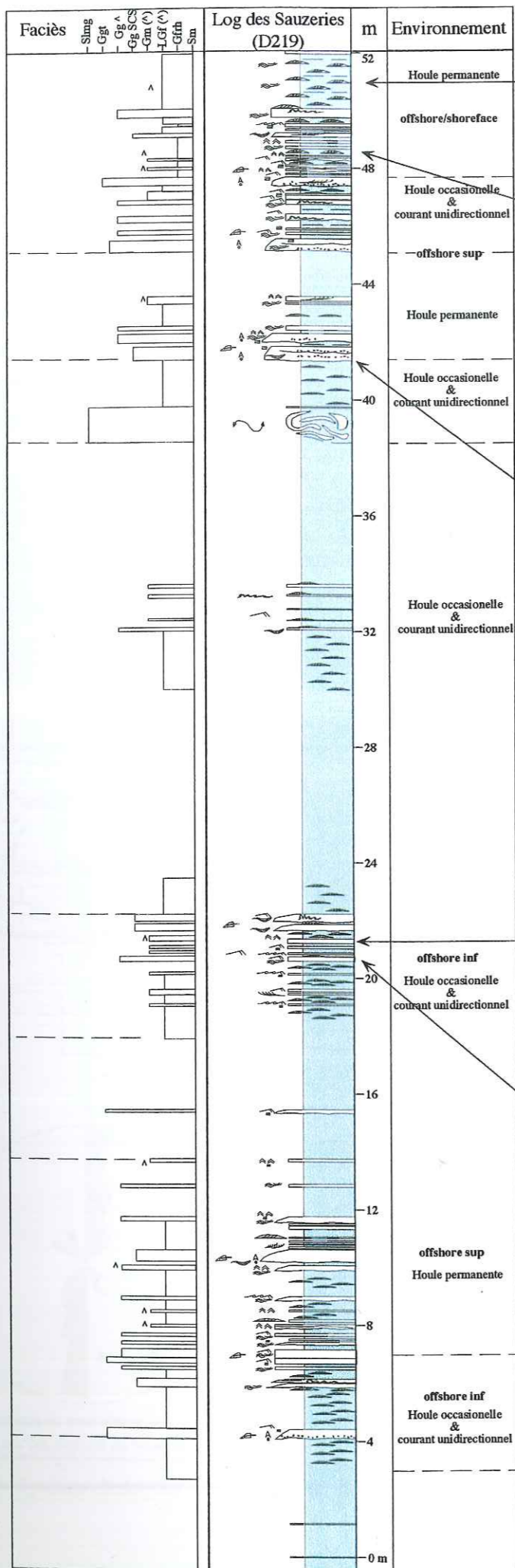


Fig.3.33d-Faciès LGf (^) : Litage lenticulaire à HCS (^) et rides chevauchantes, rythmites gradées.



Fig.3.33b-Faciès Gfhr : alternance silto-gréseuse à rides de houle



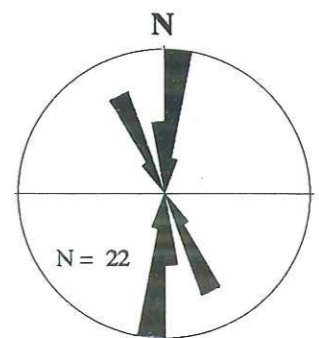
Fig.3.33e- Faciès Gm^A: banc gréseux laminé à HCS en accréction verticale



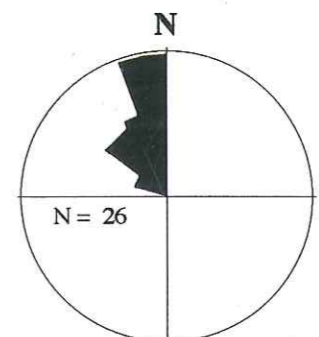
Fig.3.33a-Faciès Gg SCS : banc gréseux érosif à structures HCS amalgamées en érosion (proche des Swaley Cross Stratification).



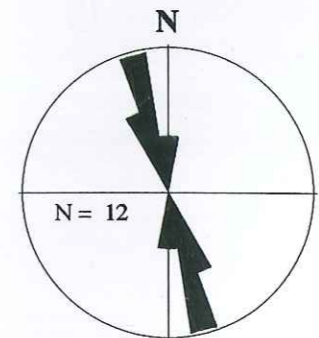
Fig.3.33c-Faciès Gg^A: banc gréseux à HCS en accréction latérale



Directions et sens d'écoulements mesurés sur les figures de base de bancs dans les grès supérieurs de la route des Sauzeries.



Perpendiculaires aux crêtes de rides de courant (Elliot et al., 1985)



Directions et sens d'écoulements mesurés sur les figures de base de bancs dans les grès inférieurs de la route des Sauzeries.

Fig.3.33-Coupe de la formation des Grès de Ville le long de la route D219 du Ravin des Sauzeries et évolution verticale de faciès. On note une tendance générale progradante avec une augmentation de l'influence de la houle soulignant une diminution progressive de la paléobathymétrie.

tel-00921215, version 1 - 26 Dec 2013

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

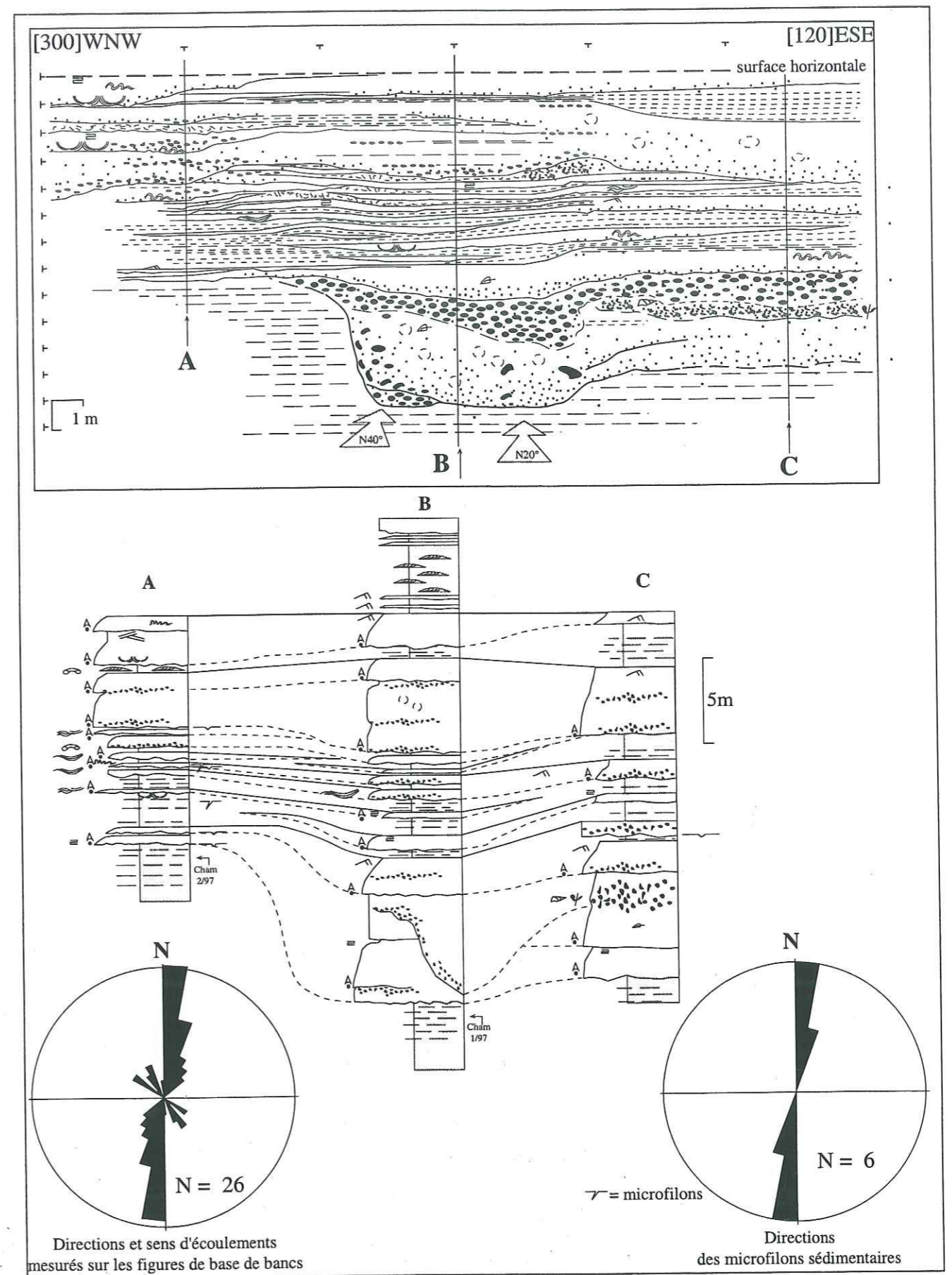


Fig.3.34- Système chenalissant dans les Grès de Ville au Pont de Chambaresc. Le chenal est localisé sur la figure 3.31.

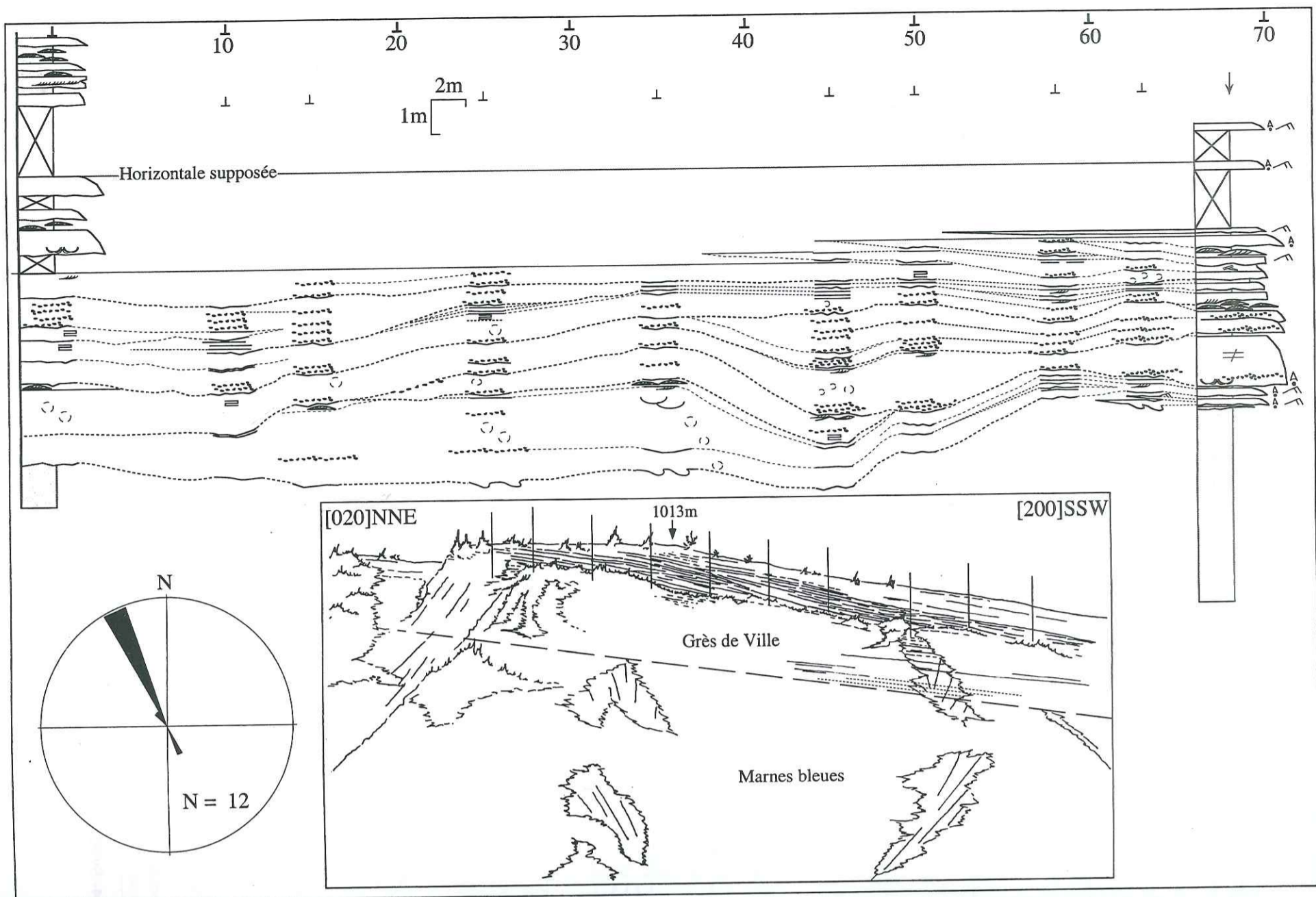


Fig.3.35-Système chenalissant de la Buissière d'Entouart (cote 1013m). Rosace directionnelle des figures de base de bancs. Panorama de la lentille des Grès de Ville de la cote 1013m.

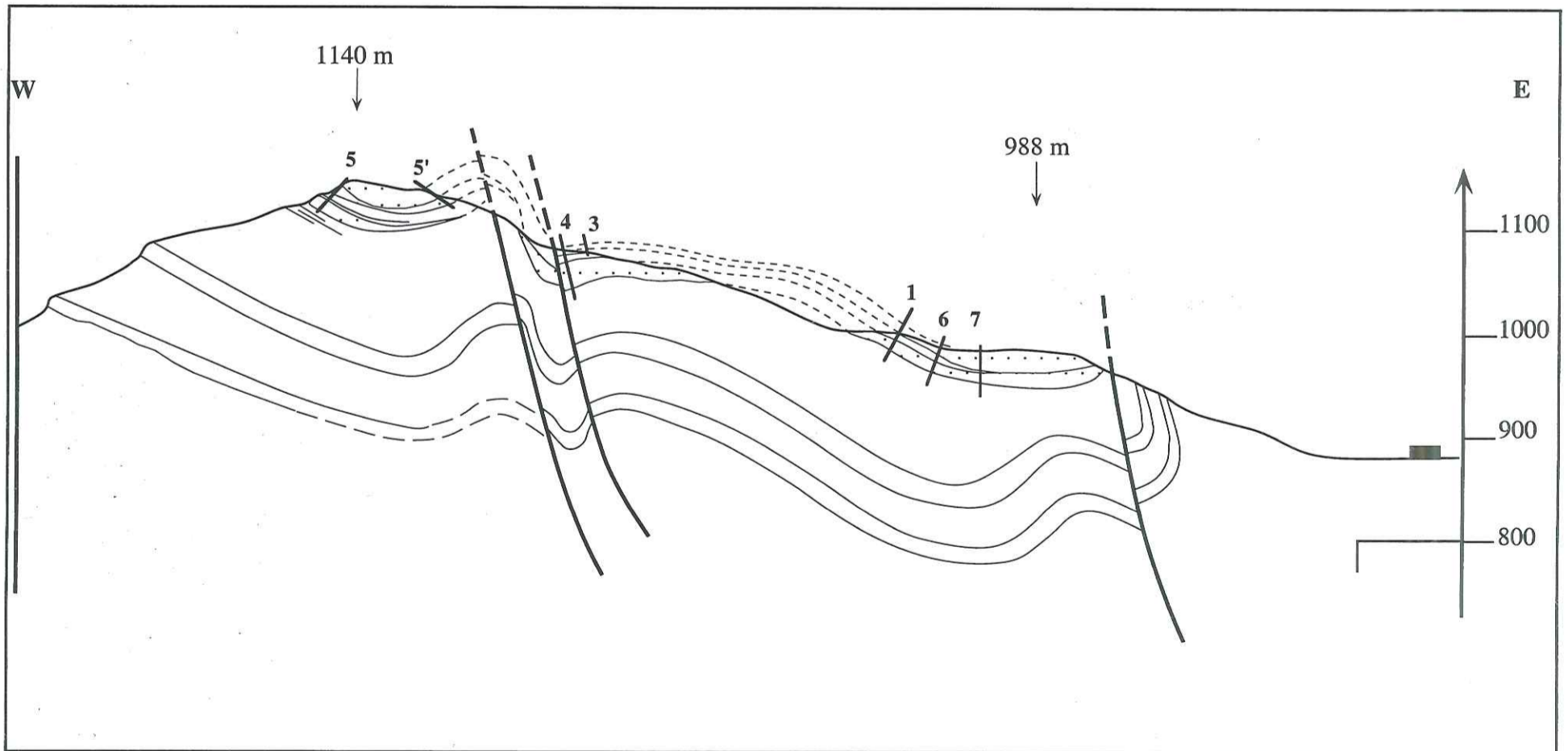


Fig.3.36-Coupe équatoriale dans la terminaison septentrionale de la Buissière d'Entouart, dans le secteur du Bois de Tartonne. La position de la coupe est reportée sur la figure 3.11 (notée Cpe A). On remarque une structure plissée avec une succession de synclinaux-anticlinaux, localement fracturés par des accidents transpressifs dextres (voir carte). Les Grès de Ville montrent plusieurs dépôts-centres qui se superposent relativement bien à la géométrie du soubassement nummulitique. Les coupes numérotées de 1 à 7 sont détaillées sur la figure 3.37.

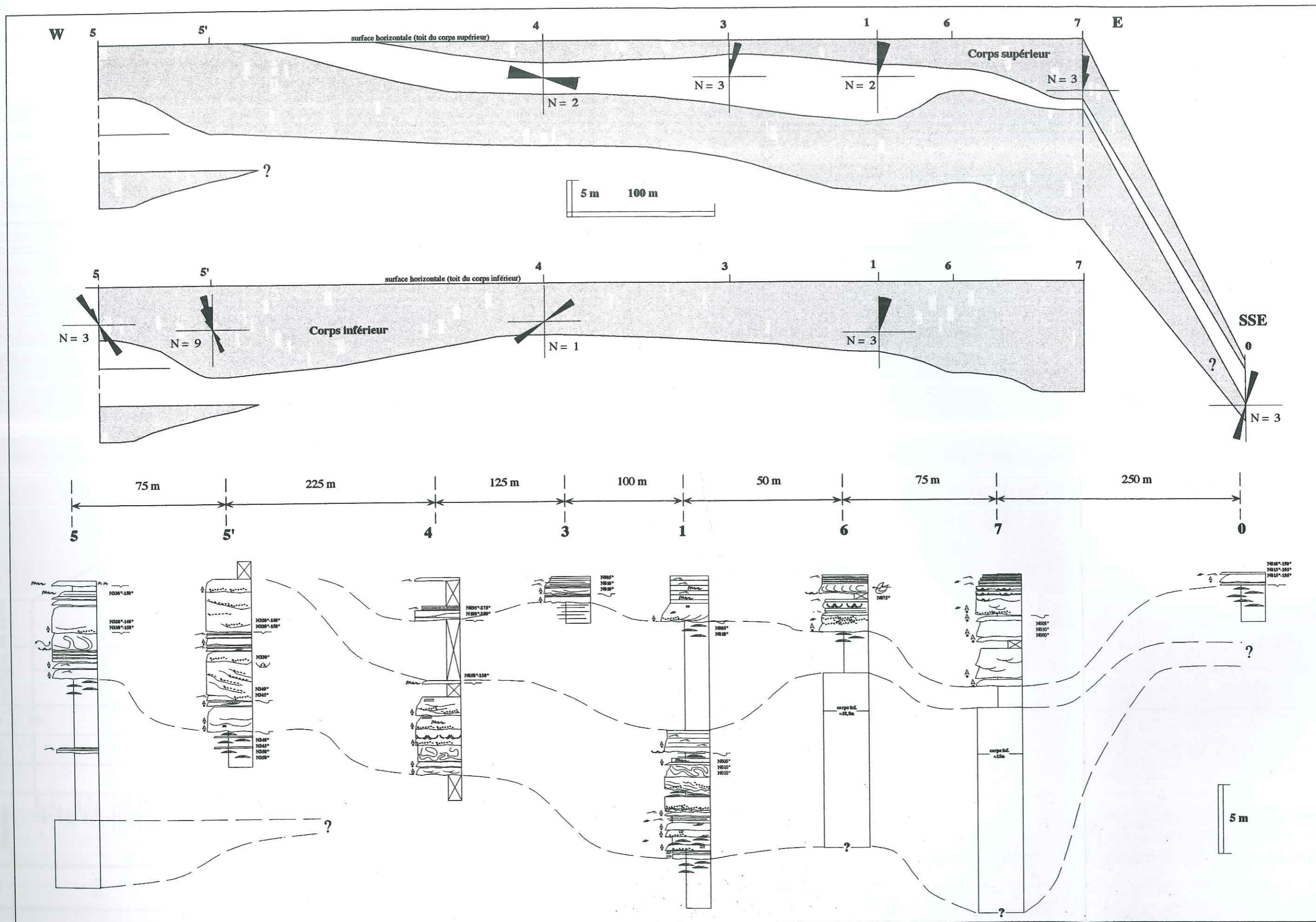


Fig.3.37-Développement différentiel des Grès de Ville de la Buissière d'Entouart dans la terminaison du Bois de Tartonne. On remarque des variations d'épaisseurs sensibles qui se superposent à la structure plicative de l'assise nummulitique, avec un épaissement au coeur des synclinaux et un amincissement au toit des structures anticlinales. A cela s'ajoute une migration générale des dépôts vers l'Est qui peut s'expliquer par une subsidence flexurale plus prononcée de ce secteur. Les logs 1 à 7 sont localisées sur la figure 3.36.

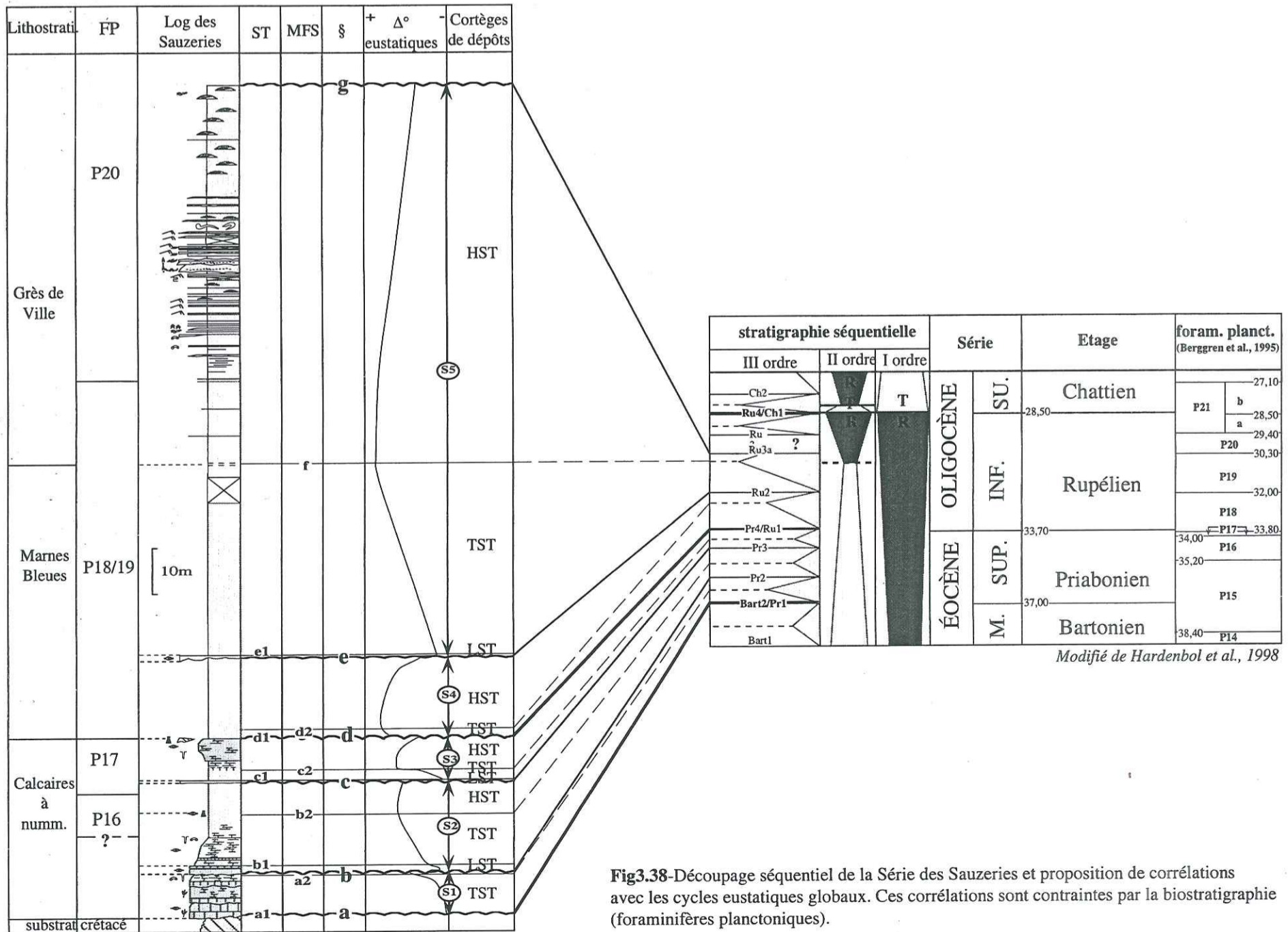
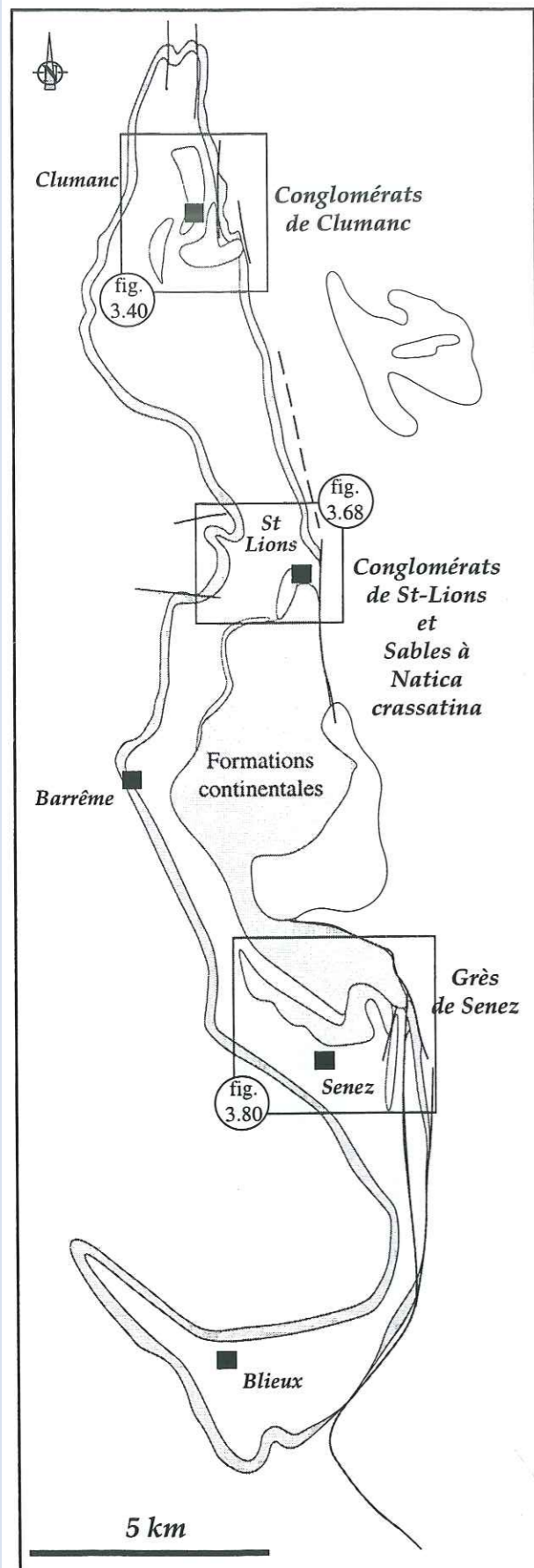
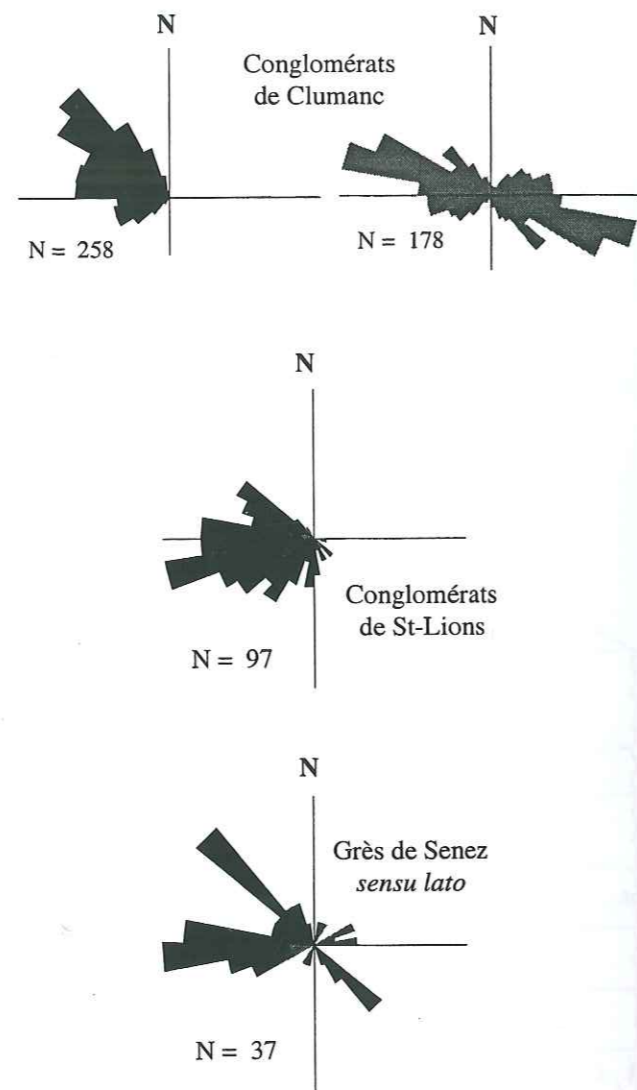


Fig3.38-Découpage séquentiel de la Série des Sauzeries et proposition de corrélations avec les cycles eustatiques globaux. Ces corrélations sont contraintes par la biostratigraphie (foraminifères planctoniques).

Modifié de Hardenbol et al., 1998



Berggren et al., 1995			Lithostratigraphie	
Age Ma	Etage	FP		
27,1	CHATTIEN	P21	Séries continentales	Série verte
28,5				Série grise
29,4	RUPÉLIEN	P20	Conglo. de Clumanc	Série saumon
30,3				Molasse rouge
32,0		P19		Grès de Senez
		P18		Grès de Ville
				Marnes Bleues



■ figures directionnelles
 ■ figures et structures à polarité d'écoulement

Fig.3.39-Répartition géographique et stratigraphique des formations supérieures de la série paléogène marine de Barrême. Directions et polarités des écoulements pour chaque formation. On constate que les écoulements sont similaires avec une prépondérance des écoulements équatoriaux (de l'Est vers l'Ouest). A cela s'ajoute une homogénéité pétrographique des Conglomérats de Clumanc et de St-Lions qui ont une affinité alpine, alors que les Grès de Senez ont une affinité méridionale analogue à celle des Grès de Ville (Bodelle, 1971 ; Ewans & Mange-Rajetzky, 1991). Ces différences soulignent des aires de drainage distinctes entre les formations septentrionales et les Grès de Senez.

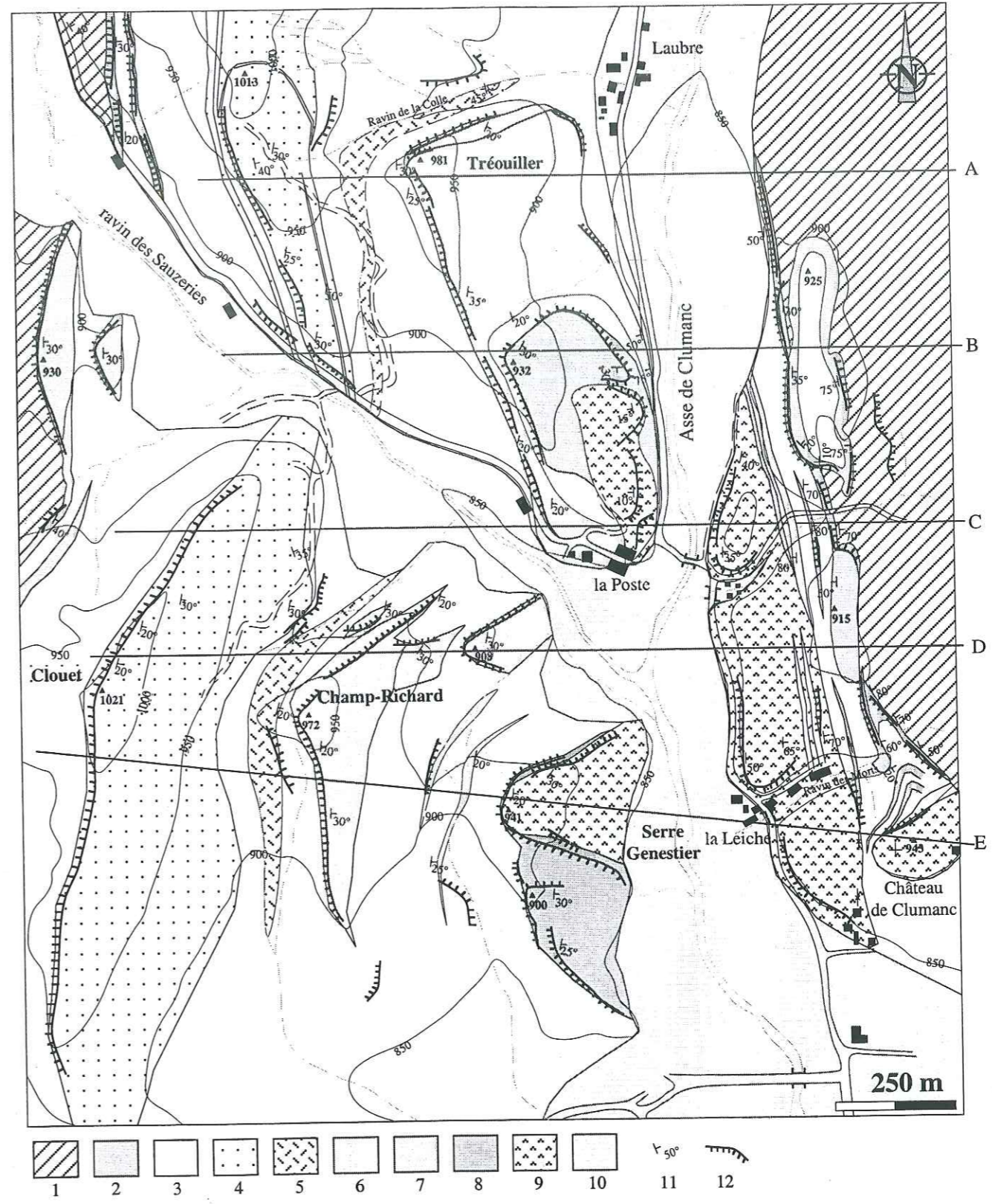


Fig.3.40-Carte du secteur de Clumanc et distinction cartographique des Membres constituant les Conglomérats de Clumanc. On observe une dissymétrie des flancs du synclinal dans ce secteur, où le rebord oriental montre une flexuration plus marquée. À cela se superpose un hiatus important où seul le dernier membre des conglomérats (Membre du Château de Clumanc) est représenté, reposant, avec une discordance angulaire prononcée, sur l'assise nummulitique déformée.

1: substrat apto-albien ; 2: Calcaires à nummulites ; 3: Marnes Bleues et marnes silteuses ; 4: Grès de Ville ; 5: dépôts gravitaires de la base de la Formation des Conglomérats de Clumanc ; 6: Conglomérat de Champ-Richard ; 7: Conglomérat de Tréouiller et de la butte 908 m ; 8: Conglomérat de Serre-Genestier et de la butte 932 m ; 9: Conglomérat du Château de Clumanc ; 10: alluvions récentes ; 11: pendage ; 12: écorché topographique.

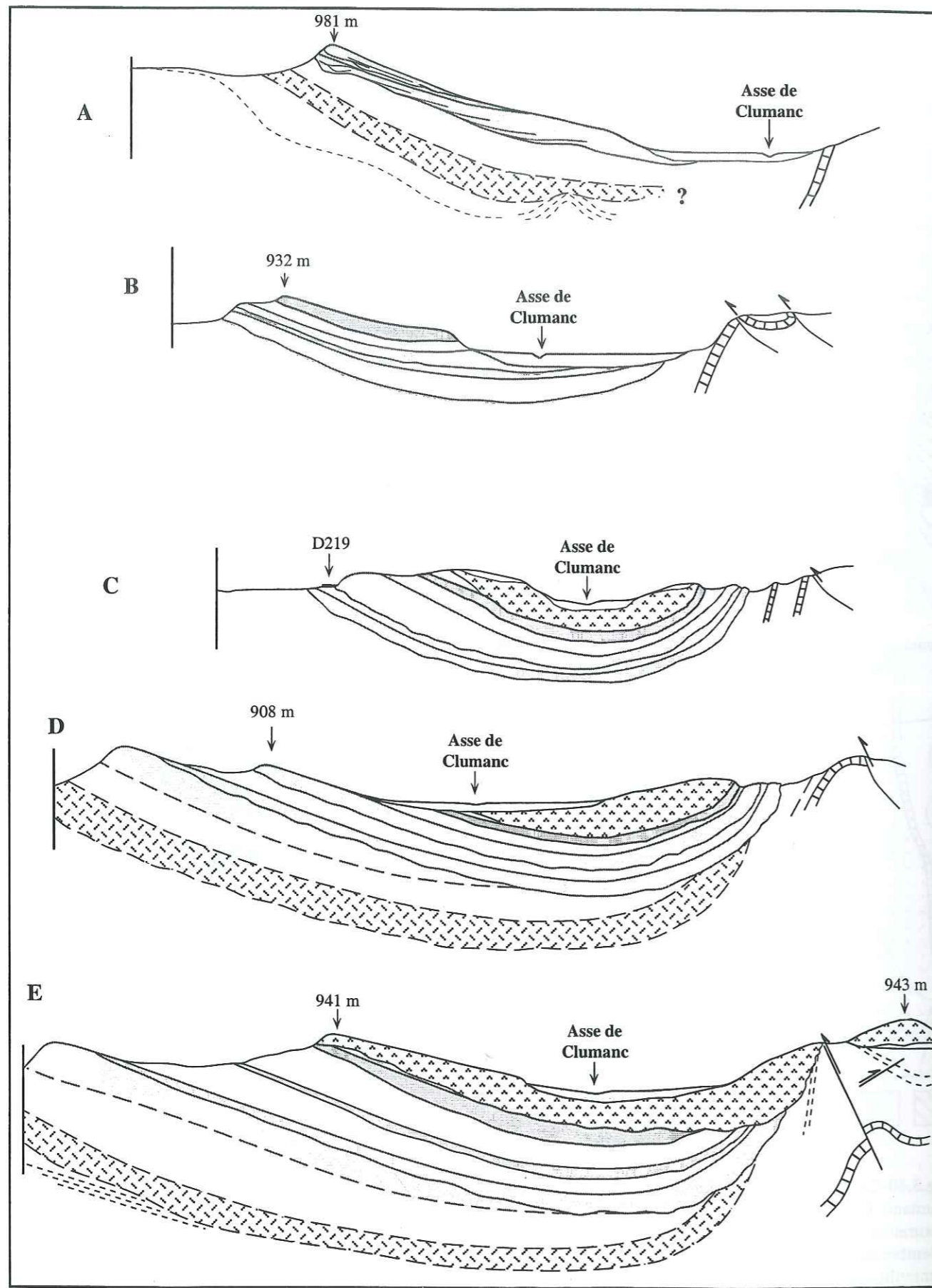


Fig.3.41-Coupes séries équatoriales à travers la série de Clumanc. Elles montrent une franche dissymétrie géométrique en relation avec les accidents transpressifs, mais aussi dans l'enregistrement sédimentaire avec de nombreuses lacunes sur le flanc oriental du synclinal. A cela s'ajoute un épaississement des intervalles marno-silteux vers le Sud du secteur de Clumanc. La localisation des coupes et les légendes sont faites sur la figure 3.40.

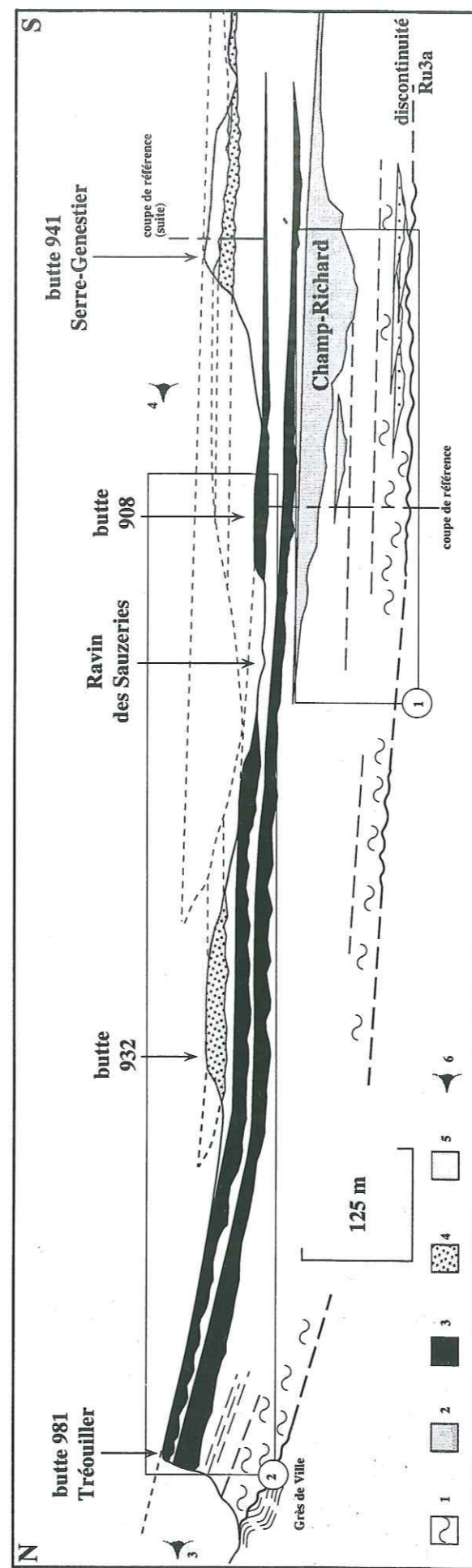


Fig.3.42-Transect subméridien dans le secteur de Clumanc. On note l'avulsion des ensembles conglomératiques ainsi que le développement différentiel des intervalles marneux qui s'épaississent vers le sud. 1: dépôts gravitaires de la base du Membre de Champ-Richard ; 2: conglomérats de Champ-Richard ; 3: conglomérats de Tréouiller ; 4: conglomérats de Serre-Genestier ; 5: conglomérats du Château de Clumanc ; 6: panorama. Le cadre 1 fait appel à la figure 3.45 ; le cadre 2 fait appel à la figure 3.51. Les vues panoramiques 3 et 4 font appel respectivement aux figures 3.50 et 3.53.

Code faciès	Faciès	Phot.	occurrence	Structures sédimentaires	Interprétation	Environnement				Auteurs
						Prodelta	Front deltaïque	Delta	Plaine deltaïque	
S1m	marne contournée localement à intraclastes marneux flottants et lambeaux de grès	CI-1/96 CI-2/96	Base du Membre de Champ-Richard : Cpe A,B,C,D/ravin de la Colle/96 Cpe F,F,G,I/C-R/96	base érosive litage contourné passage vertical à des marnes silteuses planes rares rides de courant dans les marnes silteuses sommitales	Slump, glissement marneux cohésif et plastique faciès h de Einsele, 1991	ab	c			Lowe, 1979 Prior & Coleman, 1980 Syvitsky & Farrow, 1989 Einsele, 1991
Cgm	éléments marneux jointifs à matrice marneuse	CI-3/96 CI-4/96	Base du Membre de Champ-Richard	base érosive rares imbrications galets marneux arrondis ou subparallélépipédiques galets parfois impressionnés	coulées de débris intraformationnels sur pente faciès F1 de Mutti (1992)	ab	c			Prior & Coleman, 1980 Einsele, 1991 Mutti, 1992
Cghm	éléments hétérolithiques flottants dans une matrice hétérogène marne-gréseuse	CI-5/96	Sommet du Membre de Champ-Richard, base du Membre de Tréouiller	base érosive granoclasement normal et imbrication frustes passage vertical aux faciès Cgm, S1m avec une matrice hétérogène dans les dépôts de front deltaïque	coulée de débris plastique de haute densité, visqueux, correspond au faciès Gmm de Miall, 1996, coulée hyperconcentrée HCF, F1-2 de Mutti, 1992, 1996, avalanche selon Nemeç, 1990	r	ab			Lowe, 1982 ; Miall, 1978, 1996 ; Postma, 1990 ; Mutti <i>et al.</i> , 1996 ; Nemeç, 1990
Cgg	conglomérats à galets jointifs et matrice gréseuse	CI-6/96	Sommet du Membre de Champ-Richard, membres de Tréouiller, Serre-Genestier, Château de Clumanc	base érosive absence de granoclasement imbrication fruste	coulée de débris pseudoplastique, turbulent, terme de base d'une décharge de crue (faciès 1 de Mutti <i>et al.</i> , 1996), coulée hyperconcentrée HCF, F2 de Mutti, 1992.		c	ab		Lowe, 1982 Miall, 1996 Mutti <i>et al.</i> , 1996
Cgn	conglomérats à galets jointifs et matrice gréseuse	CI-7/96	Sommet du Membre de Champ-Richard, membres de Tréouiller, Serre-Genestier, Château de Clumanc	base érosive granoclasement normal imbrications	courant de turbidité de haute densité (faciès 7 de Lowe, 1982) faciès 2 basal de Mutti <i>et al.</i> , 1996		c	ab		Lowe, 1982 Miall, 1996 Mutti <i>et al.</i> , 1996
Cgi	conglomérats à galets jointifs et matrice gréseuse	CI-8/96	membres de Tréouiller, Serre-Genestier, Château de Clumanc	base érosive granoclasement inverse imbrication	coulée de débris pseudoplastique avalanche (<i>debris falls</i> selon Nemeç, 1990) faciès 2 de Mutti <i>et al.</i> , 1996			ab		Miall, 1996 Nemeç, 1990
CgGr (=)	alternance de conglomérats jointifs ou de graviers et de grès grossier	CI-9/96	membres de Tréouiller, Serre-Genestier, Château de Clumanc	litage horizontal imbrication fruste grès à stratifications obliques galets aplatis (=)	dune hydraulique longitudinale faciès sommital 2 de Mutti <i>et al.</i> , 1996 faciès de plage (=) de Massari & Parea, 1988			ab		Mutti <i>et al.</i> , 1996 Miall, 1996 (=)Massari & Parea, 1988
Gg	Grès grossier massif à clastes flottants	CI-9/96	membres de Champ-Richard, de Tréouiller, Serre-Genestier, Château de Clumanc	base érosive granoclasement normal échappement hydroplastique litage plan des horizons de clastes (graviers et conglomérats) structures entrecroisées au sommet	terme distal des coulées en masse (Postma, 1984) courant de turbidité de haute densité (faciès 8 de Lowe, 1982 ; faciès S1, S5 de Miall, 1996 ; faciès 3 de Mutti <i>et al.</i> , 1996)	c	c	ab		Postma, 1984 Mutti <i>et al.</i> , 1996
Ggt (^)	Grès fin à grossier parfois à clastes marneux à la base	CI-9/96	membres de Champ-Richard, de Tréouiller	base érosive à figures d'affouillement granoclasement normal échappement hydroplastique structures turbiditiques, parfois de type HCS, SCS (*)	courant de turbidité (Bouma, 1962) ; faciès 10 de Lowe, 1982 ; faciès F8 de Mutti, 1994 ; faciès 4-5 de Mutti <i>et al.</i> , 1996	c	c	c	c	Bouma, 1962 Lowe, 1982 Mutti, 1994 Mutti <i>et al.</i> , 1996
Ggl	Grès fin à grossier	CI-10/96	Membre de Tréouiller	base érosive granoclasement normal laminations horizontales rides de courant unidirectionnel au sommet	courant critique (faciès Sh de Miall, 1996) dépôts de débordement (Miall, 1978) faciès F7 de Mutti, 1992			c	c	Miall, 1978, 1996 Mutti, 1992
Ggrc (*,#)	Grès fin à grossier à rides de courant	CI-11/96 CI-12/96	membres de Champ-Richard, de Tréouiller, Serre-Genestier, Château de Clumanc	lit horizontal de type <i>flaser</i> rides asymétriques courant unidirectionnel ou bidirectionnel (*) convolutés, structures de type <i>flame</i> , échappements hydroplastiques fréquents, fentes de dessiccation (#)	dépôts de prodelta sous influences tidales (*) dépôts de débordement ou de plaine d'épandage à surface de dessiccation (#) faciès Fm de Miall, 1996	c (*)	c	c	r (#)	# Miall, 1996
Ggrh	Grès fin à moyen à rides de houle	CI-13/96	membres de Champ-Richard, de Tréouiller, de Serre-Genestier	lit horizontal de type <i>flaser</i> rides symétriques débris ligniteux	dépôts sous influences de houle	ab		c		
Sm	alternance de grès fin propre à stratifications obliques et marnes argileuses ligniteuses	CI-14/96	Membre de Champ-Richard	alternances régulières centimétriques stratifications obliques et rides de courant structures de type <i>flame</i>	variations périodiques (tidales?) de courants hyperpycnaux (sable) et de calmes hydrodynamiques (argile) au niveau du prodelta, faciès de débordement de chenaux (de prodelta)	ab	ab			Rhine & Smith, 1988, p. 158-169 Suryk, 1984 Rahmani, 1988
Ms1	Marnes silto-argileuses à débris ligniteux	CI-15/96	Membre de Champ-Richard	marnes azoïques sans structures	dépôts hémipélagiques décanation	ab				
Ms2	Marnes silteuses à lentilles centimétriques de grès fins	CI-16/96	membres de Champ-Richard, Tréouiller	marnes azoïques ligniteuses lentilles de grès fins à moyens à rides de courant (de type Ggrc)	dépôts de débordement ou drapage (faciès Fm de Miall, 1996)	r	c		ab	Miall, 1996

Tab.3.2-Les différents faciès rencontrés dans la Formation des Conglomérats de Clumanc. On note une grande diversité faciologique caractéristique des environnements deltaïques alluviaux avec des dépôts de crue et des coulées de débris dominants les environnements de fronts deltaïques et deltaïques.

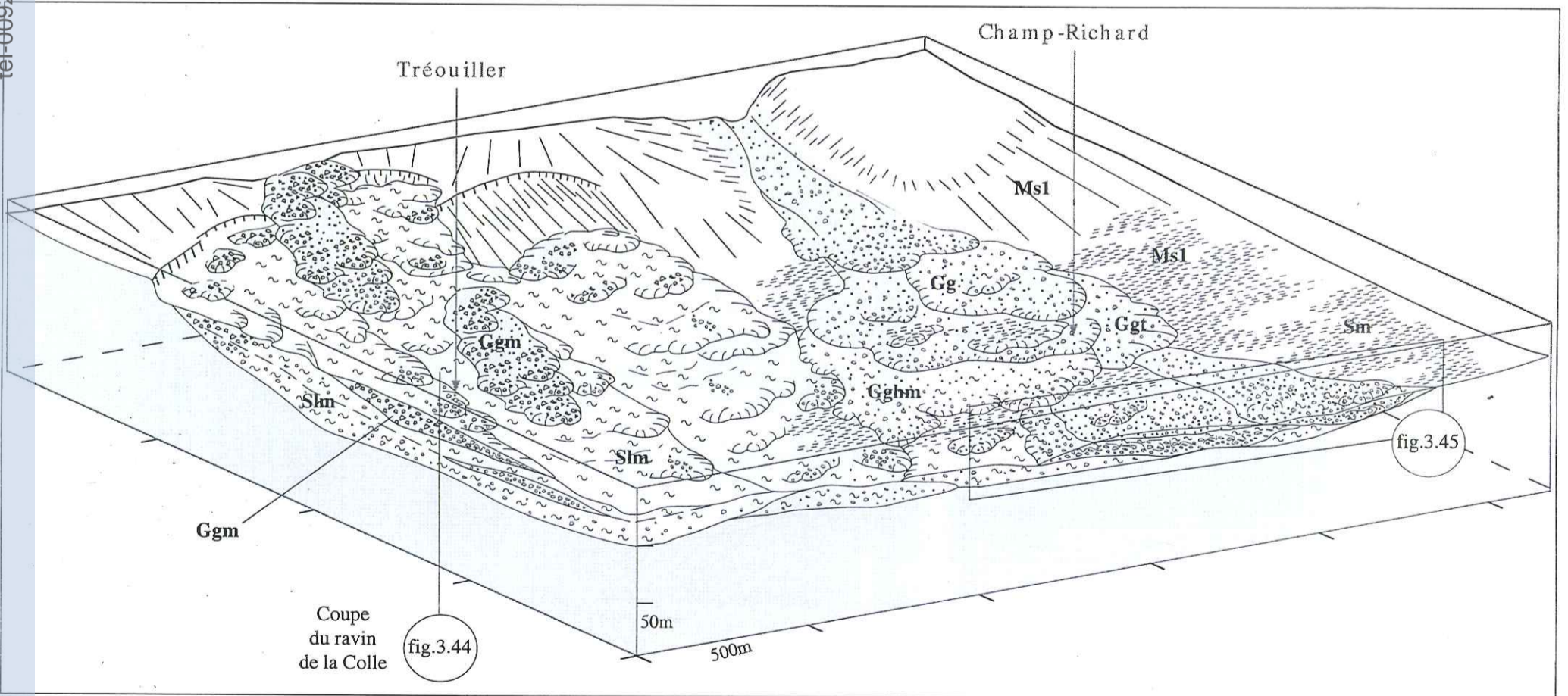


Fig.3.43-Reconstitution schématique de la dynamique gravitaire de prodelta qui constituent les premiers termes des Conglomérats de Clumanc. Les dépôts sont caractérisés par des coulées de débris marneux et des faisceaux contournés dans lesquels s'intercalent des dépôts de turbidité. On remarque que le secteur du ravin de la Colle est dominé par une sédimentation marneuse gravitaire, alors que le secteur de Champ-Richard constitue une aire de drainage préférentielle des turbidites gréseuses.

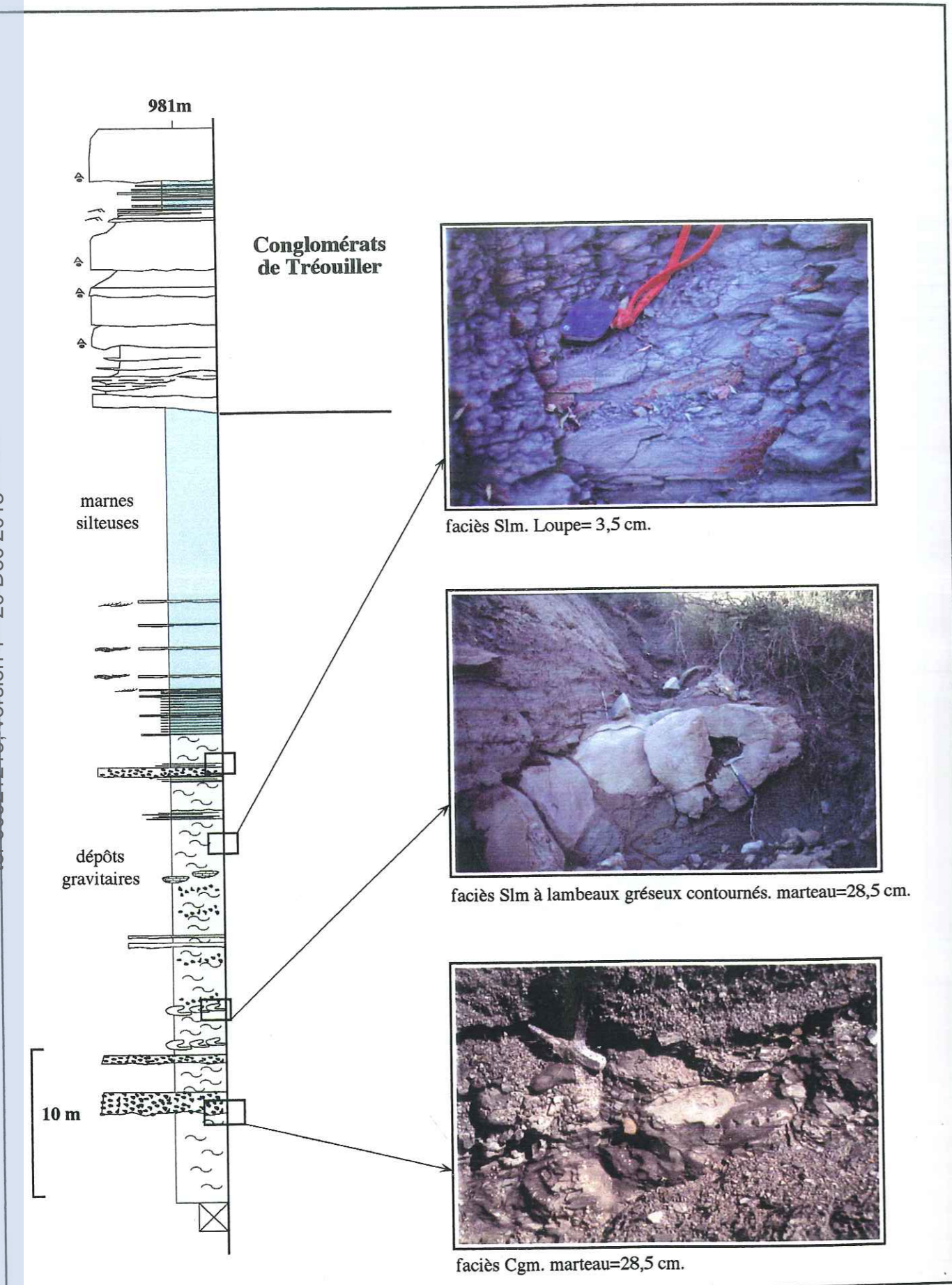


Fig.3.44-Colonne lithologique du ravin de la Colle et faciès caractéristiques observés dans les dépôts gravitaires. Ils traduisent des phénomènes de déstabilisation sur pente, dominés par des coulées de débris, des slumps et de fines turbidites gréseuses. La coupe est approximativement placée sur la figure 3.43.

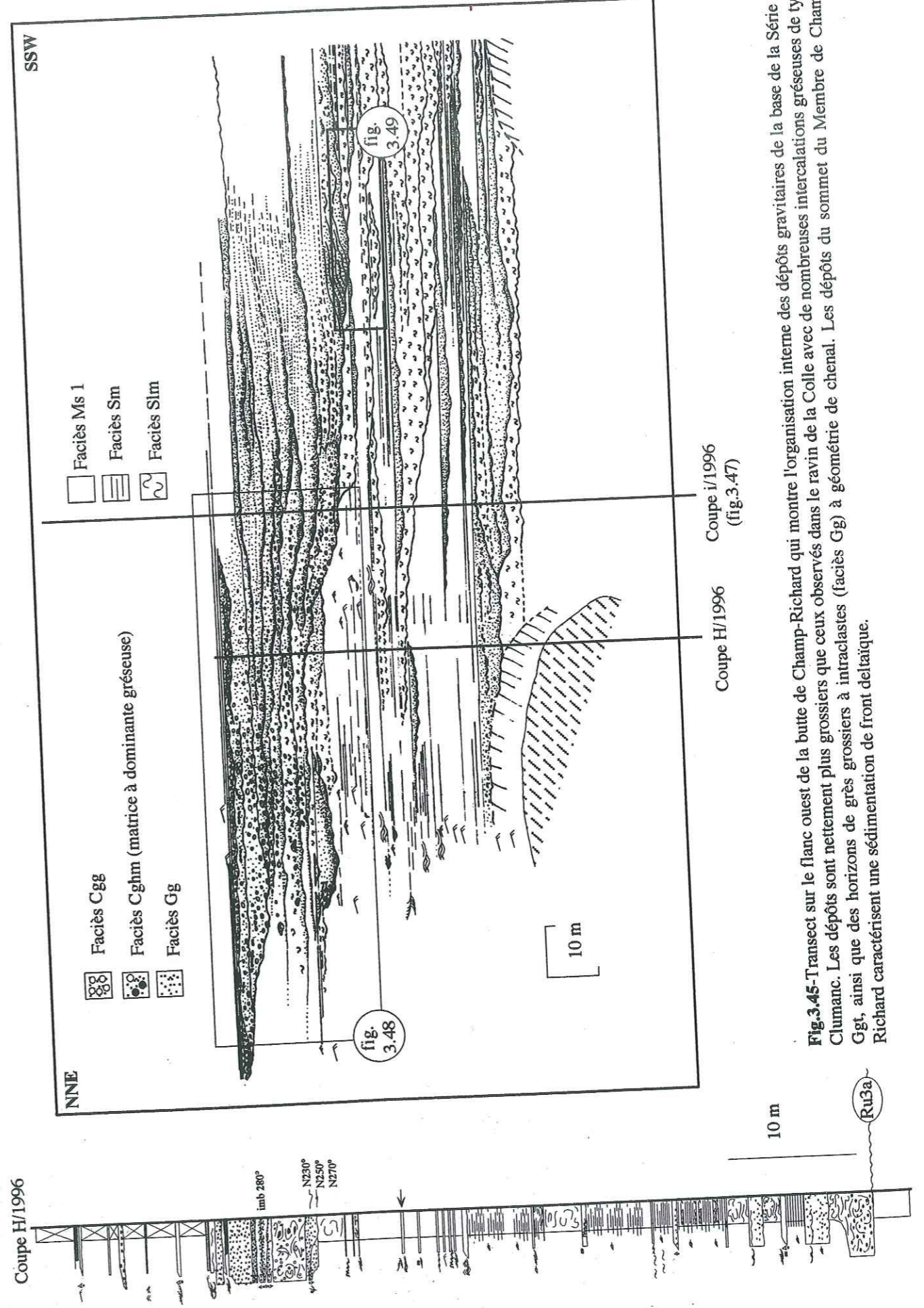


Fig.3.45-Transect sur le flanc ouest de la butte de Champ-Richard qui montre l'organisation interne des dépôts gravitaires de la base de la Série de Clumanc. Les dépôts sont nettement plus grossiers que ceux observés dans le ravin de la Colle avec de nombreuses intercalations gréseuses de type Ggt, ainsi que des horizons de grès grossiers à intraclastes (faciès Gg) à géométrie de chenal. Les dépôts du sommet du Membre de Champ-Richard caractérisent une sédimentation de front deltaïque.

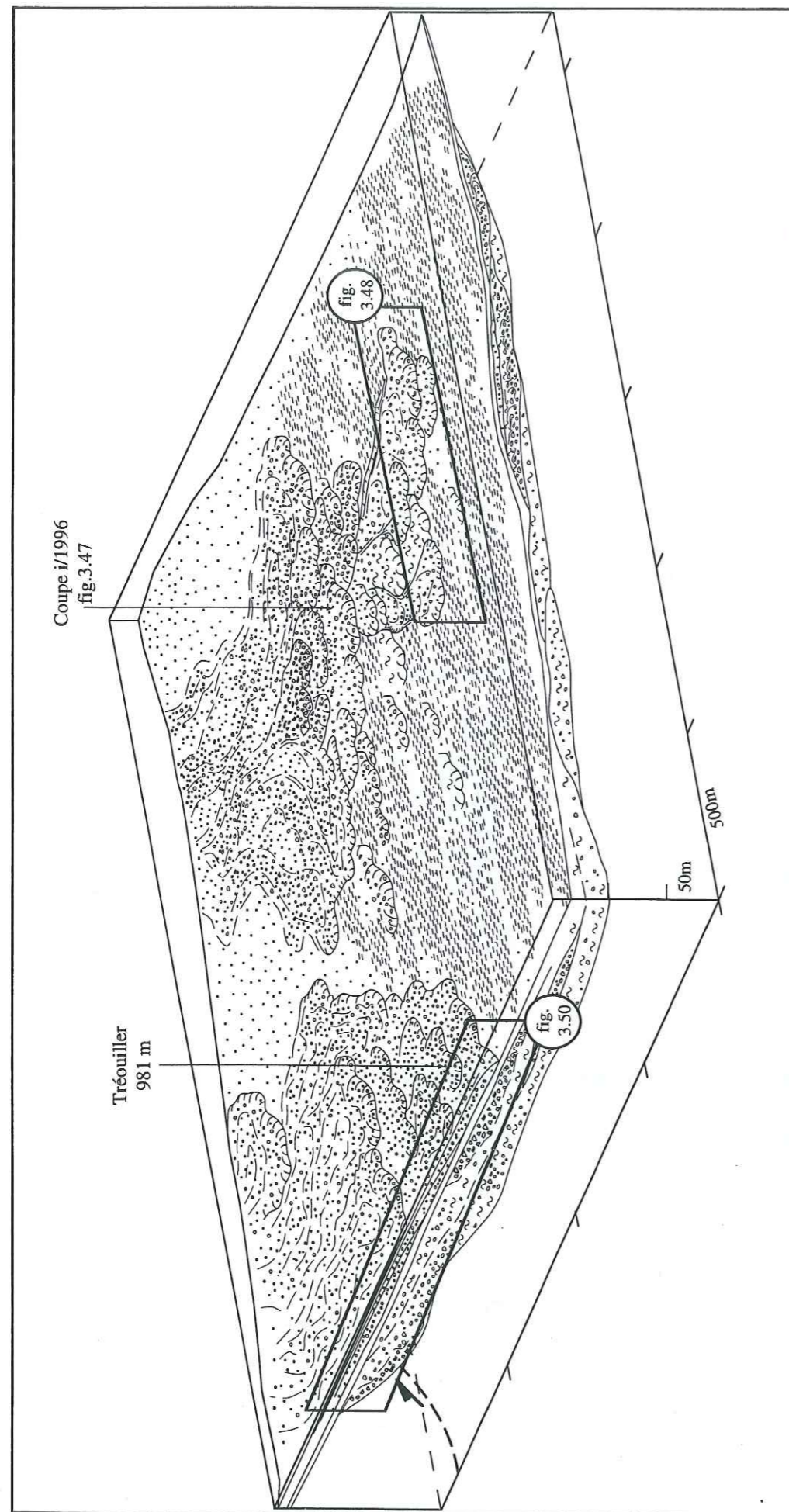


Fig.3.46-Reconstitution schématique de la paléogéographie durant les dépôts de front deltaïque qui dominent les conglomérats de Champ-Richard et les conglomérats inférieurs du Membre de Tréouiller du secteur du ravin de la Colle. La sédimentation est dominée par des coulées en masse hyperconcentrées à matrice marno-gréseuse et éléments hétérolithiques. Au fur et à mesure que les dépôts progressent sur le bassin, la matrice devient de plus en plus grossière.

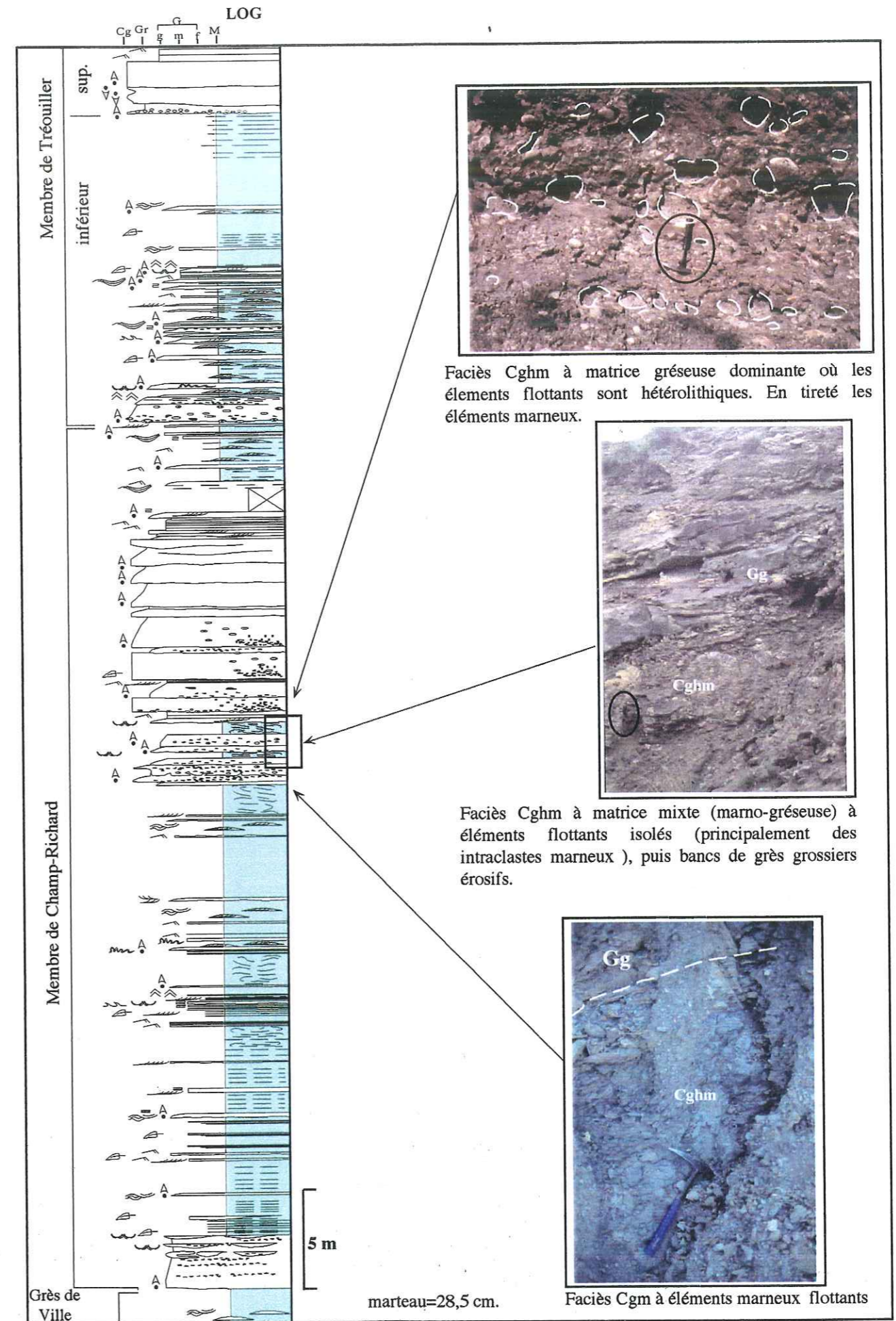


Fig.3.47-Les faciès de front deltaïque du membre de Champ-Richard (Cpe i/1996, localisée sur la figure 3.45 et 3.42).

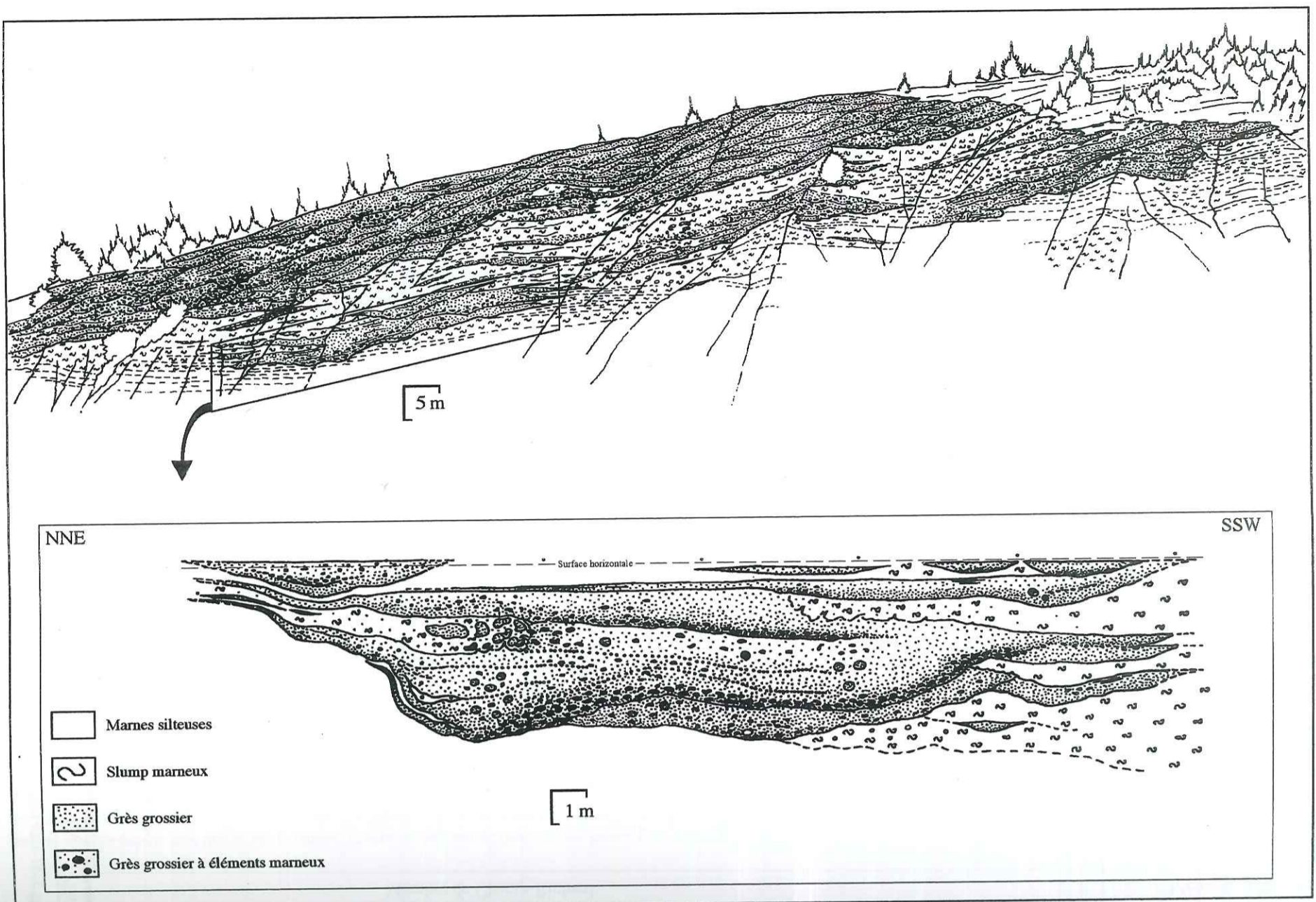


Fig.3.48-Chenal inscrit dans les marnes prodeltaïques de Champ-Richard. Il se situe à la base des faciès de front deltaïque. Ce zoom est localisé sur la figure 3.45.

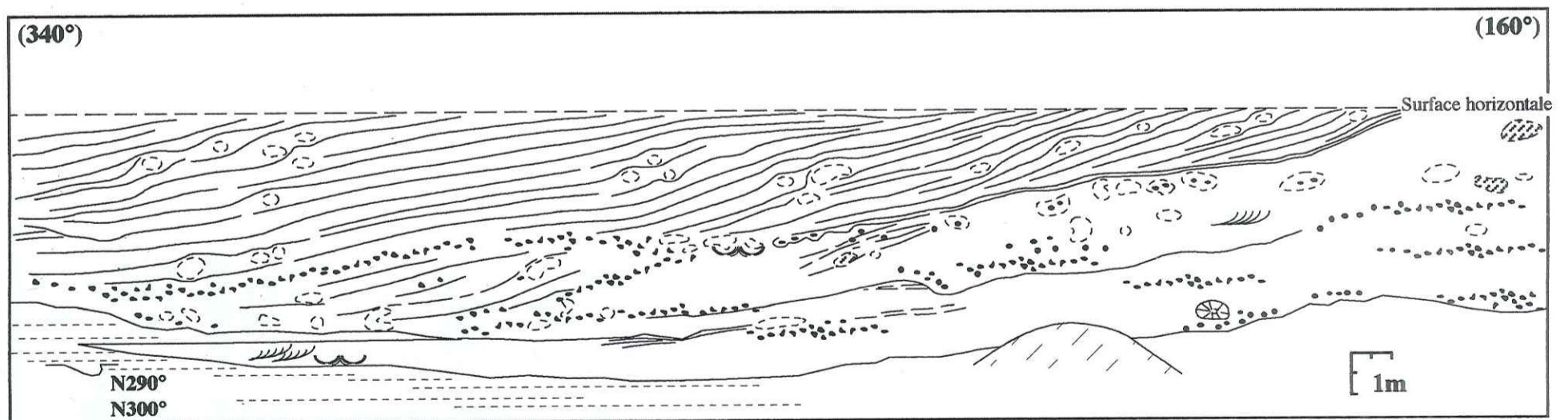


Fig.3.49-Flanc septentrional d'un chenal à remplissage de grès grossiers (faciès Gg), observé dans les conglomérats de Champ-Richard. Les grès de remplissage montre des stratifications obliques soulignant une accrétion latérale frustrée du dispositif.

ENE

Pte de Tréouiller
981m

WSW

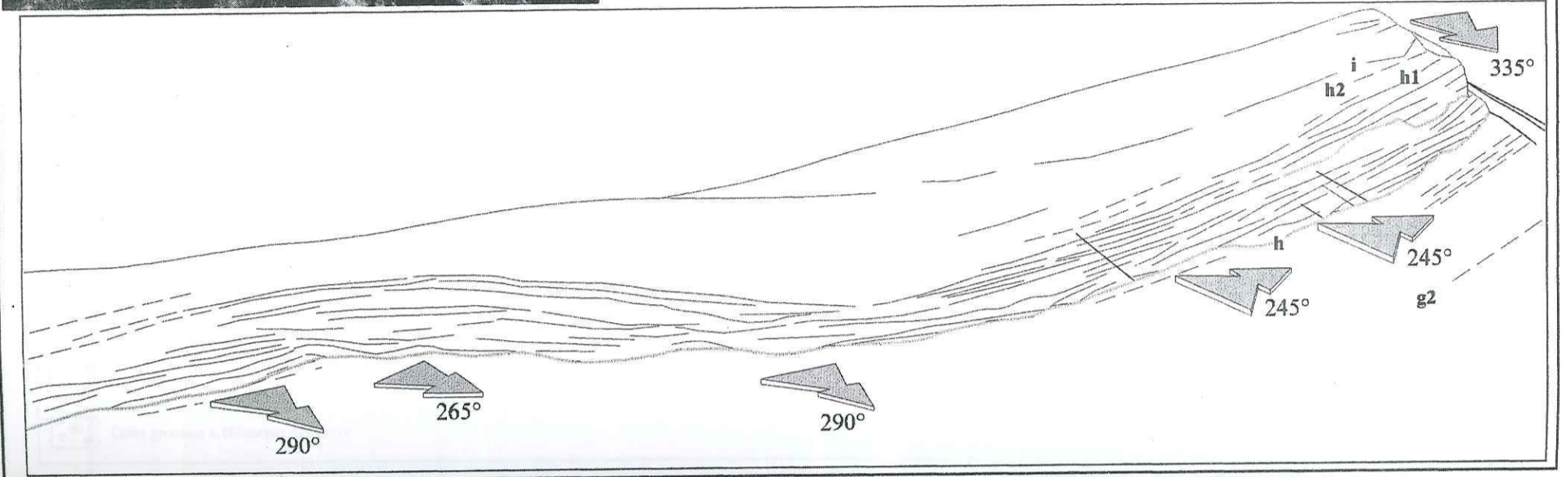
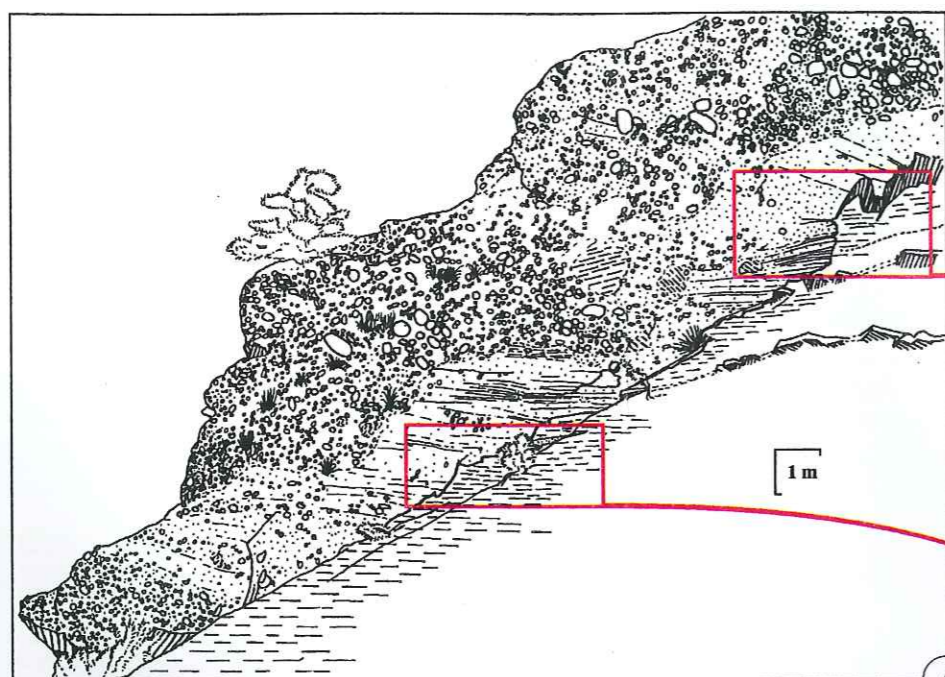
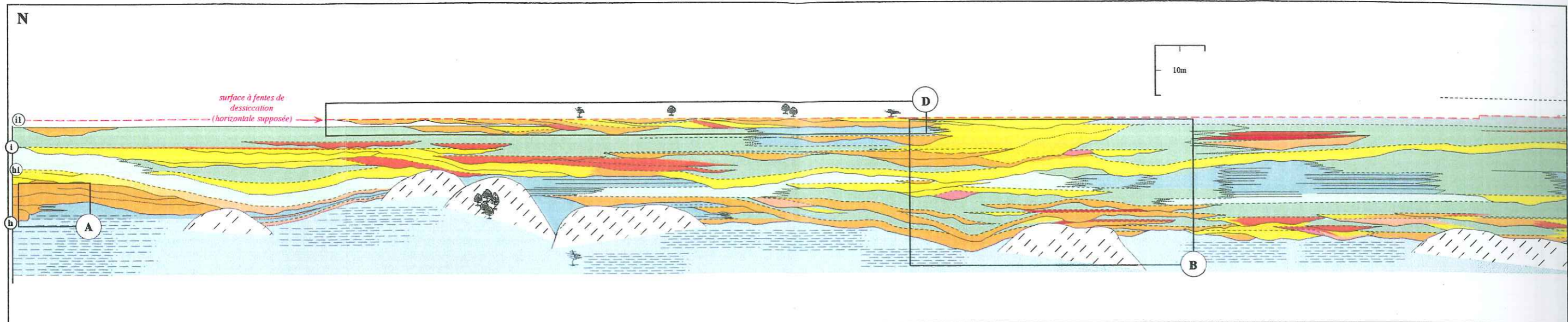
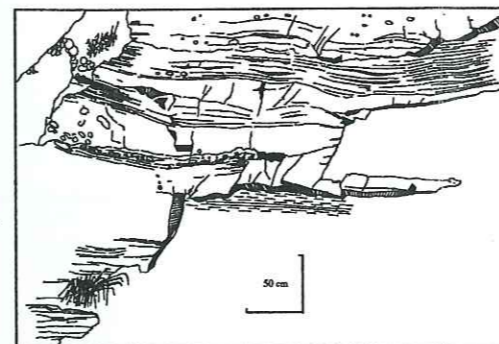
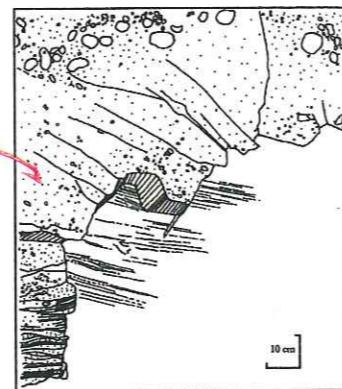


Fig.3.50-Panorama E-W du ravin de la Colle. Les Conglomérats inférieurs de Tréouiller s'organisent en dépôts progradants vers l'Ouest. Ils sont constitués de coulées en masse présentant de nombreuses figures de courant à la base, au contact avec les marnes silteuses. Les numérotations sont celles définies sur la figure 3.57.

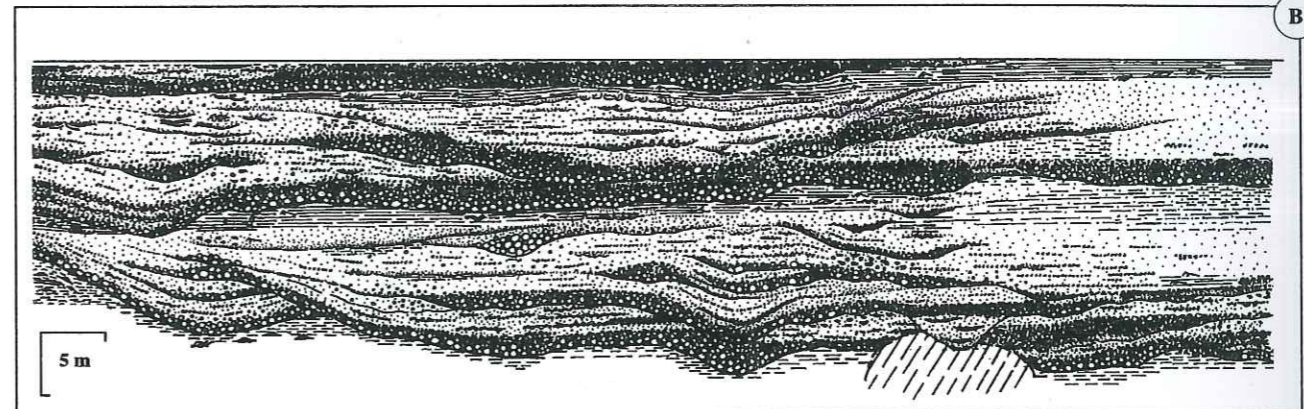
tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013



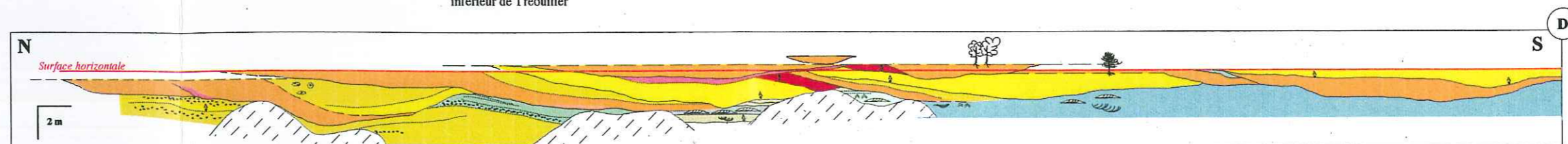
Surface d'érosion des conglomérats inférieurs de Tréouiller au pied de la côte 981 m. Le remplissage est dominé par des dépôts de crue de haute densité venant éroder les marnes de prodelta. Le flanc du chenal principal montre une géométrie tranchée en marche d'escalier.



Surface d'incision en marches d'escalier de la base du membre inférieur de Tréouiller

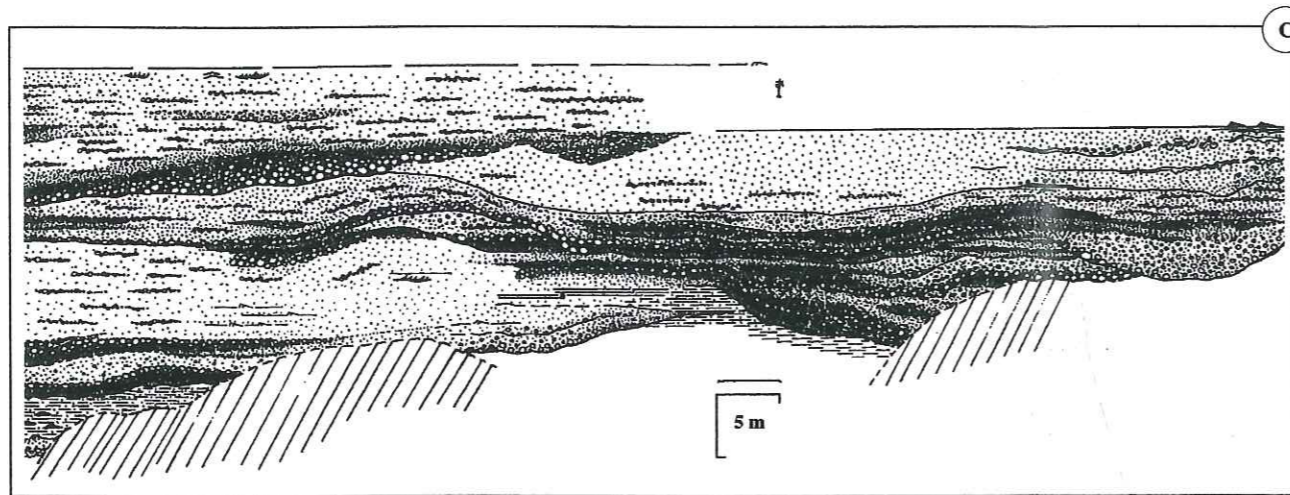
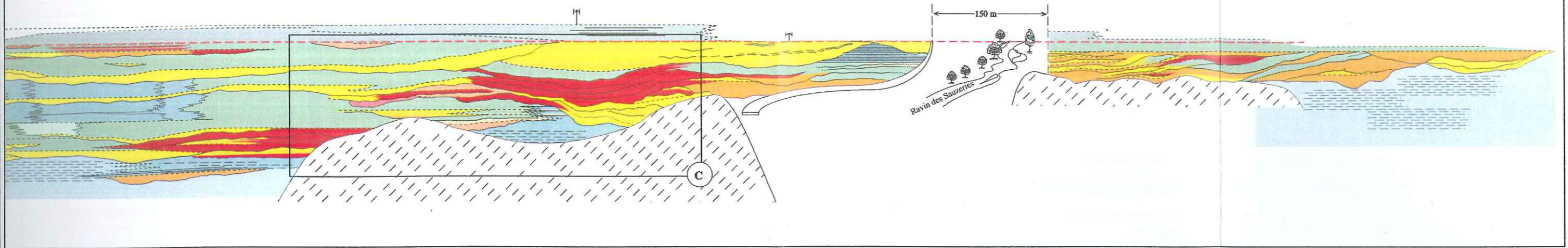


Organisation interne des conglomérats de Tréouiller. On observe une organisation en tresse dominée par des dépôts de crue (Cf. fig.3.52). La limite entre les conglomérats inférieurs et supérieurs de Tréouiller est caractérisée par une surface d'érosion nette.



Chenal à accrétion latérale du sommet des conglomérats supérieurs de Tréouiller. Il montre une migration vers le Sud du système. Le remplissage est dominé par des dépôts tractifs.

Fig.3.51-Répartition faciologique dans les conglomérats de Tréouiller. Les conglomérats inférieurs montrent une organisation frustrée qui caractérise un système de chenaux en tresses. Au sommet les conglomérats de Tréouiller viennent combler une géométrie de chenal de grande dimension où les dépôts présentent une accrétion latérale peu développée.



Organisation interne des conglomérats de Tréouiller dans le secteur de la Poste de Clumanc, le long de la route D219 des Sauzeries. On constate que, dans ce secteur, l'incision des conglomérats supérieurs est très forte, associée à des coulées gravitaires hyperconcentrées plus fréquentes que dans le reste du dispositif de Tréouiller, constituant ainsi une zone d'apport préférentielle (apex du dispositif alluvial par exemple).

-LEGENDES DES FACIES-

Facies conglomératiques dominants

- conglomérats à galets flottants et matrice gréseuse (faciès Cghm à matrice gréseuse)
- conglomérats à galets jointifs et matrice gréseuse (faciès Cgg)
- conglomérats jointifs à granoclassement inverse (faciès Cgi)
- conglomérats jointifs à granoclassement normal (faciès Cgn)
- conglomérats à galets subjointifs et matrice marneuse

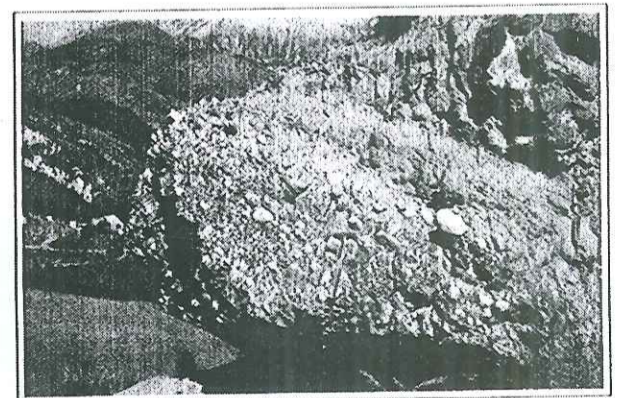
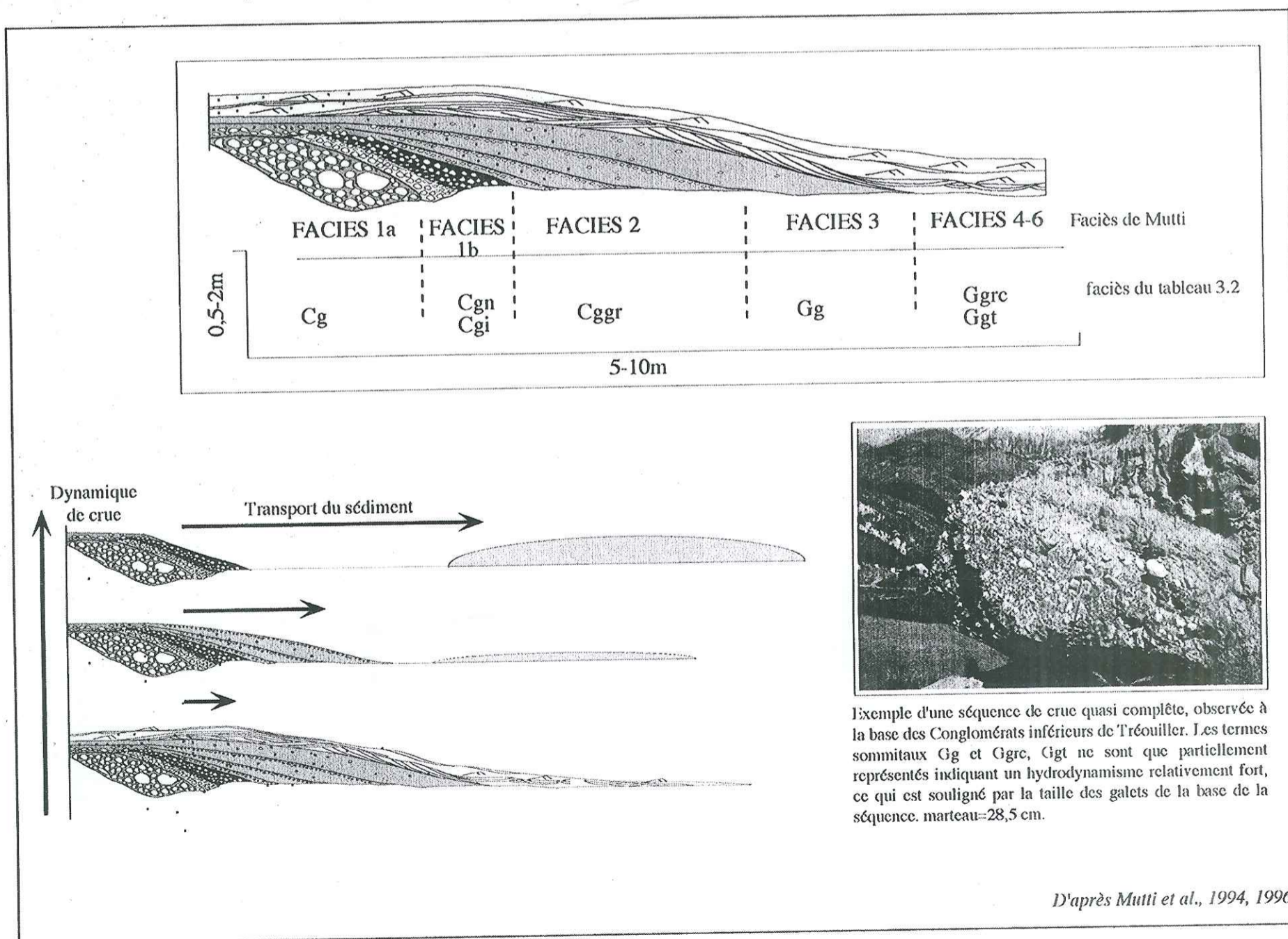
Facies gréseux dominants

- alternance de lits de conglomérats jointifs (Cgn ou Cgi) et d'interbanes de graviers (faciès CgGr)
- grès grossier massif à granoclassement normal frustre (faciès Gg)
- grès fin à grossier à structures turbiditiques (faciès Ggt)

Facies marneux dominants

- alternance de marnes silteuses et de grès fin à médium à rides de houle (faciès Sm et Ggrh)
- marnes silteuses à lentilles gréseuses à rides de courant (faciès Ms2 et Ggrc)
- silts et grès fin à médium à rides de courant et fentes de dessiccation (faciès Ggrc#)
- marnes micacées azoïques (faciès Ms 1)

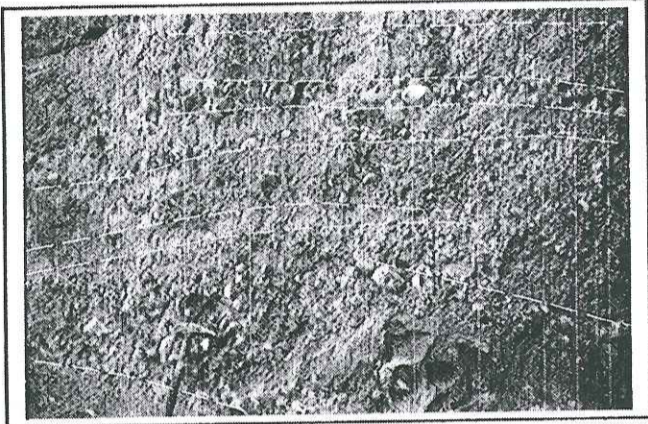
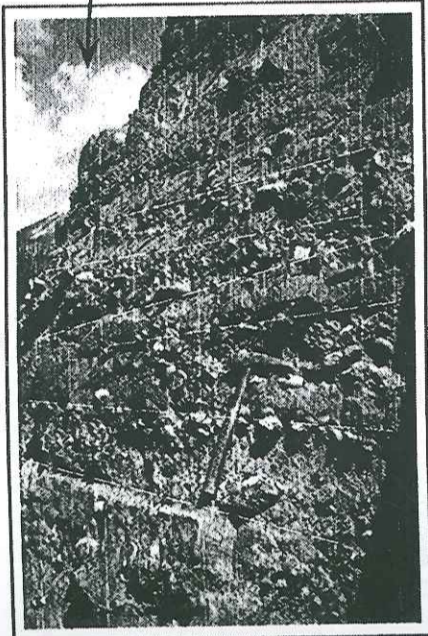
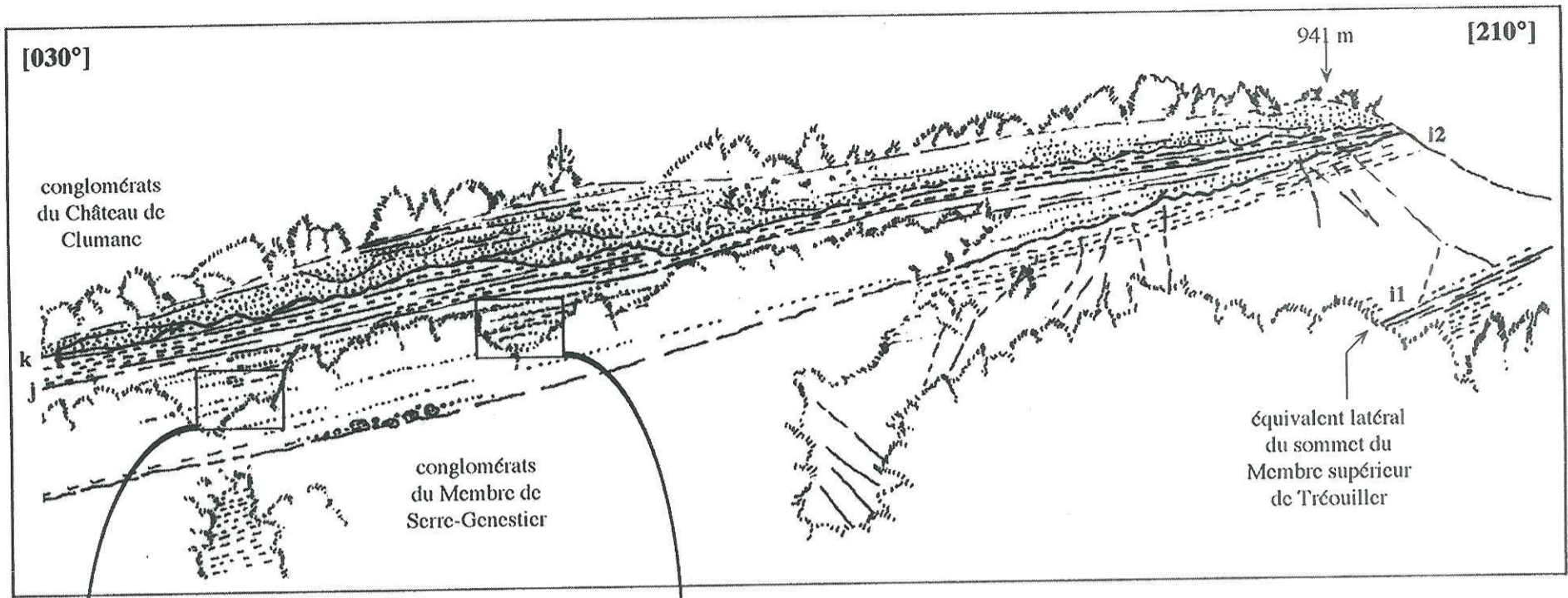
tel: 00921216, version 1 - 20 Dec 2013



Exemple d'une séquence de crue quasi complète, observée à la base des Conglomérats inférieurs de Tréouiller. Les termes sommitaux Gg et Ggr, Ggt ne sont que partiellement représentés indiquant un hydrodynamisme relativement fort, ce qui est souligné par la taille des galets de la base de la séquence. marteau=28,5 cm.

D'après Mutti et al., 1994, 1996

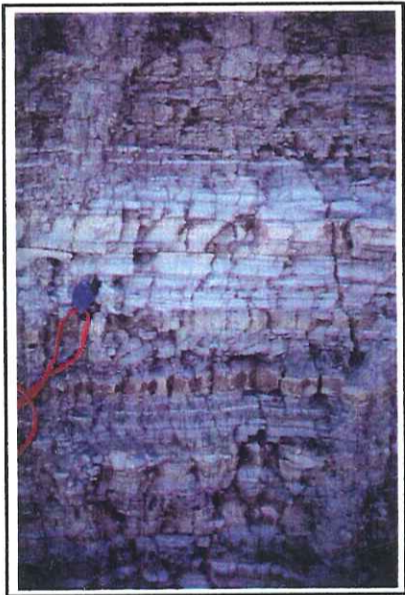
Fig.3.52-Modèle de dépôt de crue proposé par Mutti et analogie des faciès avec ceux présentés dans le tableau 3.2. Selon l'intensité de l'hydrodynamisme, la séquence de crue déposée sera plus ou moins complète. En médaillon, une séquence de crue caractéristique observée dans les conglomérats inférieurs de Tréouiller.



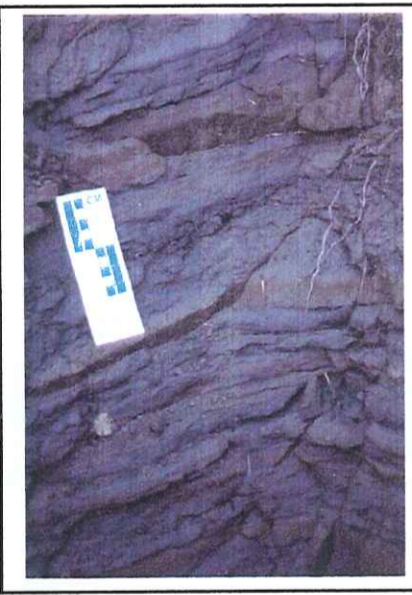
Alternances de lits conglomératiques et d'interbanes graveleux (faciès CgGr \Rightarrow) qui caractérisent un environnement de type *shoreface*. En tireté les plans de stratifications frustres. marteau= 28,5 cm.

Fig.3.53-Panorama NE-SW de la butte de Serre-Genestier sur les marnes de prodelta. Les conglomérats caractérisent la progradation d'un environnement *shoreface* à dominante conglomératique. *A contrario*, les Conglomérats du Château de Clumanc sont dominés par une dynamique alluviale à chenaux emboîtés et sont nettement plus érosifs. Les numérotations utilisées sont celles définies sur la figure 3.57.

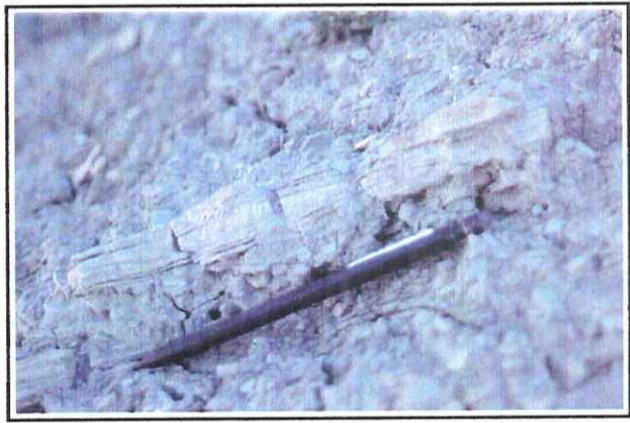
tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013



54a-Faciès Sm : marnes silto-argileuses de la base du Membre de Champ-Richard.



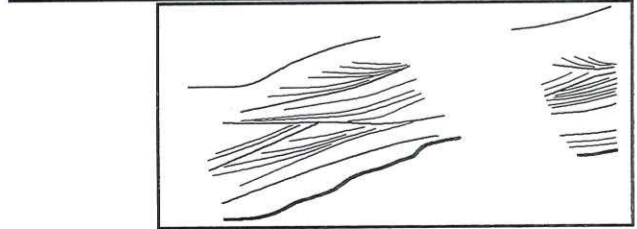
54e-Faciès Msl : alternance argilo-silteuse à débris ligneux sans structures.



54b-Faciès Ggt \wedge : lentilles à HCS de l'intervalle marno-silteux du Membre de Champ-Richard.



54c-Faciès Ggrh : banc gréseux à rides de houle de l'intervalle silteux du Membre de Tréouiller.



54d-Faciès Ggrc* : rides bidirectionnelles (tidales) de l'intervalle marno-silteux du Membre de Champ-Richard.

Fig.3.54-Faciès caractéristiques des dépôts prodeltaïques de la Série de Clumanc.

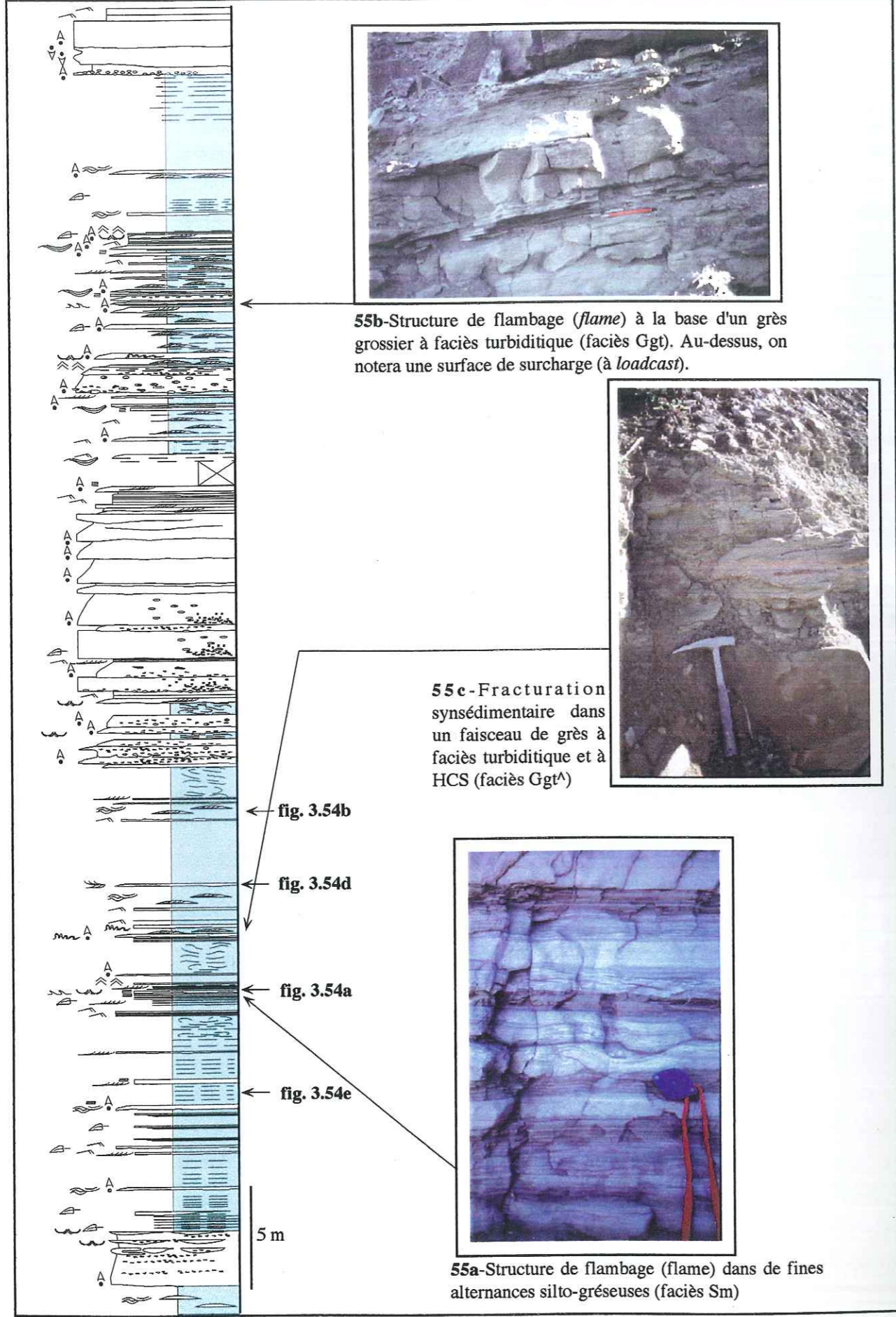


Fig.3.55abc-Faciès d'environnement prodeltaïque montrant des déformations intraformationnelles à structures de *flame* (a, c), à cisaillement interne (b). La coupe présentée est extraite de la coupe de référence des Conglomérats de Clumanc (Fig.3.57).

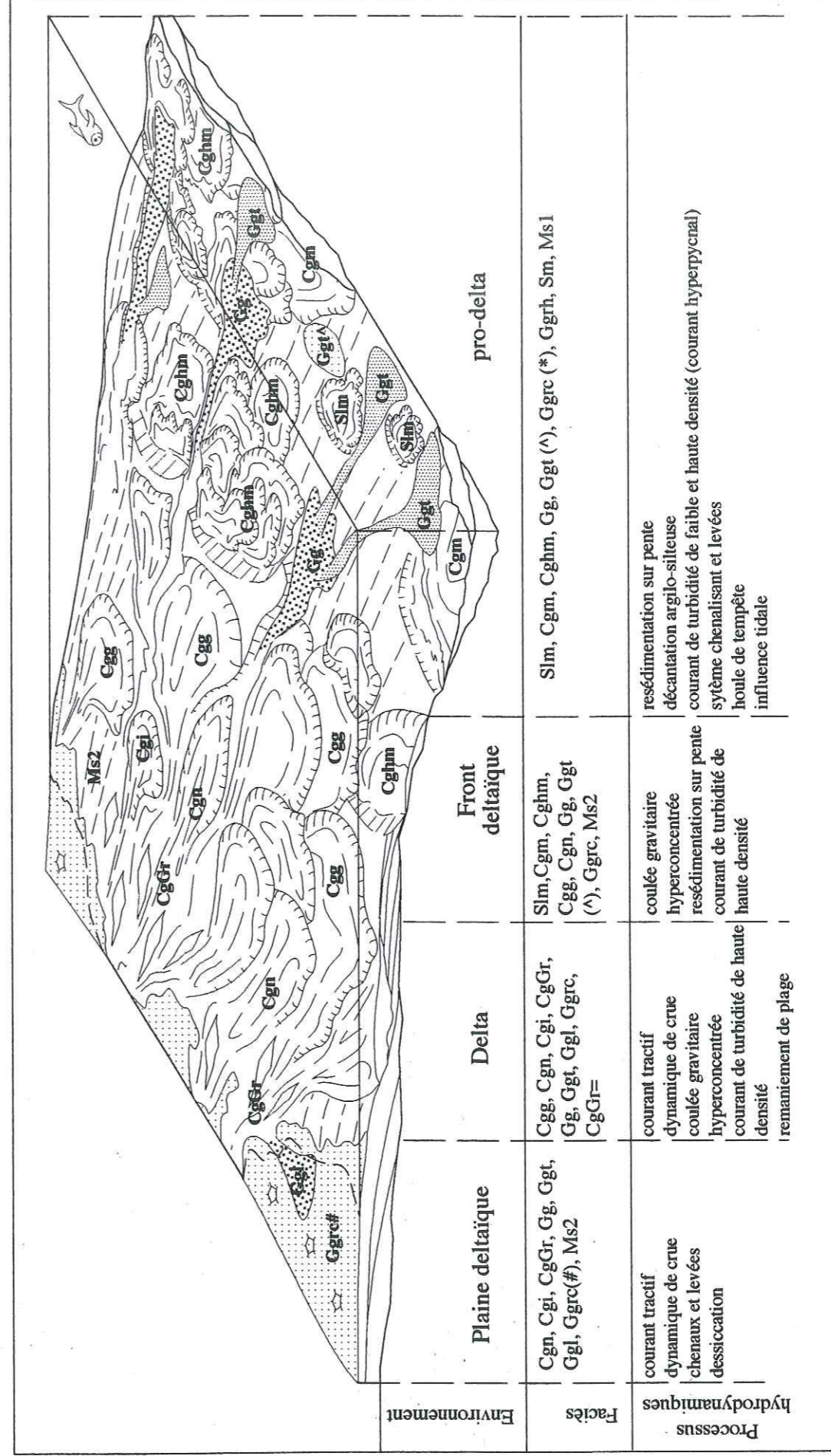
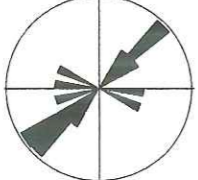
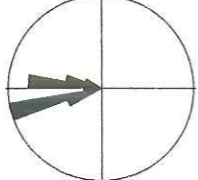
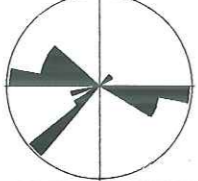
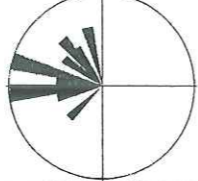
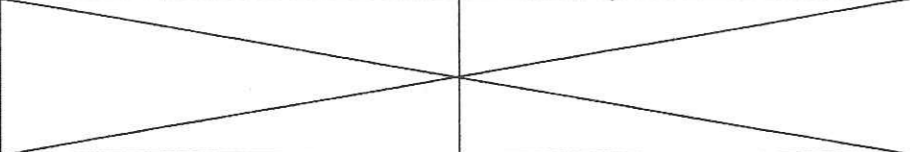
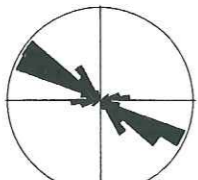
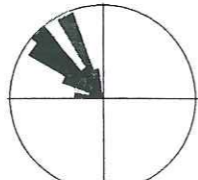

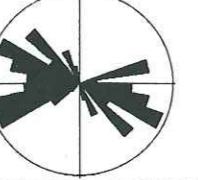
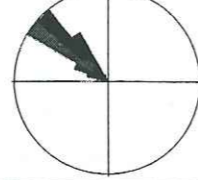

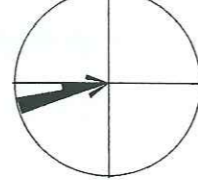

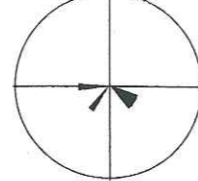


Fig.3.56-Modèle d'environnement deltaïque alluvial et zonations facio-logiques proposées.

Membre		figures directionnelles et orientées	rides de courant et imbrications
Membre du Chât. de Clumanc	ensemble conglomératique	 N = 12 N = 3	 N = 15
	ensemble conglomératique	 N = 16 N = 10	 N = 8 N = 9
Membre de Serre-Genestier	intervalle marno-silteux		
Membre de Tréouiller	ensemble conglomératique supérieur	 N = 33 N = 7	 N = 46 N = 13
	intervalle marno-silteux	 N = 21	N = 7
	ensemble conglomératique inférieur	 N = 26 N = 41	 N = 37 N = 4
Membre de Champ-Richard	ensemble conglomératique	 N = 40 N = 19	 N = 8
	dépôts gravitaires	 N = 21 N = 9	 Generatrice de slump N = 5

Tab.3.3-Synthèse des mesures d'écoulement des Conglomérats de Clumanc. On distingue les figures directionnelles des figures orientées et des imbrications. On constate que les moyennes d'écoulements sont vers l'WNW, alors que dans les deux derniers membres elles prennent une orientation plus équatoriale et WSW.

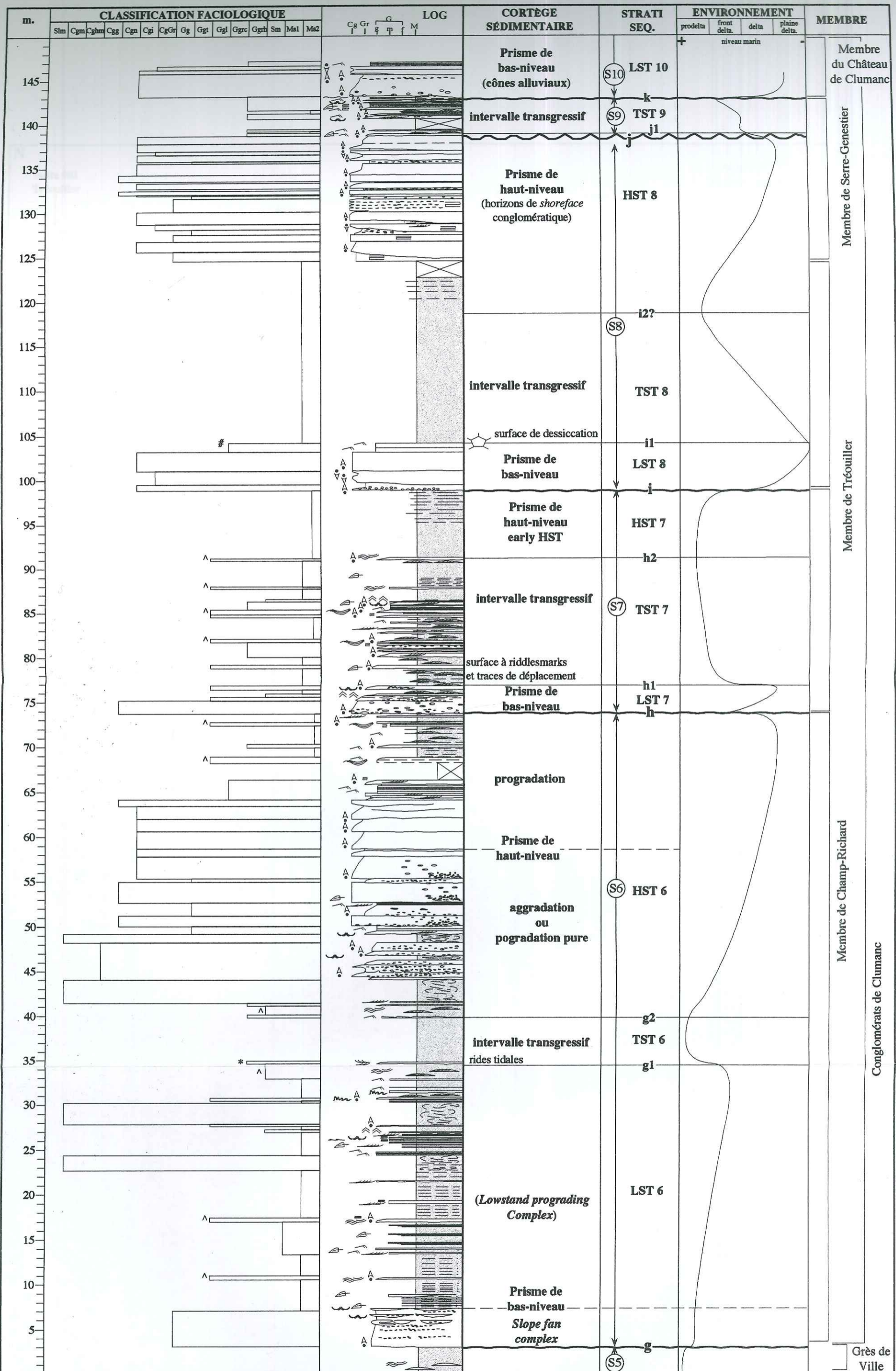


Fig.3.57-Coupe synthétique des Conglomérats de Clumanc (Coupe i/1996). Les variations verticales de faciès sont interprétées en terme de variations de l'espace disponible permettant d'établir un découpage séquentiel qui s'appuie sur l'identification de surfaces caractéristiques. 5 séquences de dépôts sont définies dans la Série de Clumanc.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

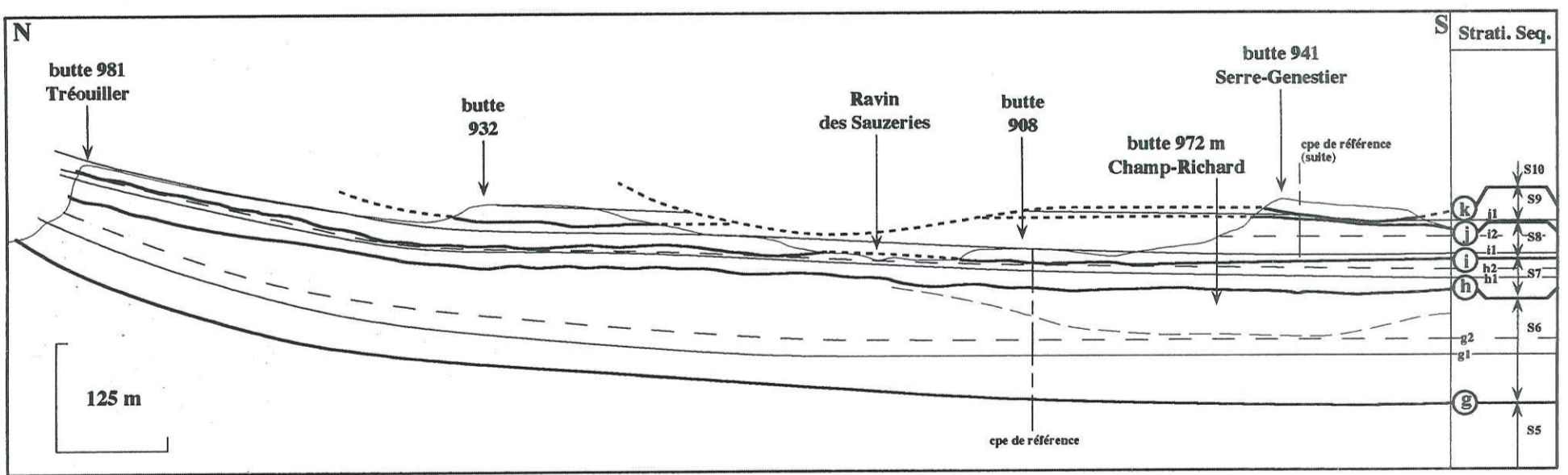


Fig.3.58-Transect subméridien dans le secteur de Clumanc et position des limites de séquences et des surfaces caractéristiques des Conglomérats de Clumanc. Les numéros et lettres sont rappelés dans le texte et sur la figure 3.57.

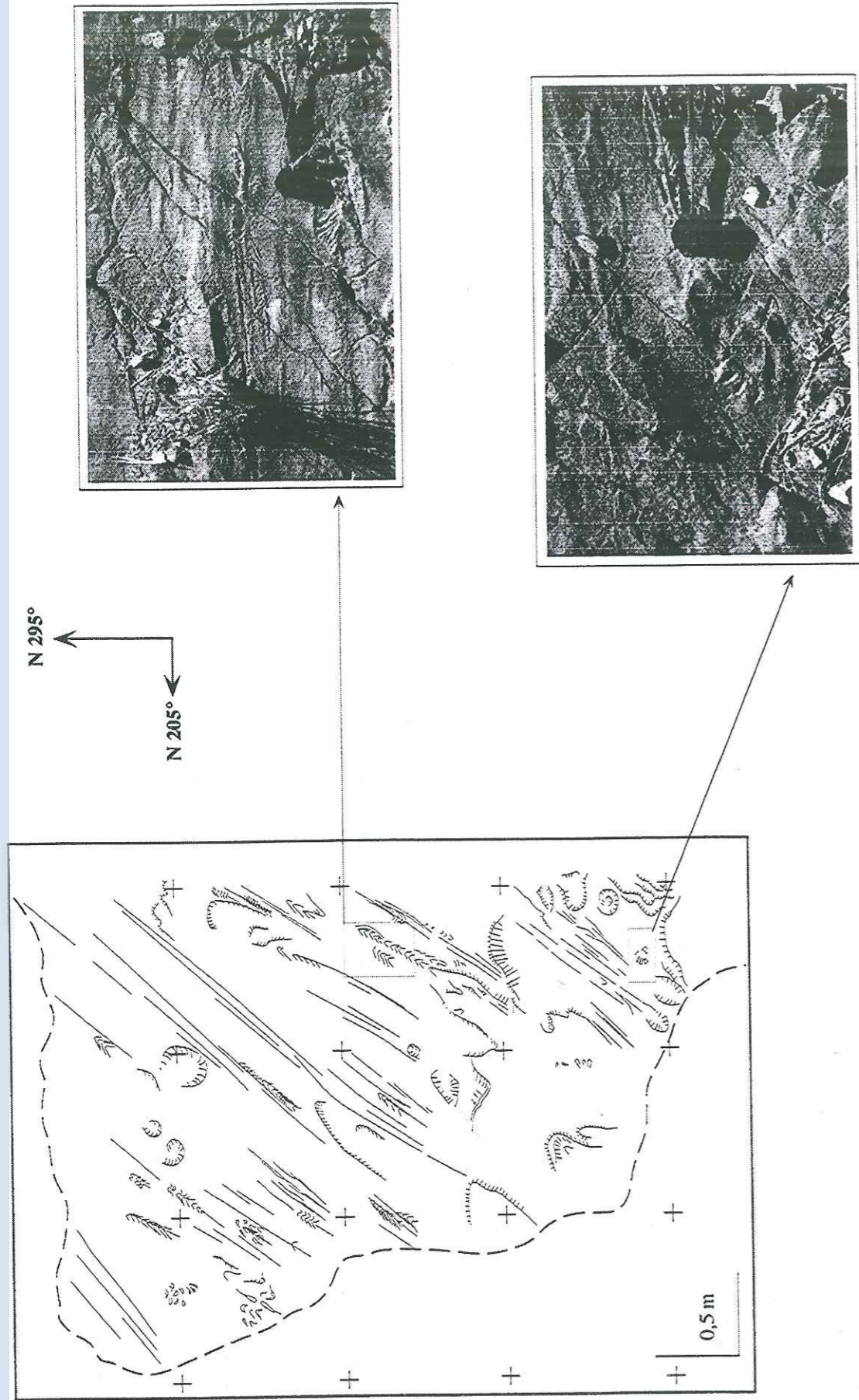


Fig.3.59-Surface structurale au toit du LST de la séquence S7 (surface notée h1) au pied de la butte 908 m. Les stries d'écoulements (marks) donnent des écoulements vers N305°-315°, ainsi que des traces de déplacement d'organismes (crustacés?).

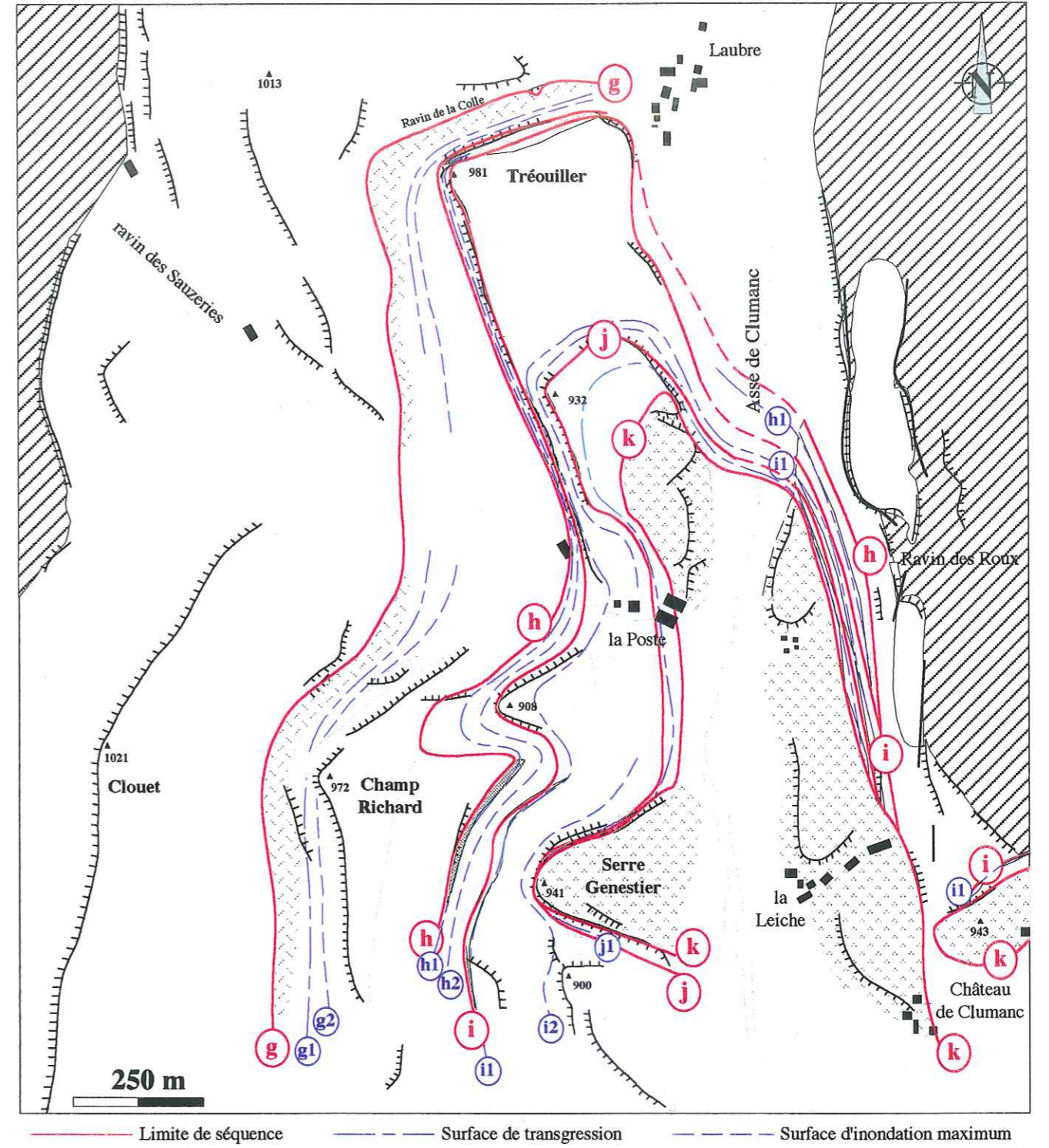


Fig.3.60-Carte des limites de séquences, des surfaces de transgression et des surfaces d'inondation maximum des Conglomerats de Clumanc. L'enregistrement différentiel des séquences de dépôts est marqué par d'importantes lacunes sur le flanc oriental du bassin. Les numérotations se rapportent à celles de la figure 3.57. Cette dissymétrie dans l'enregistrement des séquences de dépôts traduit une flexuration continue de la bordure orientale du bassin, contemporaine de la sédimentation et des variations du niveau marin relatif.

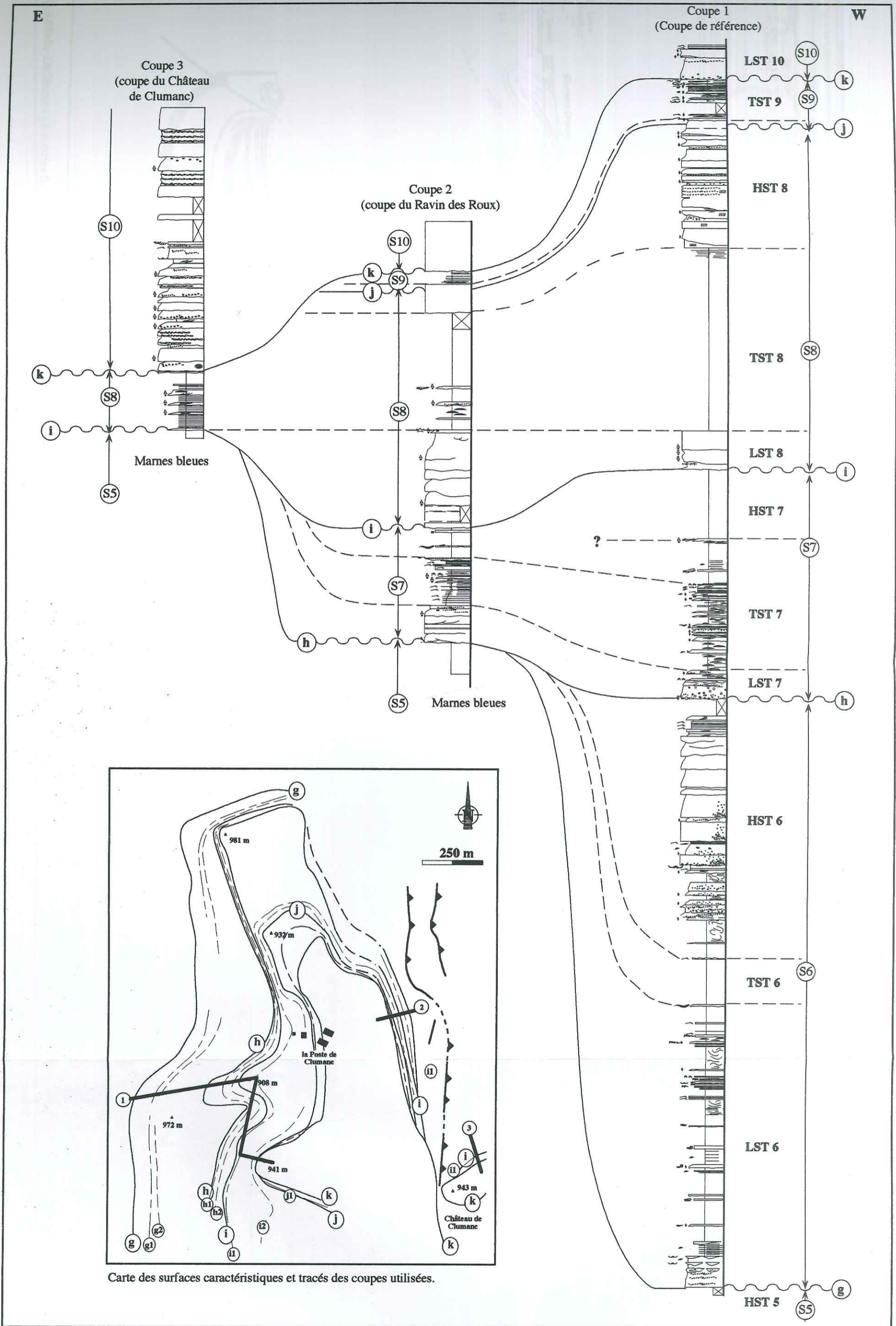
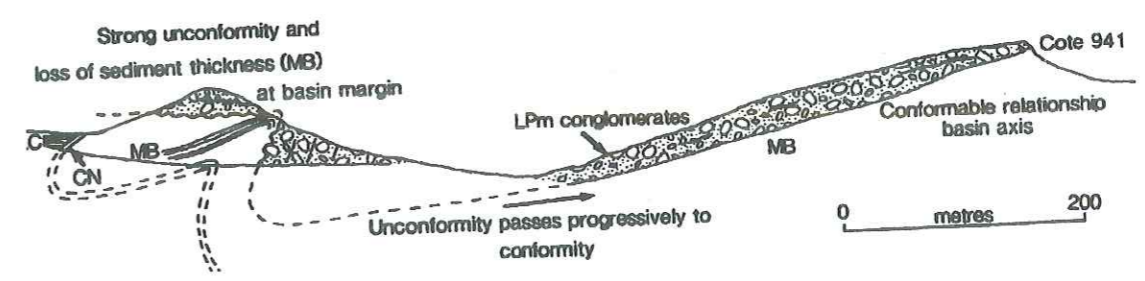
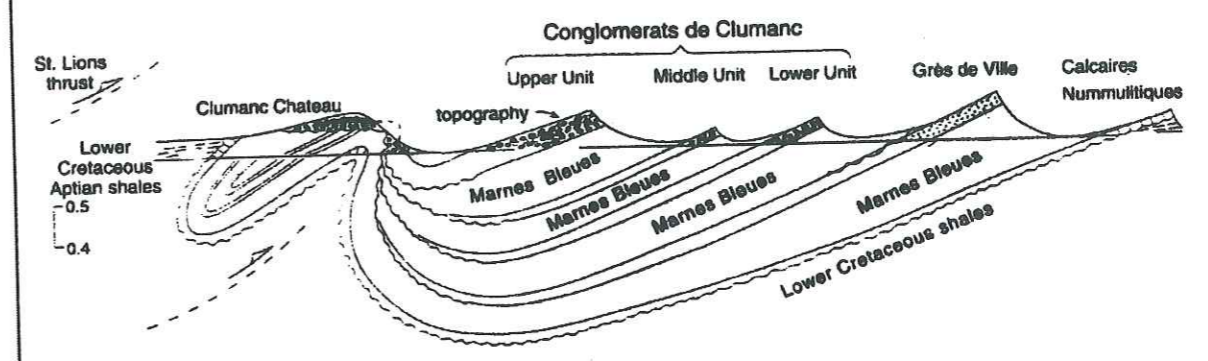


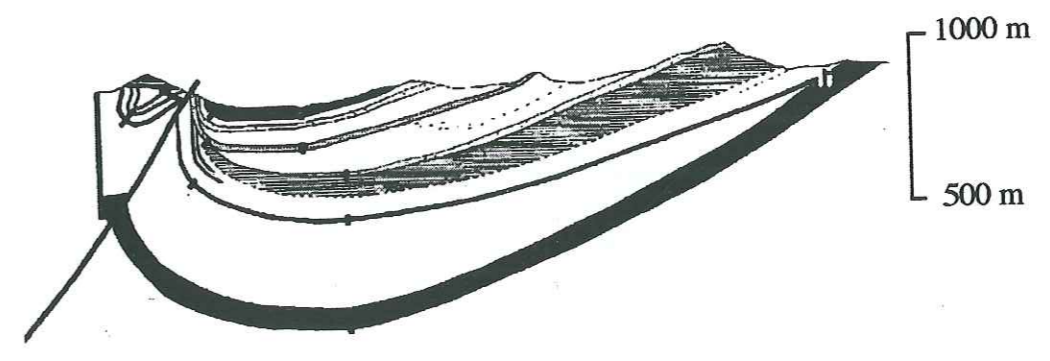
Fig.3.61-Corrélations subéquatoriales des séquences de dépôts et des cortèges sédimentaires des Conglomérats de Clumanc. Elles mettent en évidence un développement différentiel important associé à de fortes lacunes sur le flanc oriental du bassin. Ceci implique la surrection de la partie proximale du dispositif deltaïque de Clumanc au cours de la sédimentation, elle-même contrôlée par des fluctuations du niveau marin.



a-Elliot *et al.*, 1985



b-Ewans & Elliot, 1999



c-Artoni & Meckel, 1998

Fig.3.62abc-Différentes géométries de l'éventail synsédimentaire de Clumanc.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

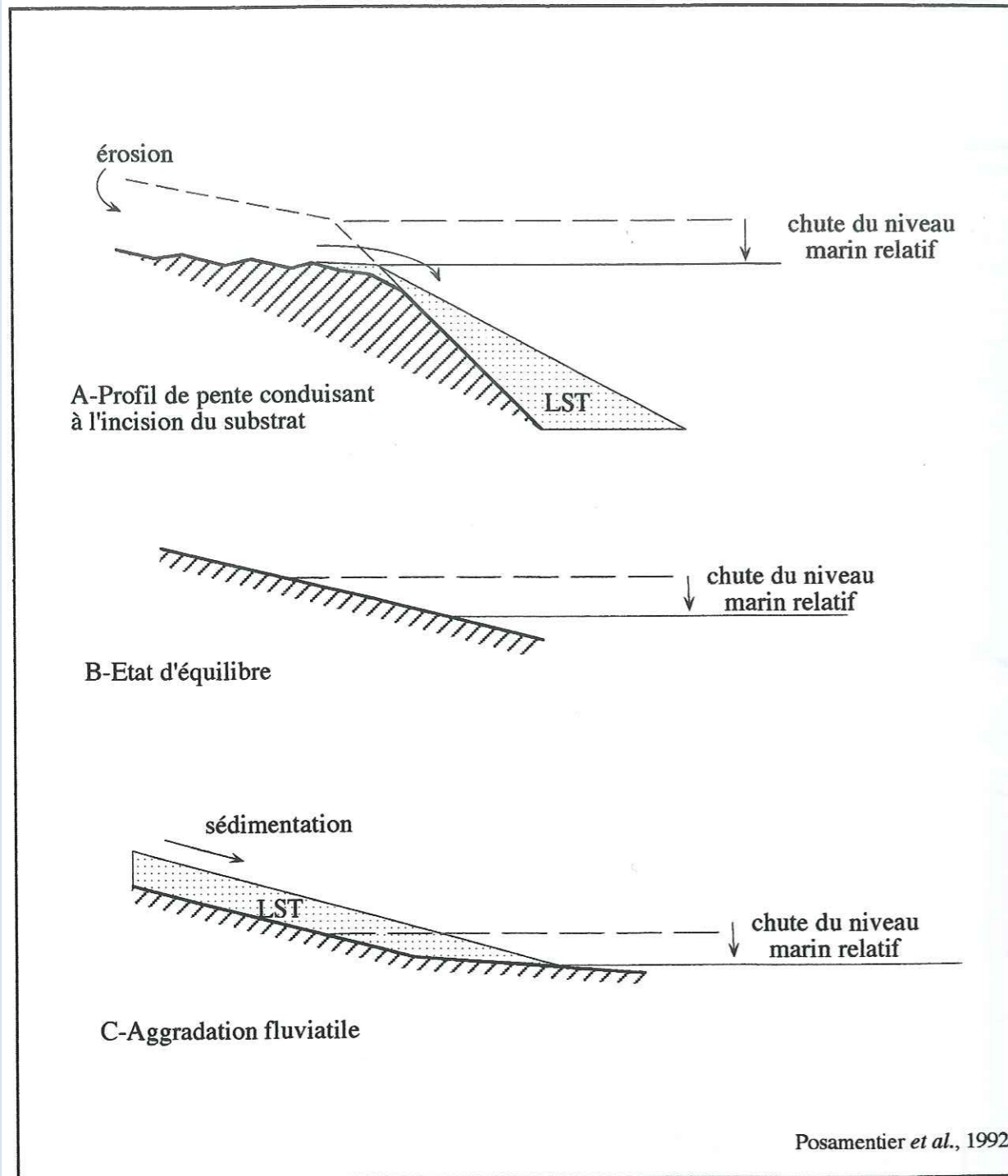


Fig.3.63-Réponses d'un système fluviale à la chute du niveau marin relatif en fonction de la pente du profil d'équilibre du système et de la pente exondée. (modifié de Posamentier *et al.*, 1992. fig. 4).
 Cas A-la pente est supérieure au profil d'équilibre lors de la chute du niveau marin et celle-ci engendre l'incision du secteur amont du dispositif.
 Cas B-état d'équilibre où la pente est identique au profil d'équilibre, il n'y a ni érosion, ni dépôt mais transit du matériel.
 Cas C- la pente est inférieure au profil d'équilibre et lors de la chute du niveau marin s'installe dans le secteur amont une sédimentation fluviale aggradante.

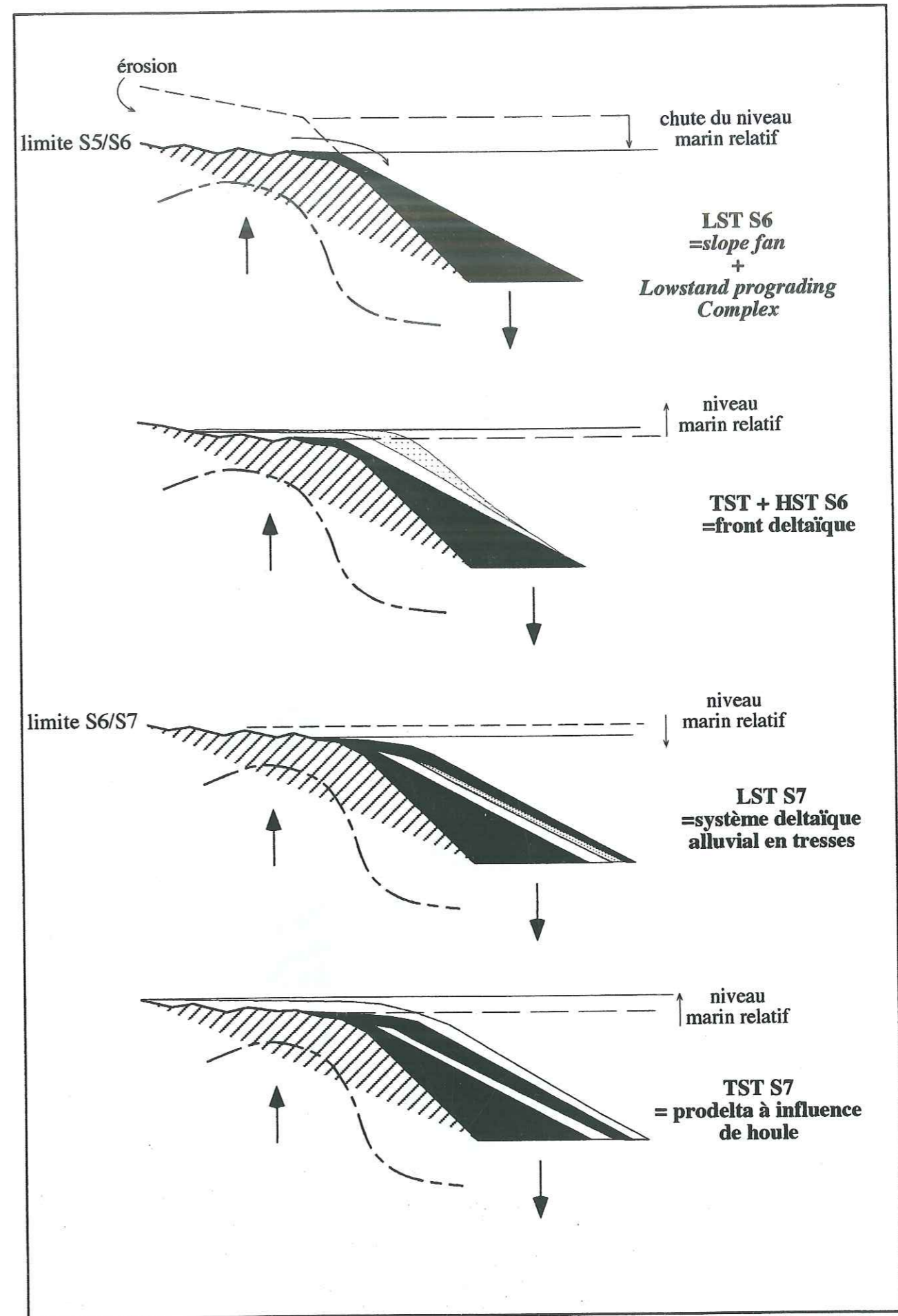


Fig.3.64-Evolution cortège par cortège du système deltaïque alluvial en relation avec la flexuration du flanc oriental et les variations du niveau marin.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

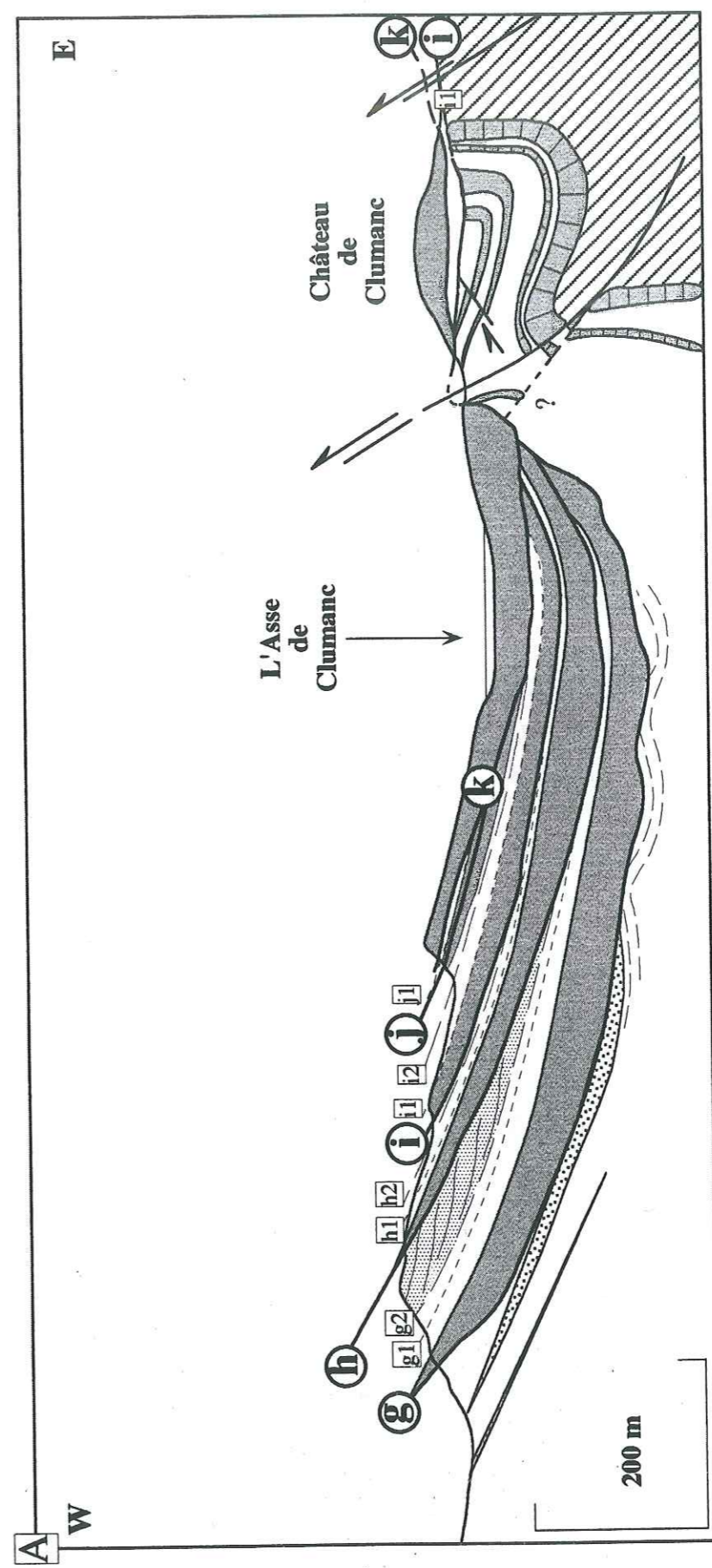
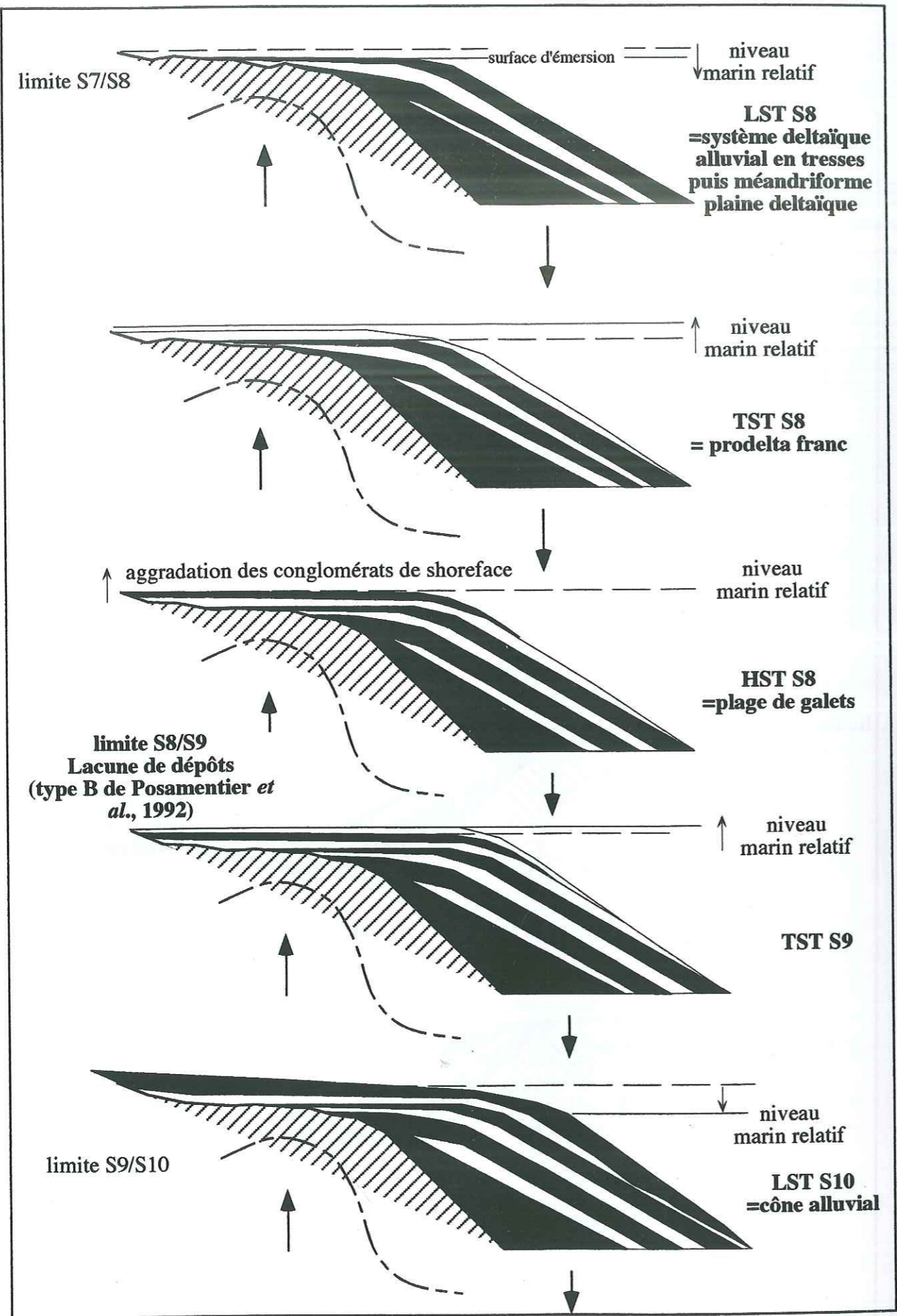


Fig.3.65-Géométrie de l'éventail sédimentaire développé au sein des Conglomérats de Clumanc et positions respectives des limites de séquences, des surfaces de transgression et des surfaces d'inondation maximum.

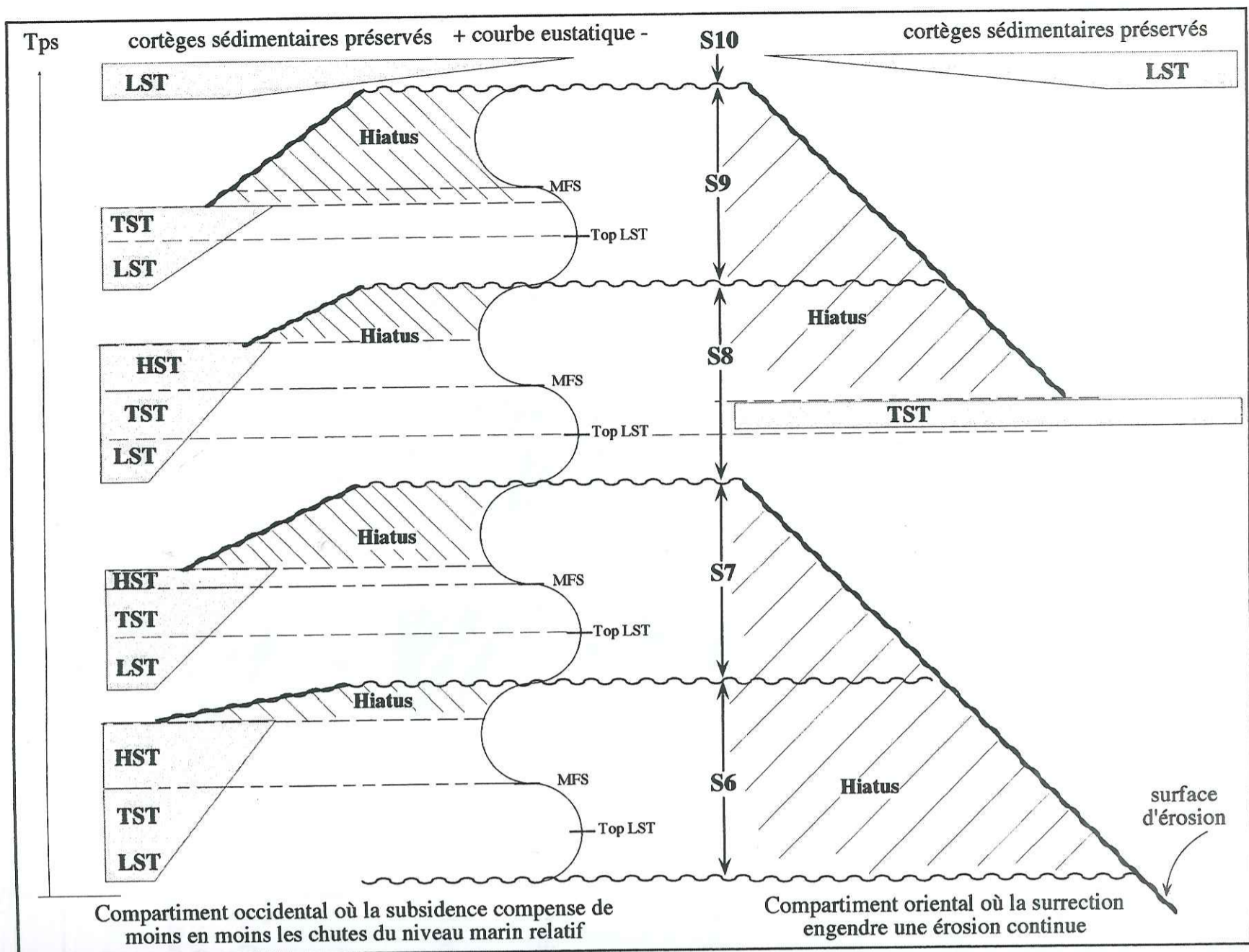


Fig.3.66-Modalités d'enregistrement des cortèges sédimentaires des séquences S6 à S10 selon le compartiment subsident ou en surrection du secteur de Clumanc, en relation avec des fluctuations eustatiques. Nous avons pris ici en compte des fluctuations symétriques et de même amplitude du niveau marin.

Conglomérats de Clumanc			Variations NMR régional		amplitude régionale MFS		courbe eustatique globale		amplitude globale MFS			
II	III	régional	+	-	+	-	+	-	+	-		
TB1	Ch1	S10	LST	k	28,5	Ru4/Ch1	Haq et al. (1987)					
		TST	j1									
	Ru3	S9	LST absent	j	29,0						?	
		HST	i2									
	mfs Ru3	S8	TST	i1	29,4	Ru3						
		LST	i									
	TA 4	Ru3a	S7	HST	h2							?
			TST	h1								
		LST	h	29,8		?						
		HST										
mfs Ru3a	S6	TST	g2									
	LST	g1	30,2	Ru3a								
			LST	g								

Fig.3.67-Proposition de corrélations du découpage séquentiel réalisé dans les Conglomérats de Clumanc avec les chartes chronostratigraphiques obtenues sur les marges passives et les bassins intracratoniques. On constate que la série de Clumanc présente plus de séquences qui se situent dans les intervalles régressifs des séquences de IIIème ordre. Cet enregistrement plus précis, résulte vraisemblablement de la superposition du caractère proximal du système sédimentaire, sensibles aux fluctuations eustatiques de faibles amplitudes ; et du caractère subsident du secteur occidental favorisant la préservation des séquences de dépôts.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

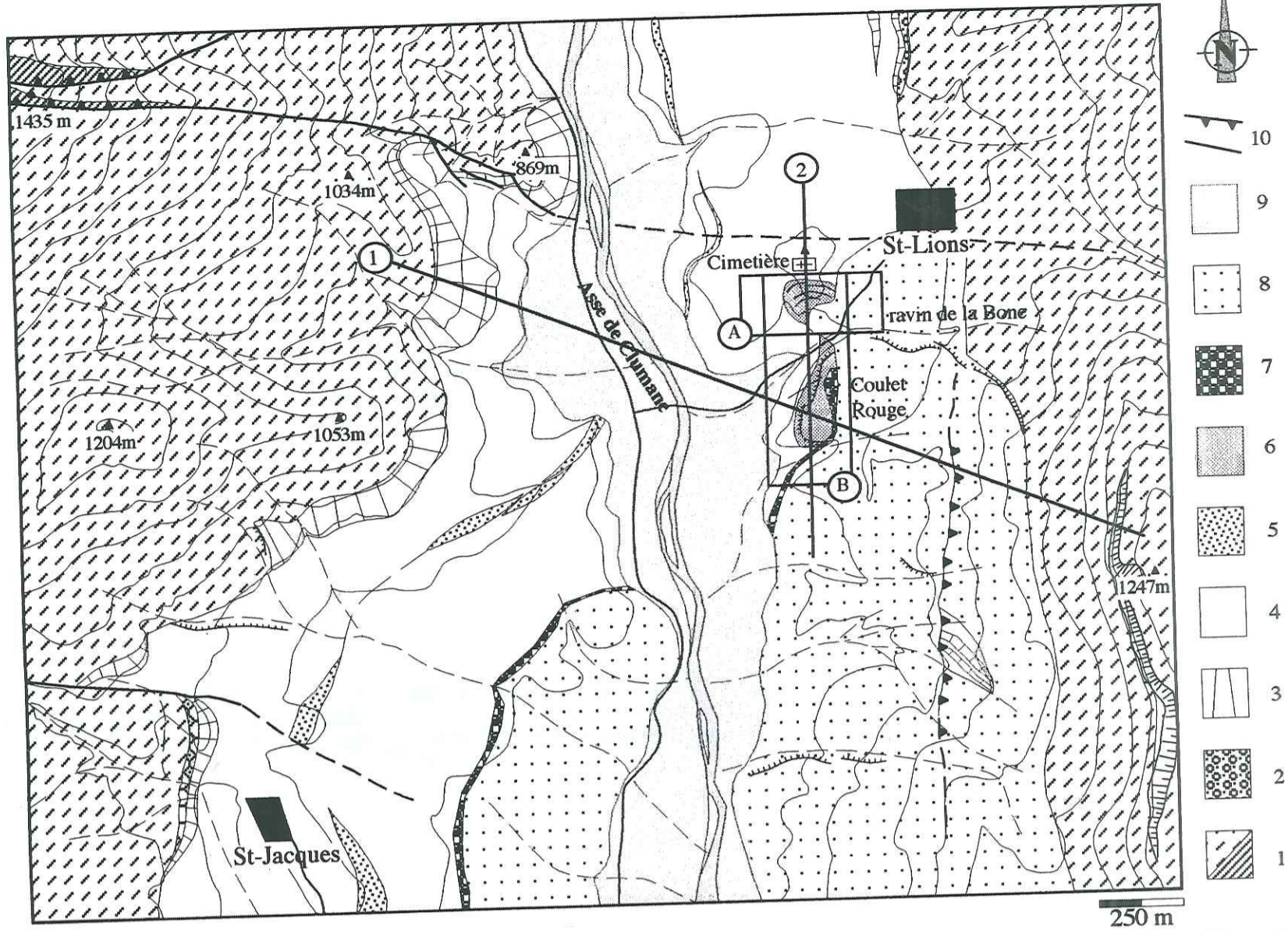


Fig.3.68-Carte du secteur de St-Lions. 1- Substratum mésozoïque ; 2- Conglomérats nummulitiques ; 3- Calcaires à Nummulites ; 4- Marnes Bleues ; 5- Grès de Ville ; 6- Conglomérats de St-Lions ; 7- Conglomérats à huîtres et polytiers, équivalents latéraux du biostrome de St-Lions ; 8- Série continentale ; 9- Alluvions récents de l'Asse ; 10- Accidents principaux.
 On remarque la dissymétrie du synclinal, comparable au secteur de Clumanc. Les dépôts paléogènes les plus récents sont localisés essentiellement sur le flanc oriental du synclinal affecté de chevauchement (Chevauchement du Coulet Rouge). Cependant ici on observe la présence d'accidents sub-équatoriaux développés à l'extrados du pli E-W de St-Martin qui se manifestent par le redressement des couches du Membre du Cimetière.

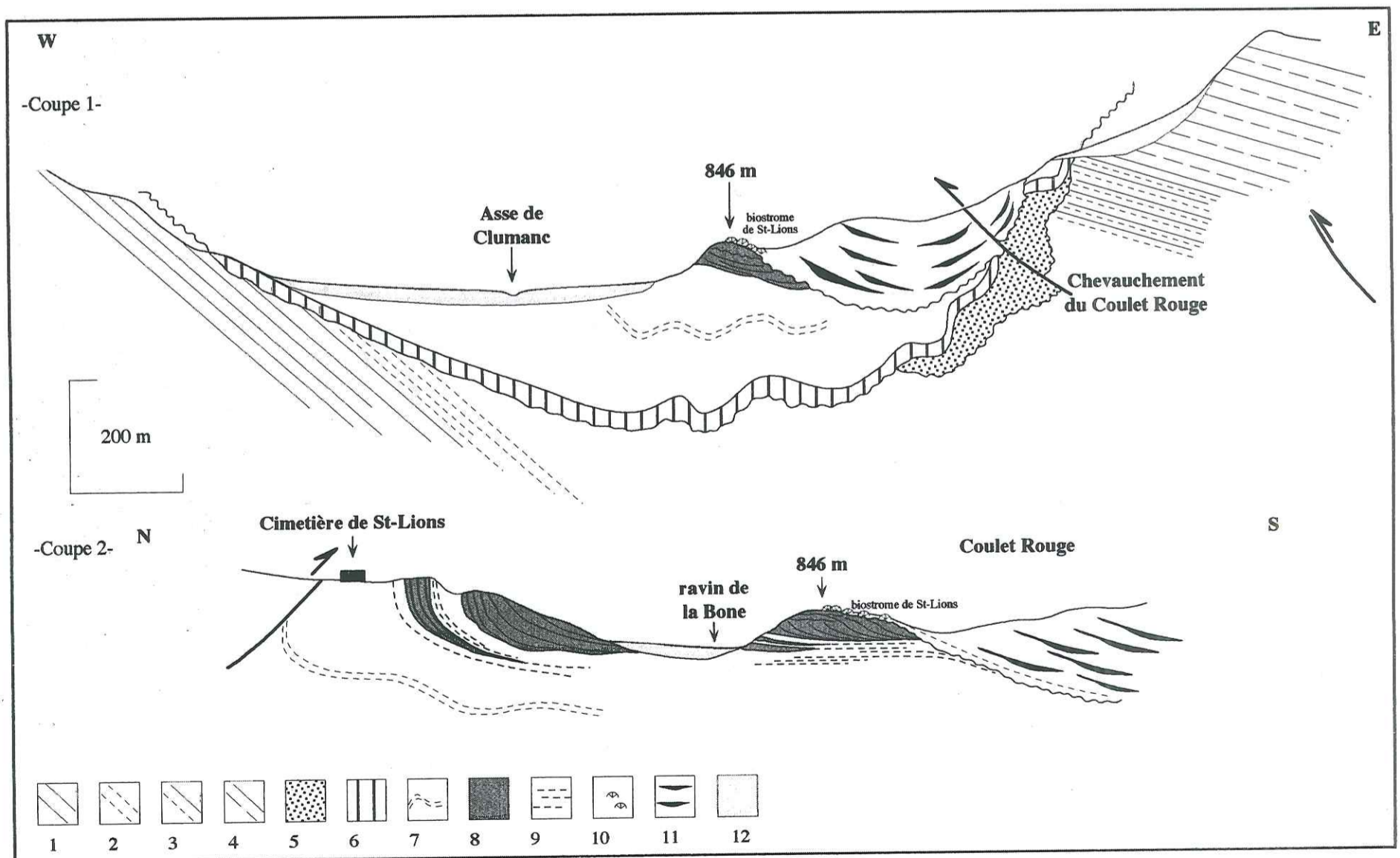


Fig.3.69a,b-Coupe équatoriale (a) et coupe subméridienne (b) dans le secteur de St-Lions. 1, calcaires barrémiens ; 2, marnes apto-albiennes ; 3, marnes cénomaniennes ; 4, calcaires turoniens ; 5, Conglo. infranumm. ; 6, Calcaires à nummulites ; 7, Grès de Ville ; 8, Conglomérats de St-Lions ; 9, marnes silteuses ; 10, Biostrome de St-Lions ; 11, Molasse Rouge ; 12, alluvions récentes et éboulis de pente. Les coupes 1 & 2 sont localisées sur la figure 3.68.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

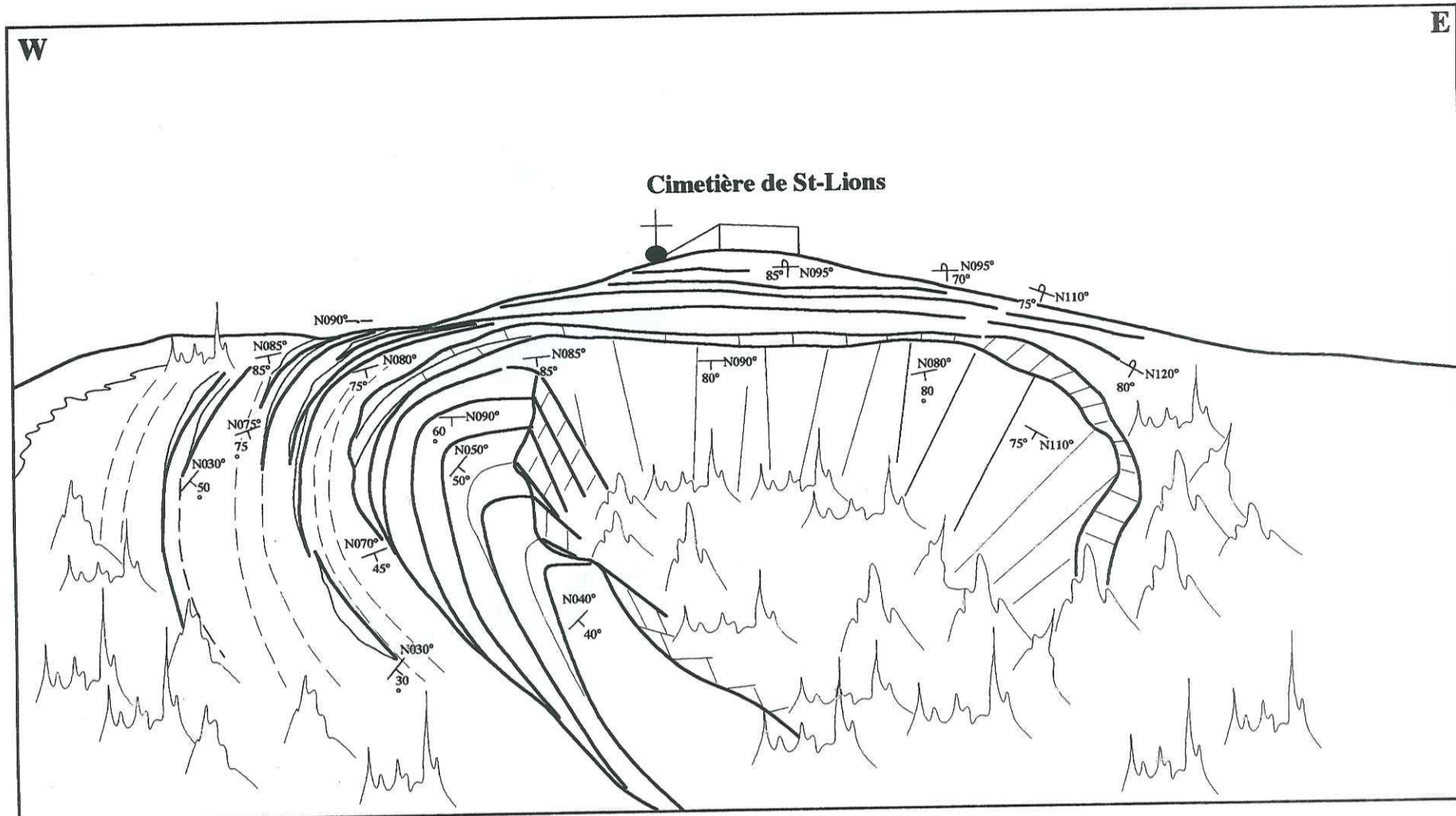


Fig.3.70-Panorama sud du secteur du Cimetière (Vue depuis le Coulet Rouge). On remarque que les conglomérats sont fortement redressés et plissés, soumis à un serrage bidirectionnel : un système de contraintes compressives E-W qui engendre le pli d'axe N-S, et une compression N-S qui verticalise et renverse les conglomérats du Cimetière en faisant plonger fortement l'axe du pli vers le Sud. (Ce panorama correspond au cadre A de la figure 3.68).

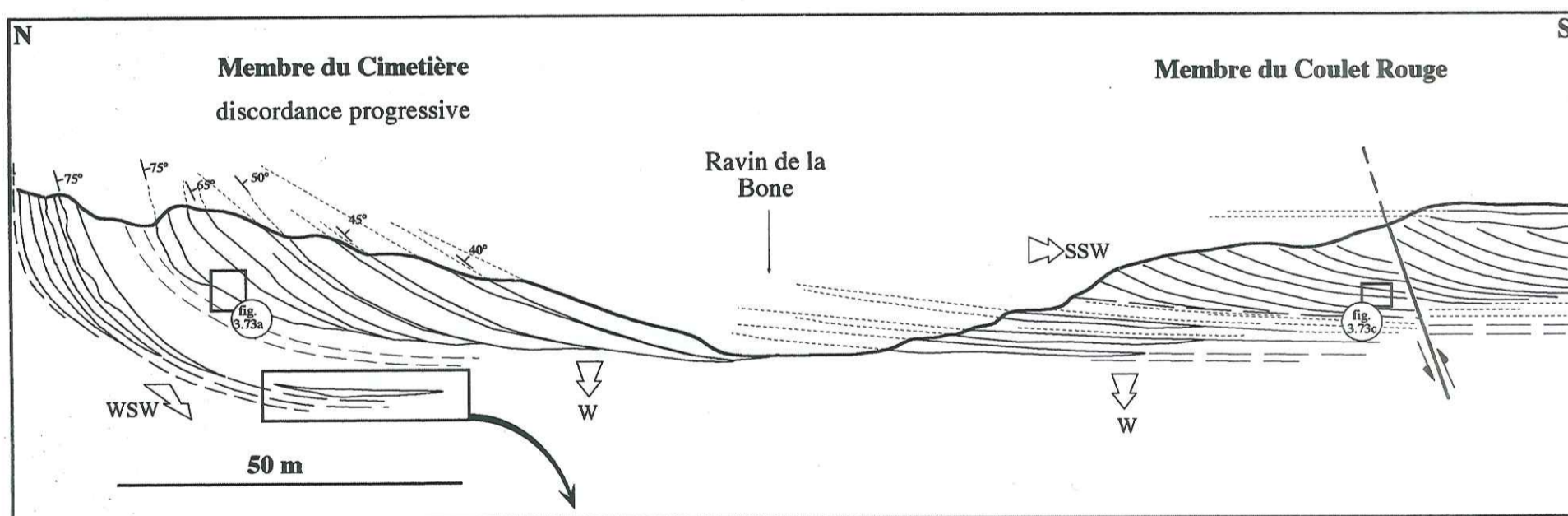
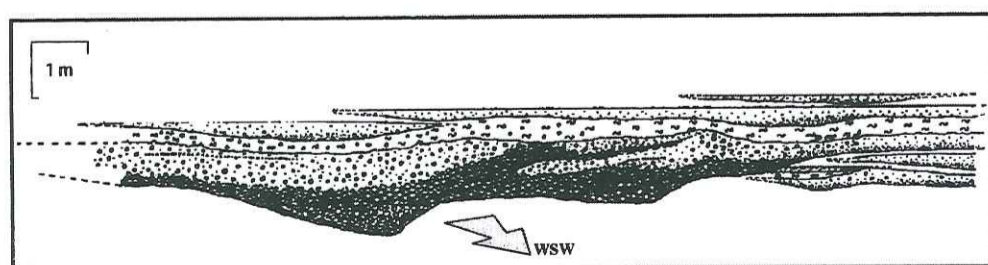


Fig.3.71-Migration des chenaux associée à une discordance progressive dans les conglomérats du membre du Cimetière. A l'accrétion latérale des conglomérats du Cimetière se superpose la flexuration synsédimentaire du secteur nord qui entraîne la verticalisation des couches. La déformation trouve son origine dans la réactivation de l'anticlinal de St-Martin et le développement d'accidents inverses à l'extrados de celui-ci (voir carte de St-Lions, fig.3.68). Ce transect N-S correspond à la figure 3.68 B.



Chenal situé à la base des marnes de prodelta du Membre du Cimetière. Le matériel de remplissage est granoclassé avec un faciès Cgn à la base et Gg à galets flottants au sommet. Au-dessus on observe la persistance de petites coulées gravitaires slumpées (Slm) et l'intercalation de chenaux de tailles plus réduites à faciès Gg. Cette évolution verticale indique une diminution progressive des apports détritiques dans le bassin.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

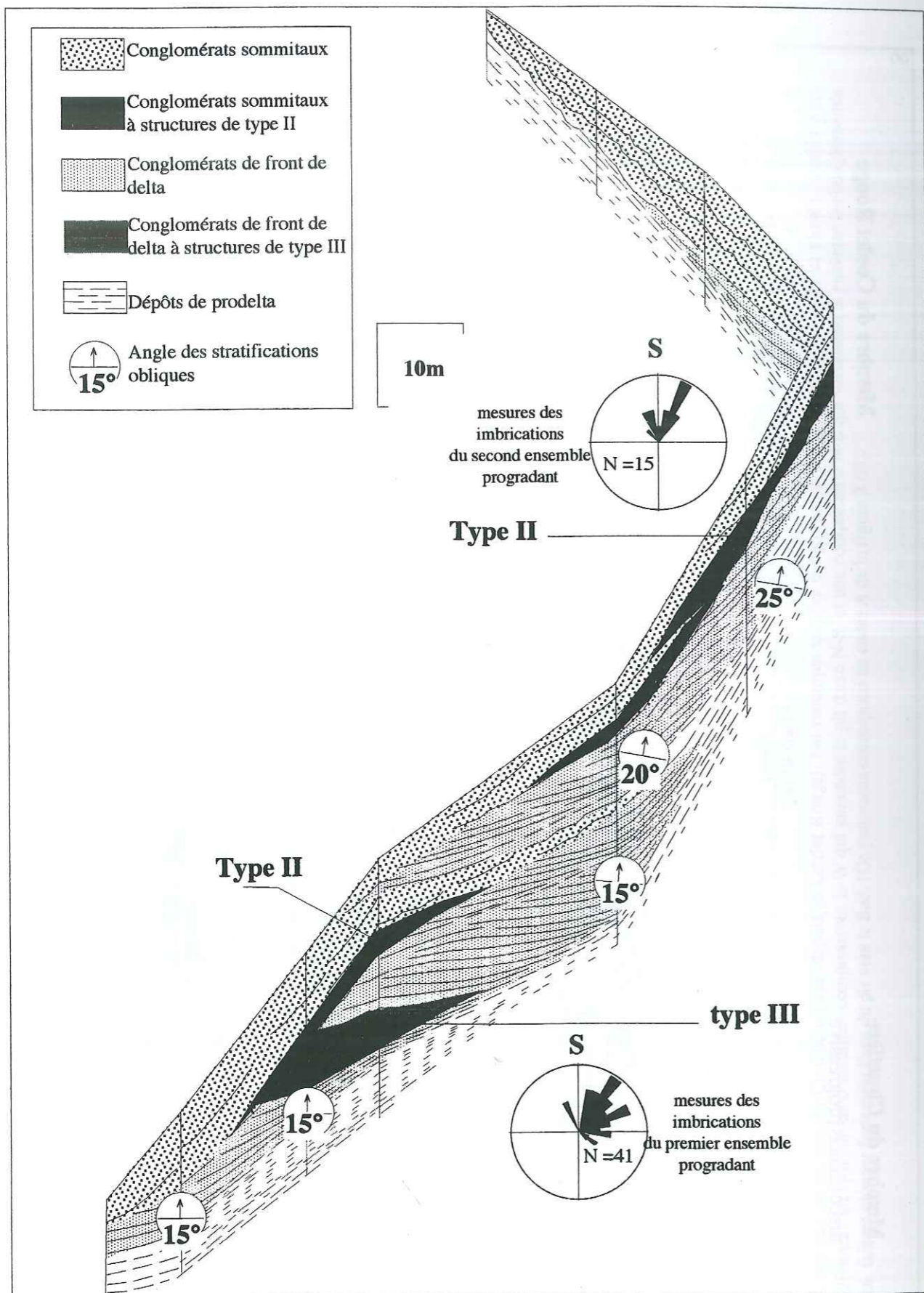


Fig.3.72-Architecture du Gilbert-Delta développé dans le membre du Coulet Rouge. La géométrie est de type sigmoïde-oblique soulignant un taux de sédimentation plus élevé que le taux d'espace disponible créé. Ils présentent deux ensembles progradants vers le Sud (rosaces des mesures d'imbrications). Sur ce transect nous avons placé la position spatiale des imbrications singulières observées (type II et III), les imbrications de type I ont seulement été observées dans la charnière du pli développé dans les conglomérats du Membre du Cimetière (voir figure 3.71).

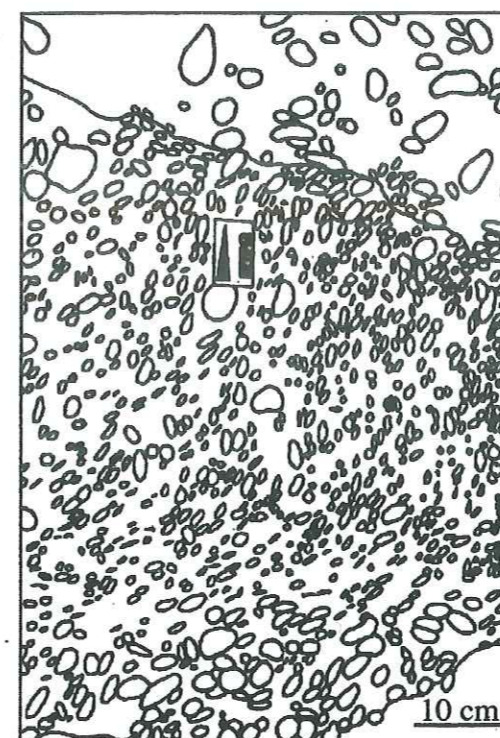


Fig.3.73a- Imbrications de type I observées à la charnière du pli développé dans les conglomérats du Membre du Cimetière. Cet agencement évoque la géométrie des fentes en échelons lors d'un cisaillement banc à banc. Localisation sur la figure 3.71.

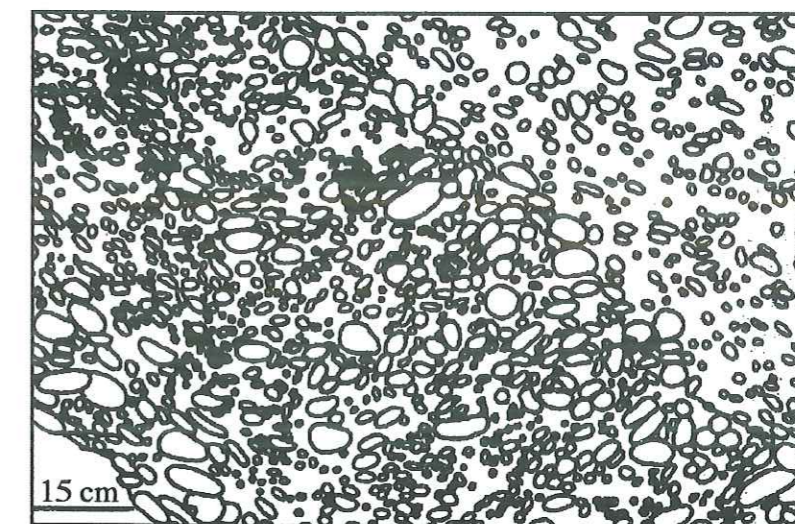


Fig.3.73b -Imbrications de type II observées dans le même banc que les imbrications de type I mais plus loin de la charnière.

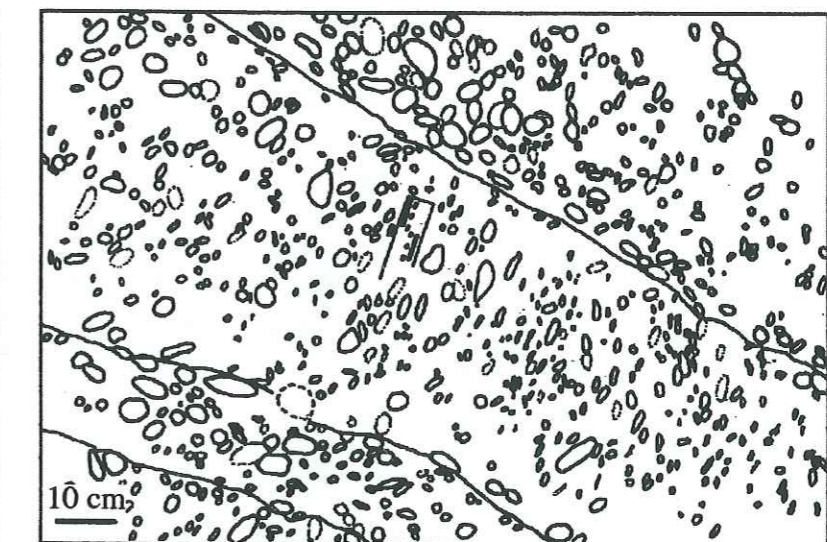
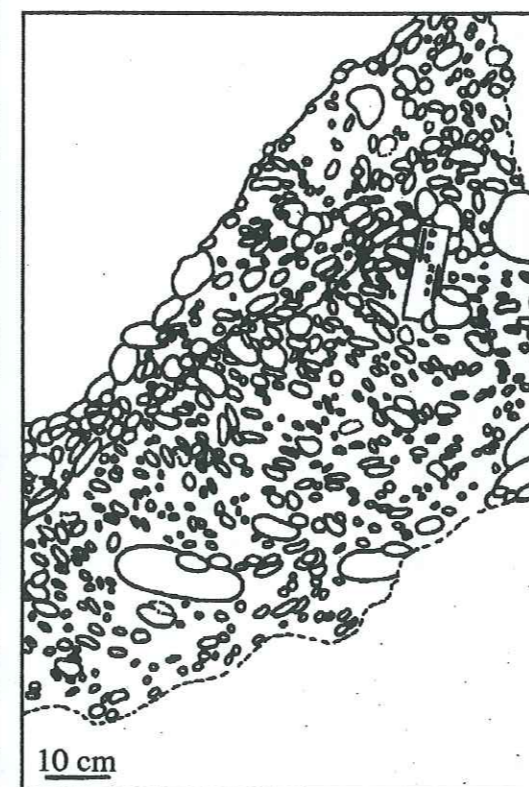


Fig.3.73c-Imbrications de type III observées dans les foresets du premier ensemble conglomératique du Membre du Coulet Rouge. Localisation sur la figure 3.72. et 3.71.

Fig.3.73b-Imbrications type II observées dans les topsets du second ensemble conglomératique du Membre du Coulet Rouge. Localisation sur la figure 3.72.

Fig.3.73abc-Les imbrications singulières observées dans les horizons conglomératiques des Conglomérats de St-Lions.

Code faciès	Faciès	Phot.	occurrence	Structures sédimentaires	Interprétation	Environnement				Auteurs
						Prodelta	front deltaïque	delta	plaine d'inondation	
Cghm	éléments tétraédriques flottants dans une matrice hétérogène marne-gréseuse	SI 1	Membre du Cimetière	base érosive granoclassement normal et imbrication frustrée passage vertical aux faciès Cgm. Sm avec une matrice hétérogène dans les dépôts de front deltaïque	coulé de débris plastique de haute densité, visqueux, correspond au faciès Gmm de Miall, 1996, coulé hyperconcentré HCF, Ft-2 de Mutti, 1992, 1996, avalanches selon Nemeç, 1990	r	ab			Lowe, 1982; Miall, 1978, 1996; Postma, 1990; Mutti et al., 1996; Nemeç, 1990
Cgg	conglomérats à galets jointifs et matrice gréseuse	SI 2	Membre du Cimetière, Membre du Coulet Rouge	base érosive absence de granoclassement imbrication frustrée	coulée en masse hyperconcentrée		ab			Lowe, 1982; Miall, 1996; Mutti et al., 1996
Cgn	conglomérats à galets jointifs et matrice gréseuse	SI 3	Membre du Cimetière, Membre du Coulet Rouge	base érosive granoclassement normal imbrication frustrée Organisation en grandes stratifications obliques	courant de turbidité de haute densité (faciès 7 de Lowe, 1982) faciès 2 basai de Mutti et al., 1996		c	ab		Lowe, 1982; Miall, 1996; Mutti et al., 1996
Cgi	conglomérats à galets jointifs et matrice gréseuse		Membre du Cimetière, Membre du Coulet Rouge	base érosive granoclassement inverse+ imbrication imbrication frustrée Organisation en grandes stratifications obliques	coulé de débris pseudoplastique avalanche (debris falls selon Nemeç, 1990) faciès 2 de Mutti et al., 1996		ab			Miall, 1996; Nemeç, 1990
CgGr (=)	alternance de conglomérats jointifs et de graviers ou de grès grossier	SI 4	Membre du Cimetière, Membre du Coulet Rouge, (=) Membre des sables verts à conglomérats	litage horizontal imbrication frustrée grès à stratifications obliques galets aplatis (=)	dune hydraulique longitudinale faciès sommital 2 de Mutti et al., 1996 faciès de plage (=) de Massart & Parea, 1988		ab			Mutti et al., 1996 =) Massart & Parea, 1988
Gg	Grès grossier massif à clastes flottants	SI 5	Membre du Cimetière	base érosive granoclassement normal échappement hydroplastique litage plan des horizons de clastes (graviers et conglomérats) structures entrecroisées au sommet	terme distal des coulées en masse (Postma, 1984) courant de turbidité de haute densité (faciès 8 de Lowe, 1982; faciès SI, Sm de Miall, 1996; faciès 3 de Mutti et al., 1996)	c	c	ab		Postma, 1984 Mutti et al., 1996
Ggt (^)	Grès fin à grossier parfois à clastes marmoux à la base		Membre du Cimetière base du Membre du Coulet Rouge	lit horizontal de type /fazer rides asymétriques courant unidirectionnel convolutions de type /fazer, échappements hydroplastiques fréquents	courant de turbidité (Bouma, 1962); faciès 10 de Lowe, 1982; faciès F8 de Mutti, 1994; faciès 4-5 de Mutti et al., 1996	c	c	c		Bouma, 1962 Lowe, 1982 Mutti, 1994 Mutti et al., 1996
Ggrc	Grès fin à moyen à rides de houle		Membre du Cimetière	lit horizontal de type /fazer rides symétriques débris ligniteux	dépôts de prodelta sous influences tidales dépôts de débordement ou de plaine d'épandage	c	c	c	r	
Ggrh	Grès fin à moyen à rides de houle		Membre du Cimetière	Marnes à niveaux grés-siltieux centimétriques bioturbés Marnes siltieuses sans structures	dépôts sous influences de houle	ab				
Sm Ms1	marnes argileuses ligniteuses Marnes siltieuses		Membre du Cimetière		variations périodiques de courants hyperconcentrés (sable) et de cannes hydrodynamiques (argile) au niveau du prodelta. faciès de débordement de chenaux (de prodelta)					Rhine & Smith, 1988, p. 158-169 Suryik, 1984

Tab.3.4- Les différents faciès rencontrés dans les Conglomérats de Saint-Lions. Ils présentent une forte analogie avec les faciès observés à Clumanc, ce qui souligne des processus hydrodynamiques similaires.

Formation	figures directionnelles et orientées	imbrications	Stratifications obliques	Conglomérats de St-Lions	
				Membre du Cimetière	Membre du Coulet Rouge
Molasse Rouge		N=30 			
Biostrome de St-Lions		N=7 			
Membre des sables verts à conglomérats		N=11 	N=3 		
Membre du Coulet Rouge		seconde unité d'obliques	N=15 	N=7 	
		Première unité d'obliques	N=41 	N=7 	
Membre du Cimetière		Membre supérieur	N=70 		
		Membre inférieur	N=12 	N=10 	

Tab.3.5- Diagramme des mesures de courants dans les unités constituant les Conglomérats de St-Lions. On observe deux ensembles distincts : le Membre du Cimetière à polarité équatoriale (E->W) et le Membre du Coulet Rouge à polarité subméridienne (N->S).

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

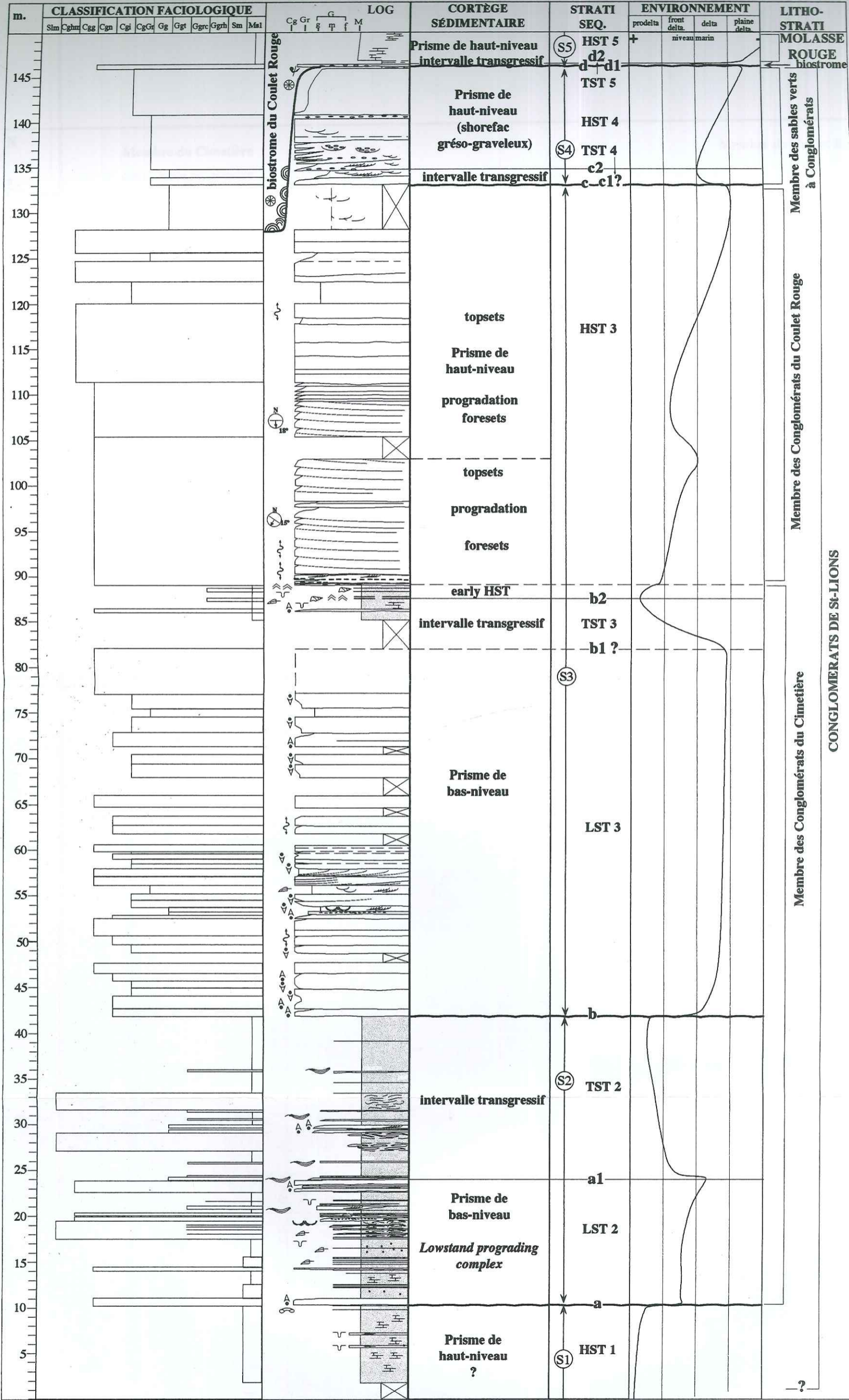


Fig.3.74-Coupe composite des Conglomérats de St-Lions. Variations verticales de faciès, fluctuations de l'espace disponible. Plusieurs surfaces de discontinuité permettent de découper la série de St-Lions en 5 séquences de dépôts.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

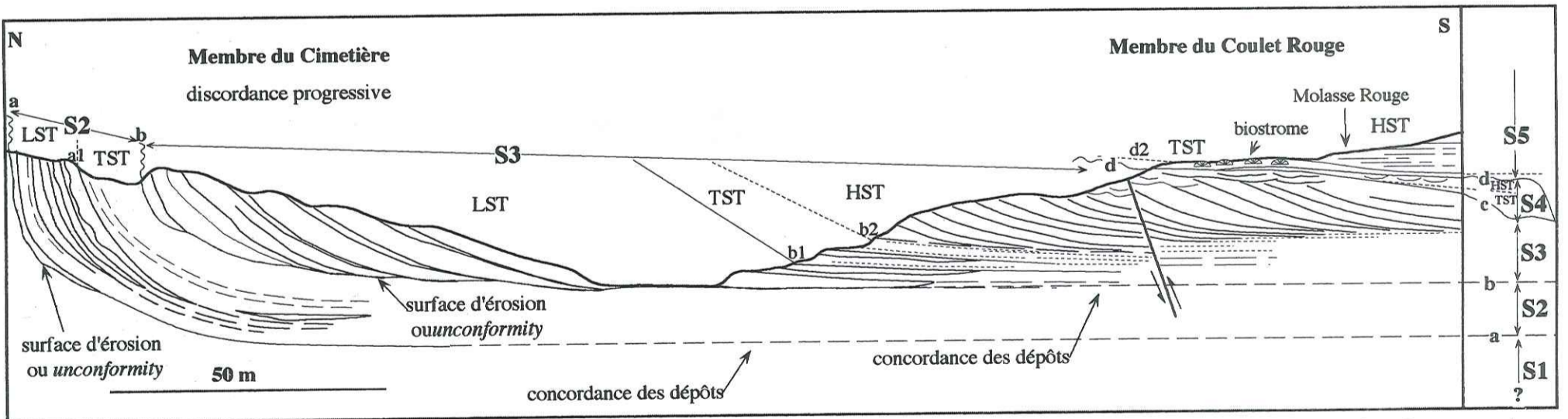


Fig.3.75-Transect N-S, du Cimetière de St-Lions au Coulet Rouge, et positions des séquences de dépôts et des surfaces caractéristiques (limite de séquence, surface de transgression et surface d'inondation maximum). Les numérotations font appel à celles de la figure 3.74. L'agencement des dépôts caractérisent une régression forcée avec un déplacement des LST successifs vers le bassin et des faciès associés de plus en plus proximaux.

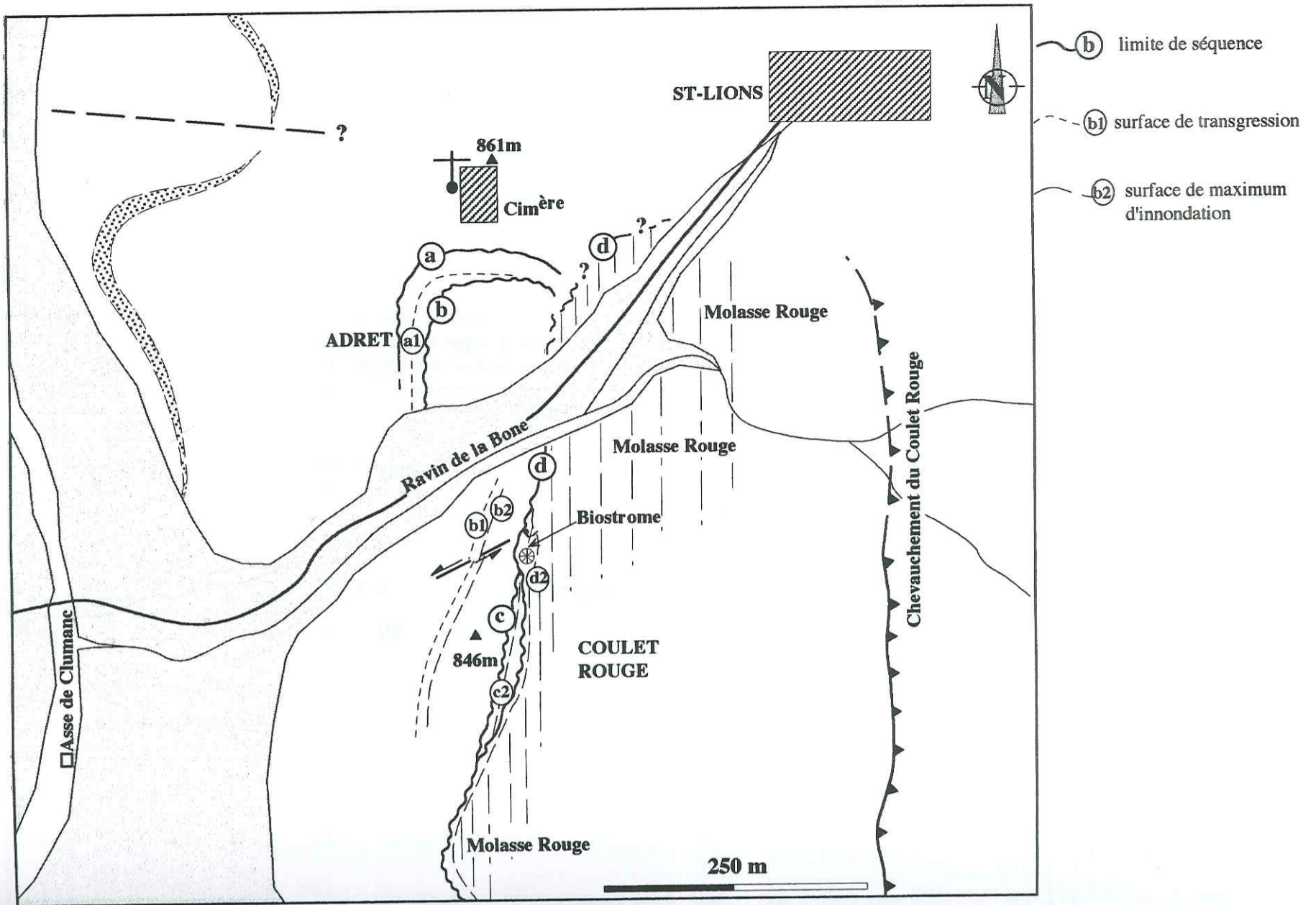


Fig.3.76-Carte des des surfaces caractéristiques des séquences de dépôts constituant les Conglomérats de St-Lions (limite de séquence, surface de transgression et surface d'inondation maximum). On remarque une migration vers le Sud des S1 à S4. La limite d (S4/S5) constitue une surface de discordance majeure qui vient éroder l'ensemble des sables verts à conglomérats au Nord du Coulet Rouge. Au Cimetièrre, la Molasse Rouge se développe directement sur cette surface et vient reposer en discordance sur les conglomérats du Cimetièrre.

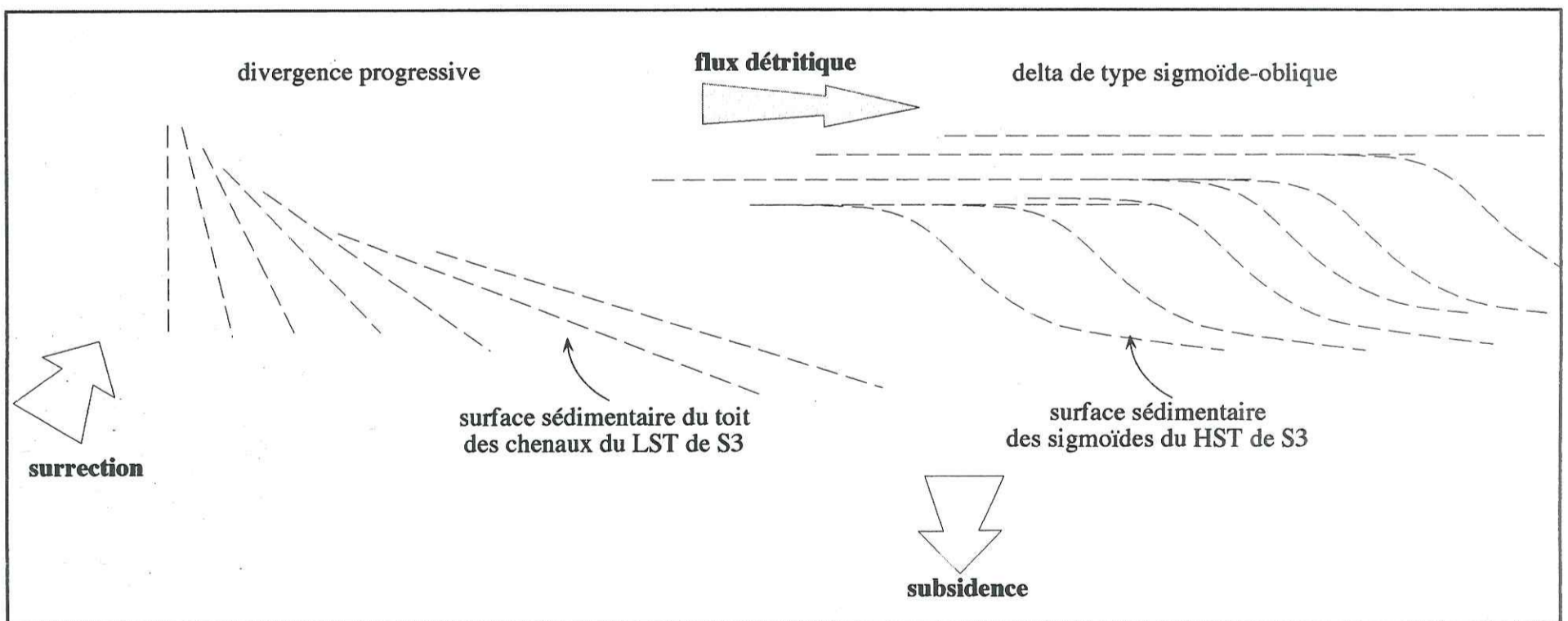


Fig.3.77-Représentation schématique des géométries caractéristiques développées dans les Conglomérats de St-Lions. Elles résultent de l'interaction entre la dynamique sédimentaire (contrainte par les variations eustatiques) et la déformation plicative développée dans le secteur du Cimetièrre de St-Lions

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

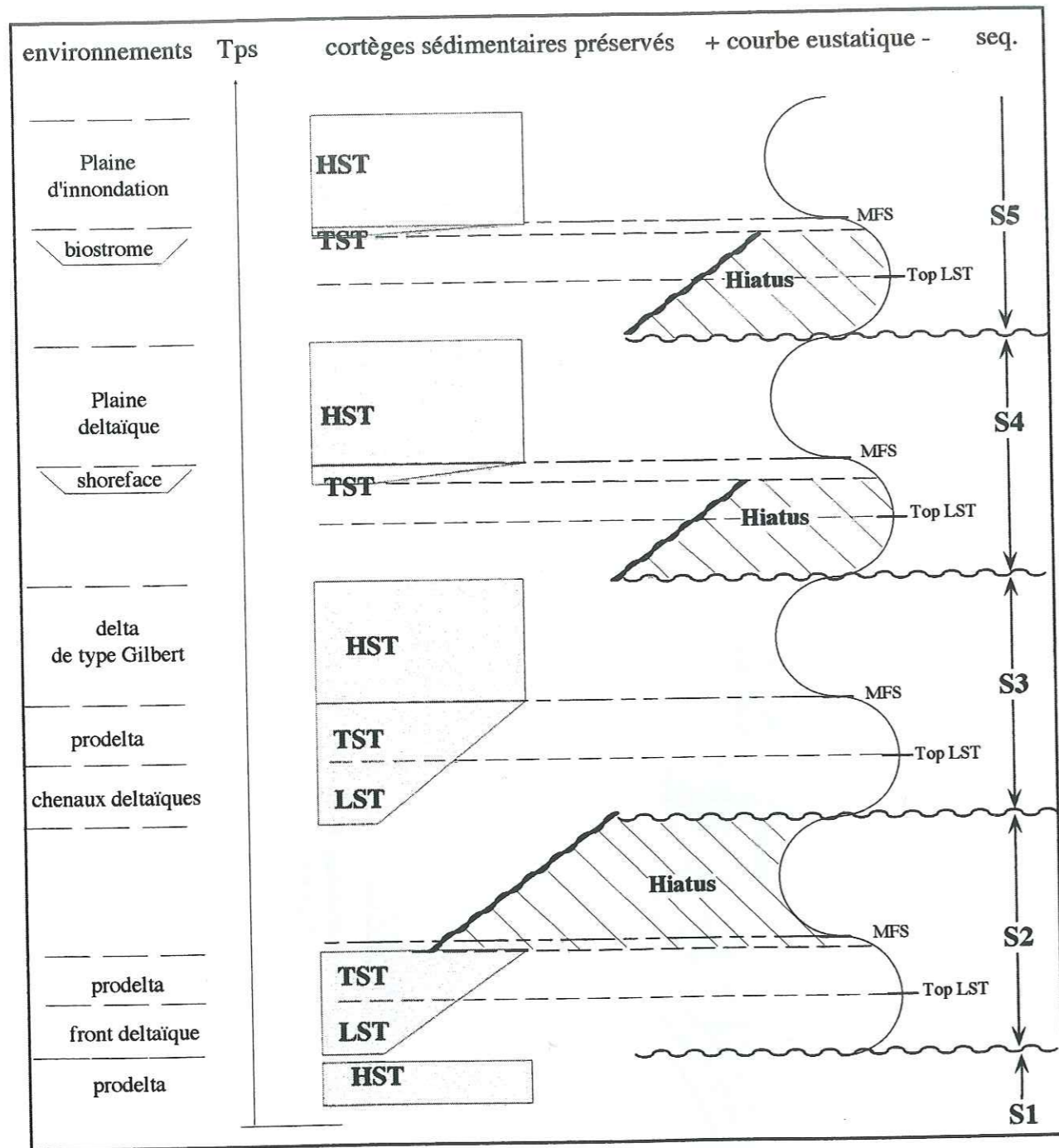


fig.3.78-Diagramme schématique représentant les cortèges sédimentaires préservés et les environnements associés dans le secteur de St-Lions.

Il souligne le caractère de régression forcée développée à l'échelle de la formation avec des LSTs de plus en plus proximaux et se déplaçant vers le bassin.

Ce diagramme est établi en considérant des variations eustatiques symétriques et périodiques. Cependant comme nous l'avons établi pour les Conglomérats de Clumanc, les fluctuations eustatiques présentent des amplitudes différentes de celles données par les chartes globales.

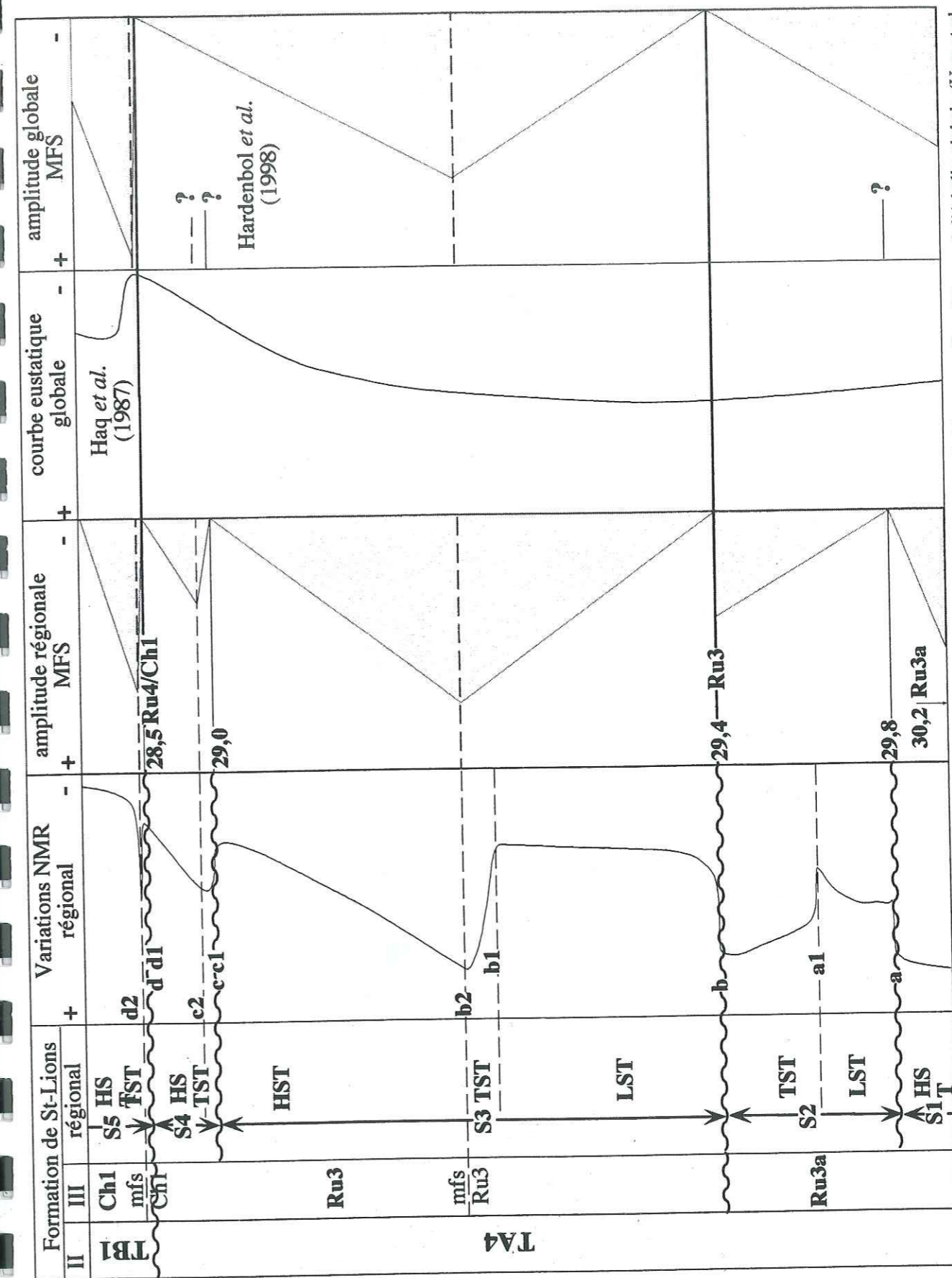


Fig.3.79-Diagramme de corrélations entre les séquences de dépôts définies dans les Conglomérats de St-Lions et celles obtenues à l'échelle globale (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998). On retrouve le même schéma que dans le secteur de Clumanc avec plus de séquences identifiées que dans les chartes chronostratigraphiques. Ceci résulte du caractère proximal du dispositif sédimentaire, sensible aux fluctuations eustatiques de faible amplitude et de la subsidence pluviale favorable à la préservation des séquences de dépôts.

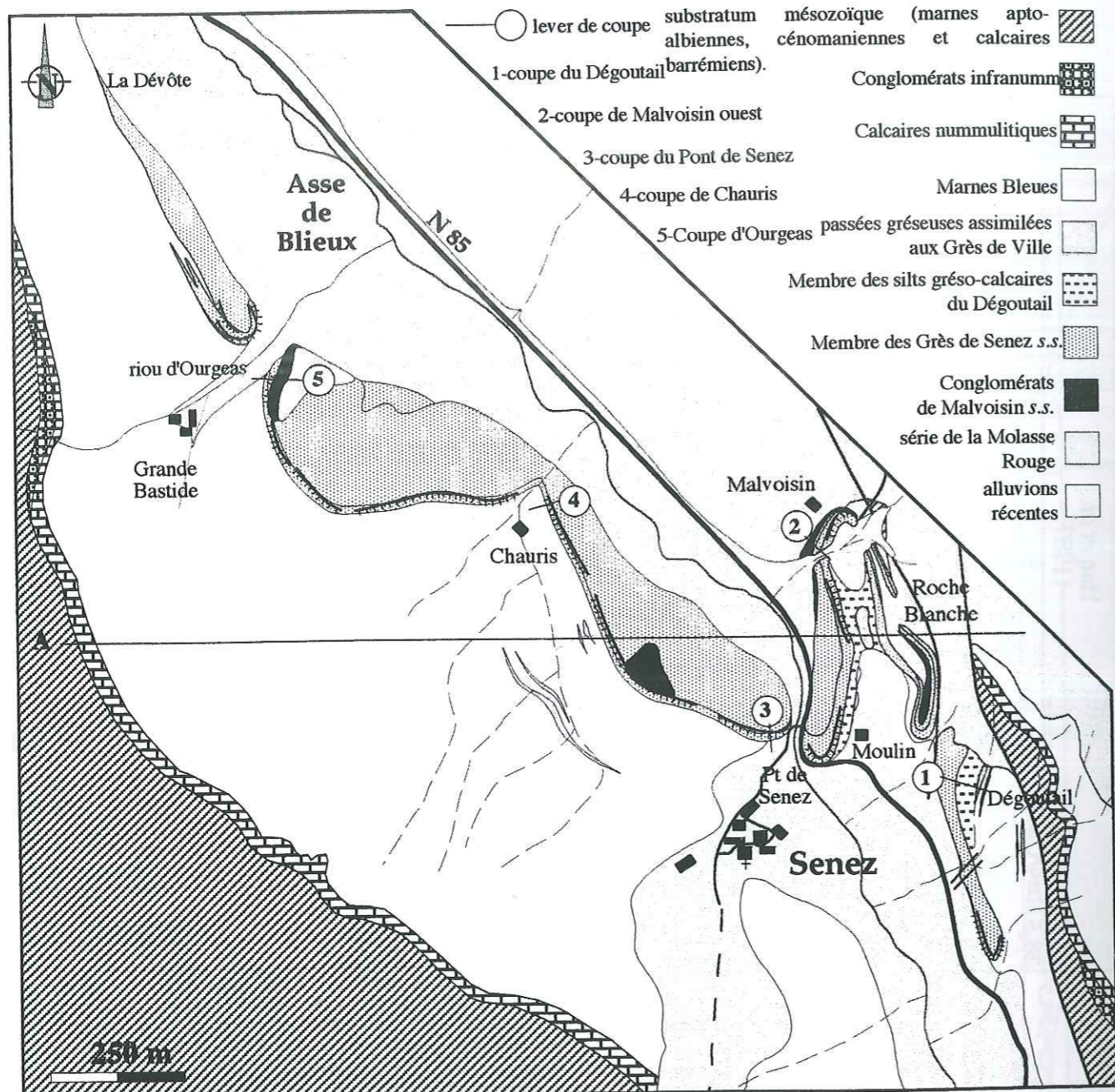


Fig.3.80-Carte géologique du secteur de Senez.

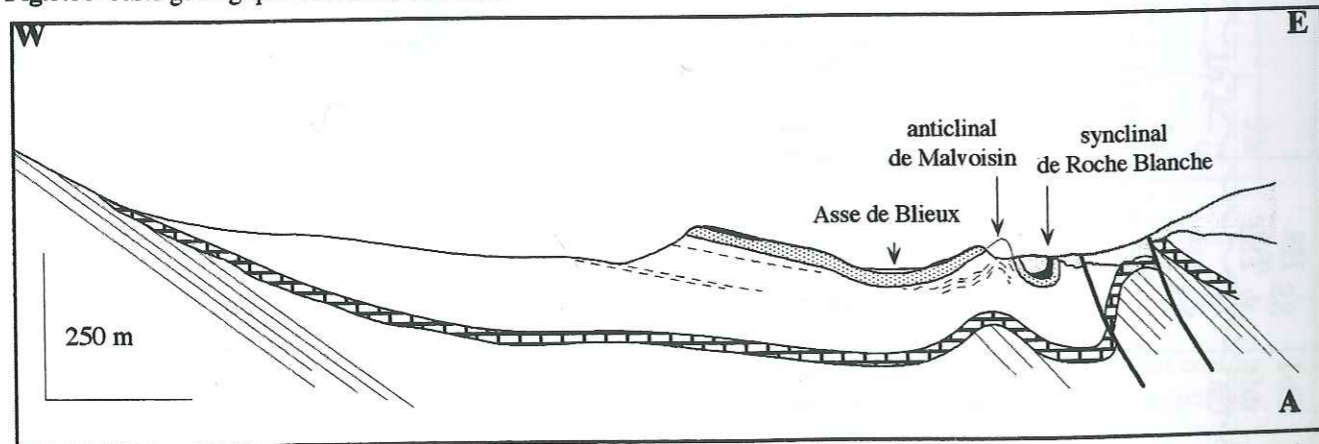


Fig.3.81-Coupe équatoriale à travers le synclinal. Comme dans le reste du synclinal, le flanc oriental est très déformé et présente des plis et des failles transpressives dextres. La coupe A est localisée sur la figure 3.80. On retrouve la même dissymétrie que dans les secteurs de Clumanc et St-Lions.

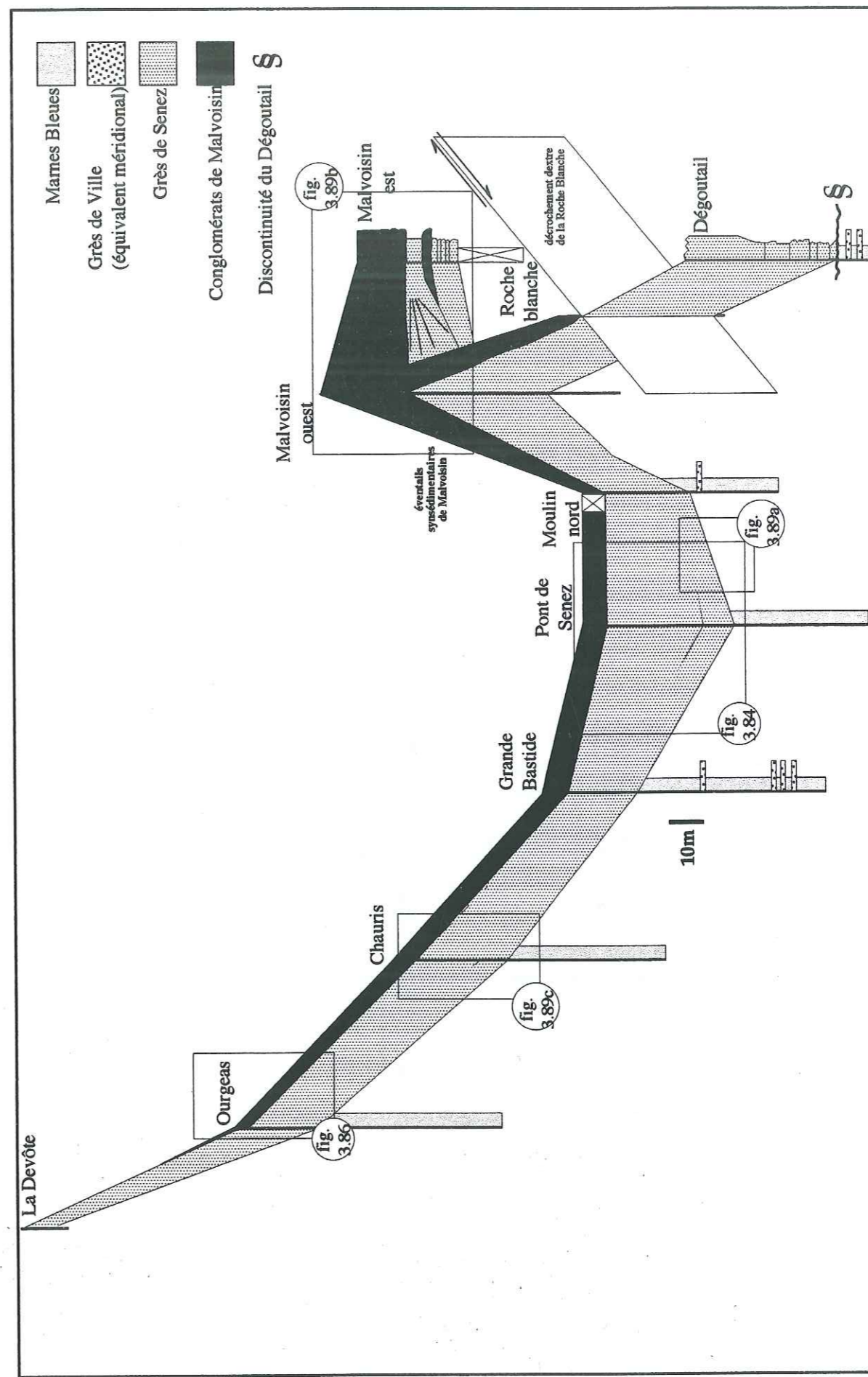


Fig.3.82-Développement des Grès de Senez et des Conglomérats de Malvoisin, du Dégoutail à la Devôte. On note que le dépôt-centre des Grès de Senez est situé le long d'un axe de Senez-Malvoisin, alors que les Grès s'amincissent notablement vers le NW en direction de la Devôte et sur le rebord oriental de la structure à l'Est de Malvoisin. Ceci est conforté par la géométrie en éventail ouvert vers l'Ouest développé dans les Grès du flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin (Graciansky *et al.*, 1982). Le dépôt-centre développé dans les Conglomérats de Malvoisin est situé plus à l'Est, sur le flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin.

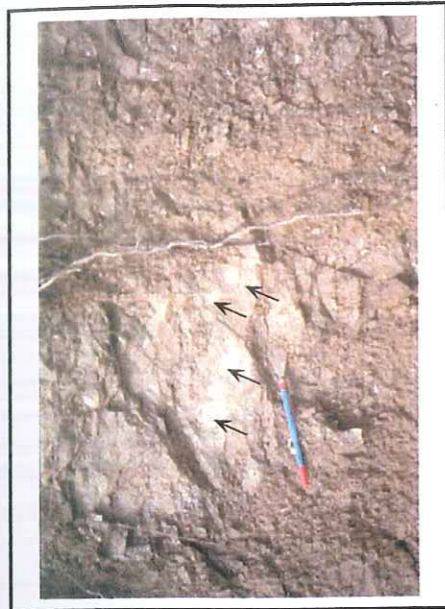
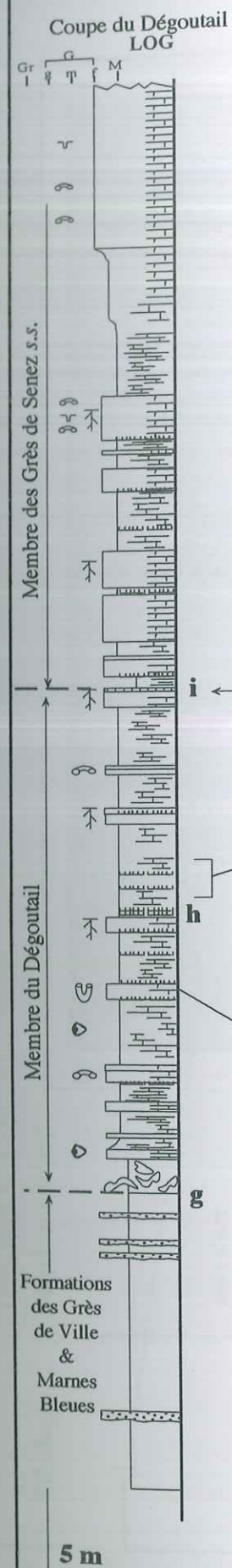


Fig.3.83d-auréoles de décoloration (flèches) interprétées comme des fantômes de réseaux racinaires.



Fig.3.83c-alternances de bancs calcaréo-gréseux (en clair) et d'horizons silteux rouges soulignant des épisodes d'émersions. marteau=28,5 cm.



Fig.3.83b-banc calcaréo-gréseux du Membre du Dégoutail à terriers (flèches) et racines (étoiles). loupe=3,5 cm.



Fig.3.83e-manchons calcaires décimétriques dans l'horizon rouge noté h qui caractérise une période d'émersion et de pédogénèse. marteau=28,5 cm.



Fig.3.83a-Panorama du Dégoutail vue vers le Sud-Ouest. Dans le fond du ravin, on observe les termes ultimes de la série des Sauzeries (ici des Marnes Bleues intercalées d'horizons gréseux) ; au-dessus de la surface de discontinuité g les faciès caractéristiques du Dégoutail ; puis la barre des Grès de Senez.

Fig.3.83-Faciès caractéristiques d'un système laguno-estuarien, principalement développé dans le Membre du Dégoutail. Le lever de la coupe du Dégoutail est figuré sur la figure 3.80. Les numérotations font appel à celles de la figure 3.88.

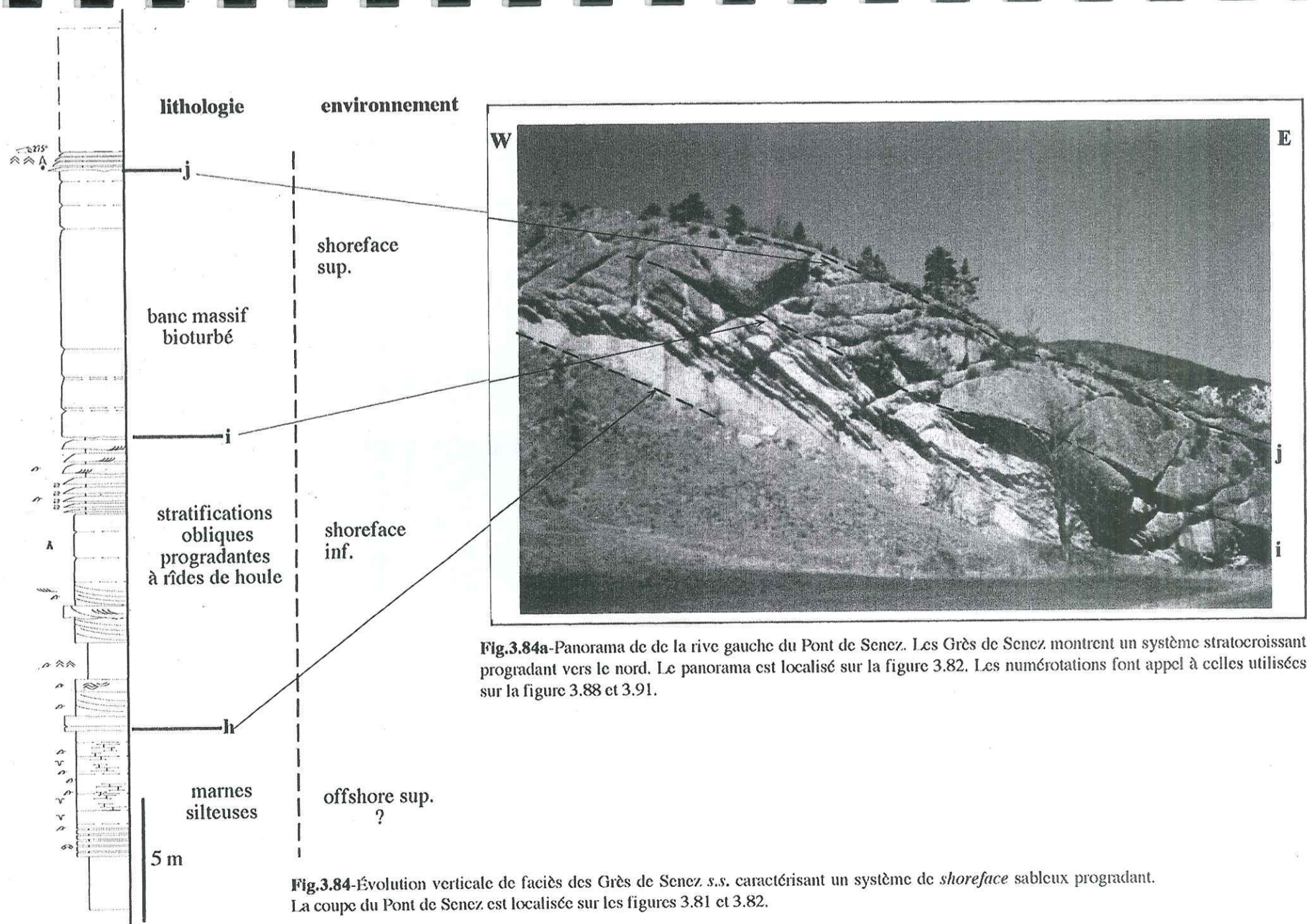


Fig.3.84a-Panorama de de la rive gauche du Pont de Senz. Les Grès de Senz montrent un système stratocroissant progradant vers le nord. Le panorama est localisé sur la figure 3.82. Les numérotations font appel à celles utilisées sur la figure 3.88 et 3.91.

Fig.3.84-Évolution verticale de faciès des Grès de Senz s.s. caractérisant un système de *shoreface* sableux progradant. La coupe du Pont de Senz est localisée sur les figures 3.81 et 3.82.

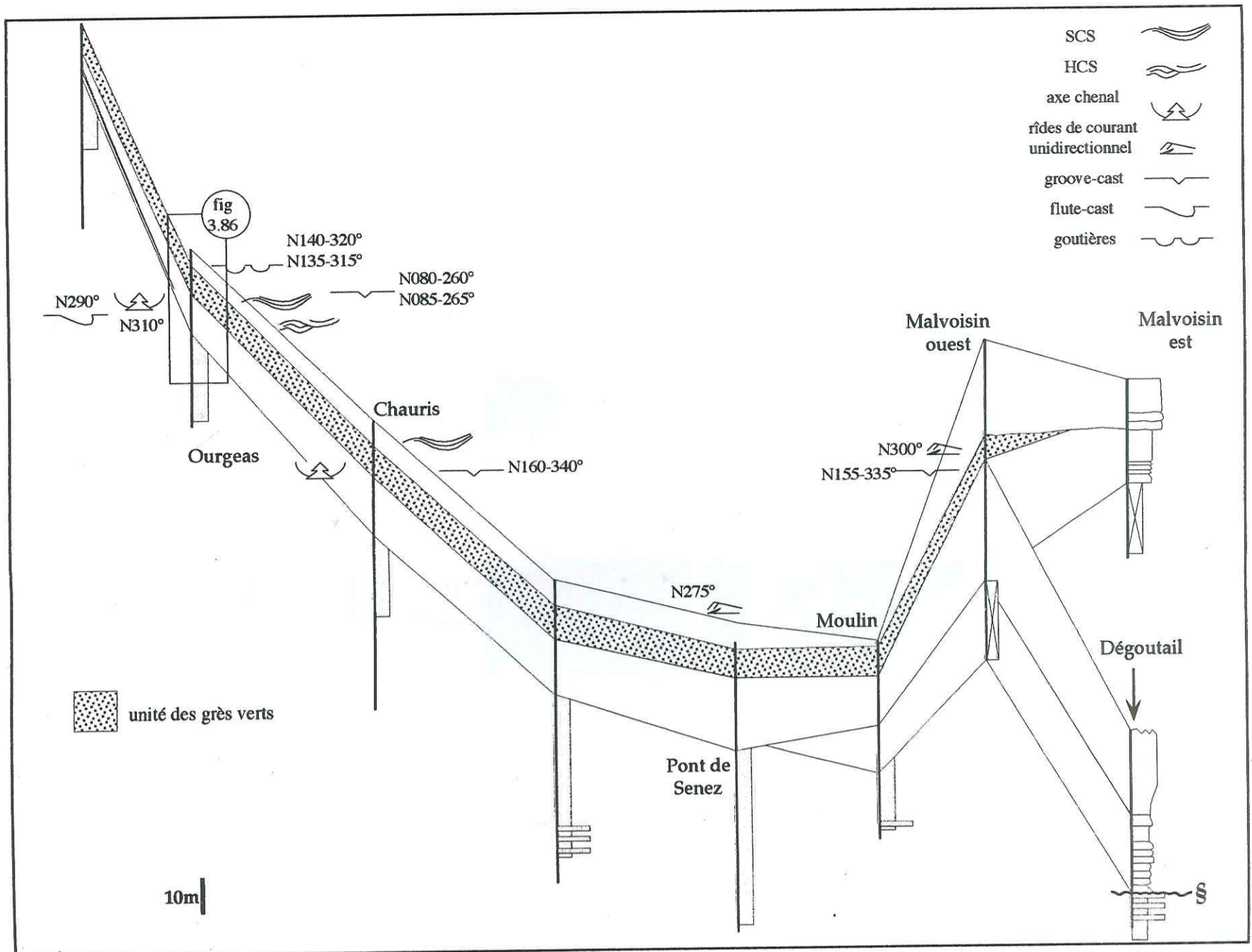
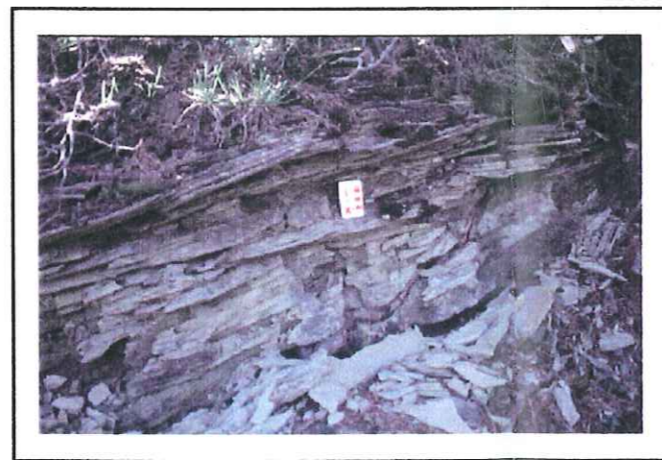
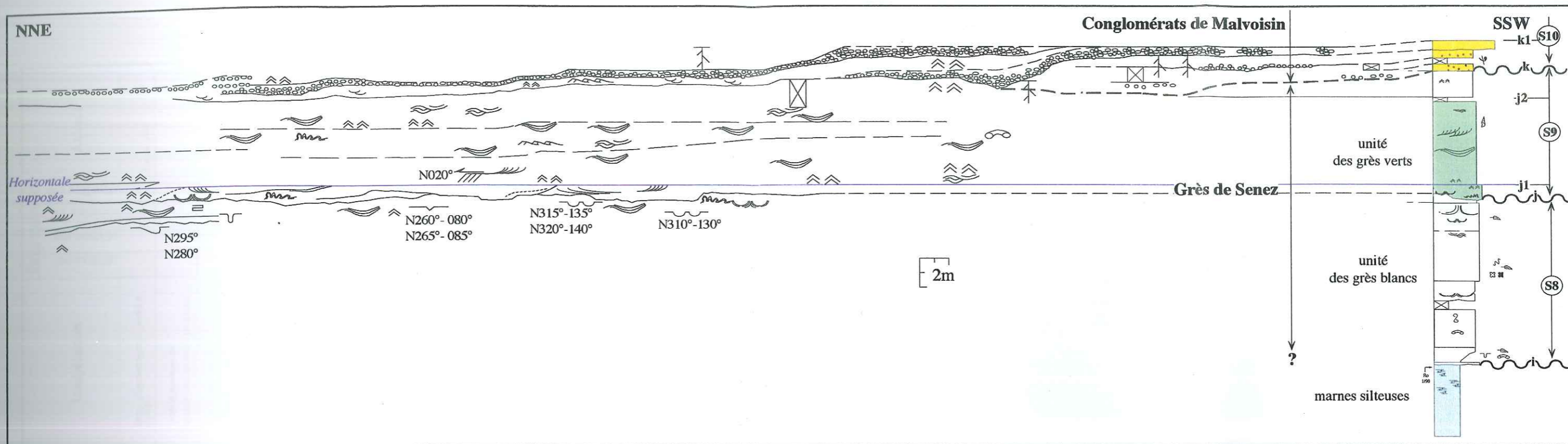
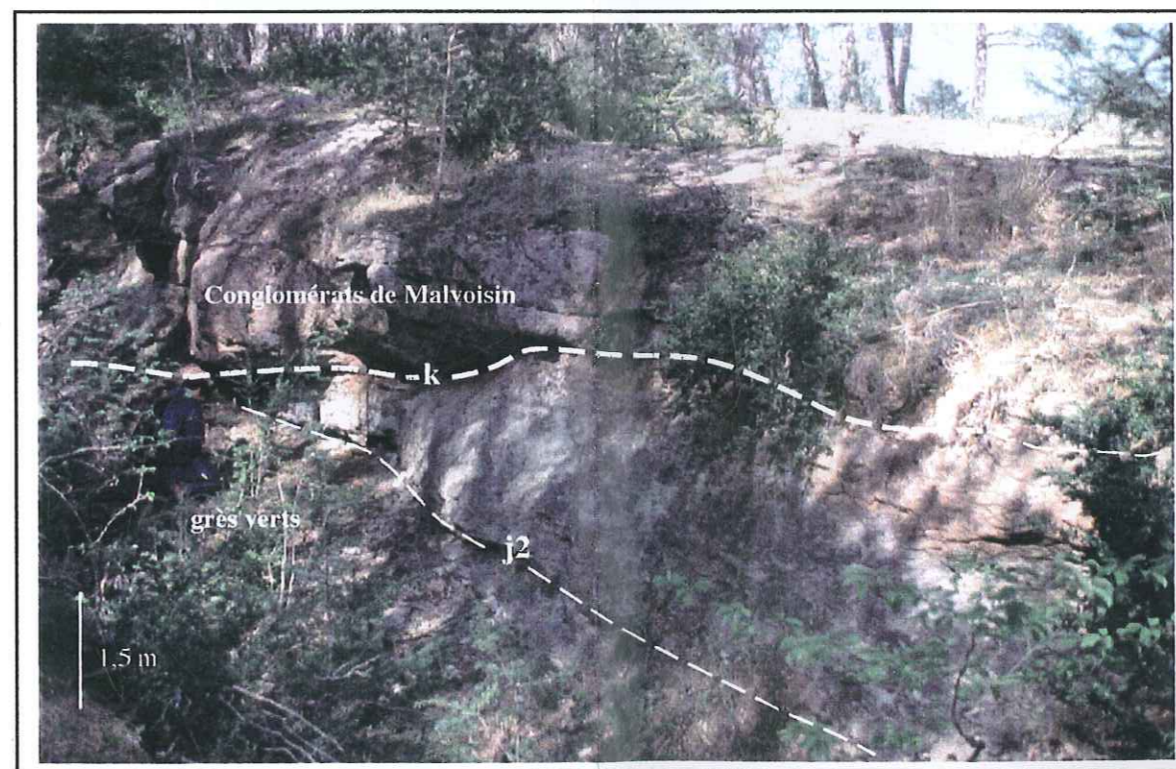


Fig.3.85-Développement spatial des grès verts constituant le terme supérieur des grès de Senes s.s. Cartographie des structures et figures sédimentaires.



Structures HCS emboîtées et amalgamées dans les grès verts observés au Riou d'Ourgeas. marteau=28,5 cm; étiquette = 10 cm.

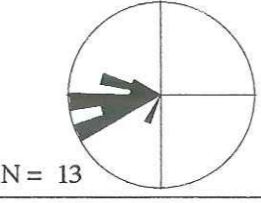
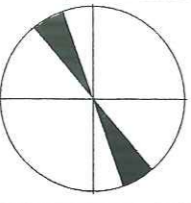
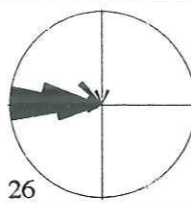
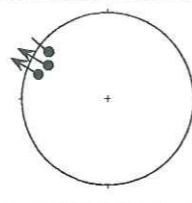
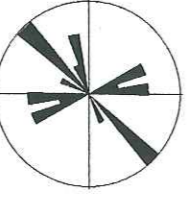
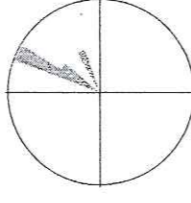
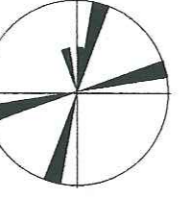
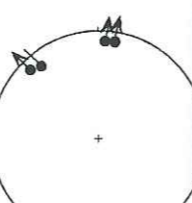


Contact érosif entre le sommet des grès verts et les Conglomérats de Malvoisin.

Fig.3.86-Transect équatorial en rive droite la clue du riou d'Ourgeas. Analyse faciologique du membre des grès verts et relation avec les Conglomérats de Malvoisin. Les numérotations font appel à celles de la figure 3.88. La localisation du site est fournie sur la figure 3.85.

Code faciès	Faciès	Phot.	occurrence	Structures sédimentaires	Interprétation	Environnement				Auteurs
						offshore inf.	offshore sup.	shoreface inf.	shoreface sup.	
Slm	Slump mameux		base du Membre des siltés grésocalcaires du Dégoutail	Marnes siltueuses à lambeaux gréseux contournés	Slump, glissement mameux cohésif et plastique					Einsele, 1991
Cg	Conglomérats jointifs sans matrice		Formation des conglomérats de Malvoisin	absence de granoclassement surface d'érosion rare	Coulée hyperconcentrée shoreface conglomératique progradant				C	
Cg°	Conglomérats jointifs à galets perforés		Formation des conglomérats de Malvoisin	absence de granoclassement les galets perforés ne sont pas en place	Coulée hyperconcentrée. Les galets perforés sont remaniés des conglomérats d'Argens				C	
Gg	Grès grossiers	fig.3.86	Membre des grès de Senez (grès verts et grès blancs (Pont de Senez))	surface de base érosive fréquente pas de structure interne	dépôts sous influence de tempête ou de crue (?)			f		
Ggrh	Grès grossiers à rides de houle		Membre des grès de Senez (grès verts) et grès blancs (Pont de Senez)	rides symétriques base inférieure érosive rare	dépôts sous influence de houle		f	C		Harms et al., 1982
Ggrc	Grès grossiers à rides de courant		Membre des grès de Senez (grès verts) et grès blancs (Pont de Senez)	rides dissymétriques et mégarides (h=15cm) base inférieure érosive fréquente	courant tidal unidirectionnel			f		Houthuys & Gullentops, 1988
Ggt^A	Grès à HCS, SCS	fig.3.86	Membre des grès de Senez (grès verts)	structures SCS très fréquentes structures HCS plus rares	dépôts sous influence de tempête	C	C			Harms et al., 1982 Dott & Bourgeois, 1982 Bourgeois & Leithold, 1984 Okazaki & Masuda, 1995
Gsc @	siltés grésocalcaires à terriers	fig.3.83b	grès de Senez s.l.	absence de structures sédimentaires bioturbation intense terriers de type <i>skolithos</i> couilles de lamellibranches	environnement de type shoreface sableux			f	C	Seilacher, 1967 Frey et al., 1990 Pemberton et al., 1992
Gsc @+#	siltés grésocalcaires à terriers et fantômes de racines	fig.3.83d	Membre des siltés grésocalcaires du Dégoutail	absence de structures sédimentaires bioturbation intense terriers de type <i>skolithos</i> fantômes de réseaux racinaires	sédimentation subaquatique de type laguno-estuarienne Faciès C de Harms et al., 1982				C	Seilacher, 1967 Frey et al., 1990 Pemberton et al., 1992 Plaziat et al., 1987
Msl	Marnes siltueuses		Formation des Marnes Bleues	absence de structures sédimentaires	dépôts de décantation, sédimentation hémipélagiques à prodeltaïque	C				
S#	siltés argileux rouges	fig.3.83a	Membre des siltés grésocalcaires du Dégoutail	absence de structures sédimentaires manchons calcaires sporadiques selon l'épaisseur de l'horizon siltéux	surface de condensation oxydée liée à une émigration temporaire développement				C	

Tab.3.6-Les différents faciès rencontrés dans la série supérieure de Senez. Les associations faciologiques les plus fréquemment rencontrées traduisent des environnements proximaux de type *shoreface*.

Lithostrati.		figures directionnelles et orientées	rides de courant et imbrications	Stratifications obliques
Molasse Rouge				
Conglomérats de Malvoisin				
Grès de Senez	Membre des Grès de Senez s.s.			
	Unité des grès verts			
	Unité des grès blancs			
	Membre du Dégoutail			

Tab.3.7-Structures et figures de courant et de progradation dans les Grès de Senez et les conglomérats de Malvoisin.

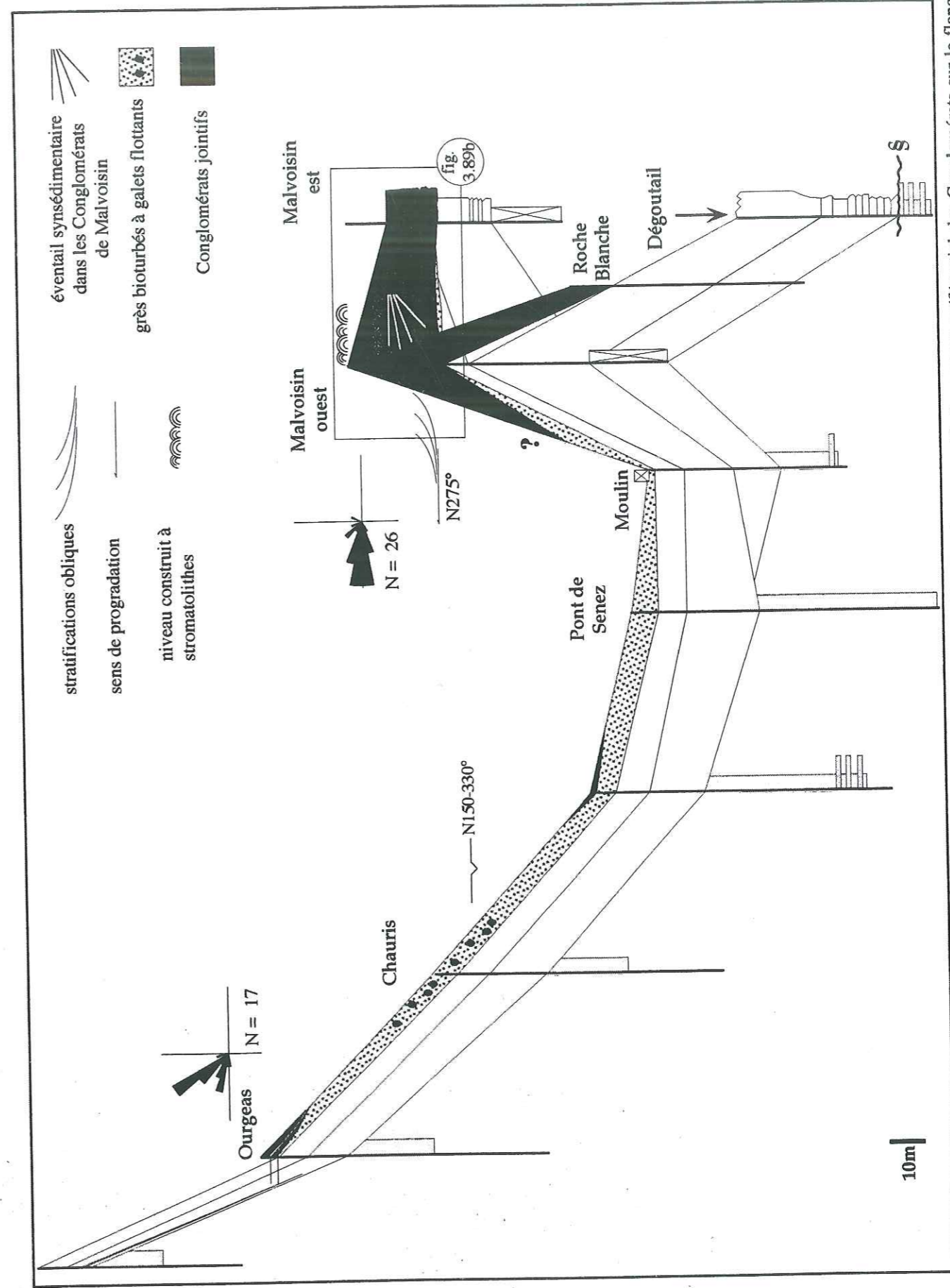


Fig.3.87-Développement spatial et faciès synthétiques de les Conglomérats de Malvoisin. On observe un développement préférentiel des Conglomérats sur le flanc occidental de l'antical de Malvoisin, siège d'une flexuration syndédimentaire.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

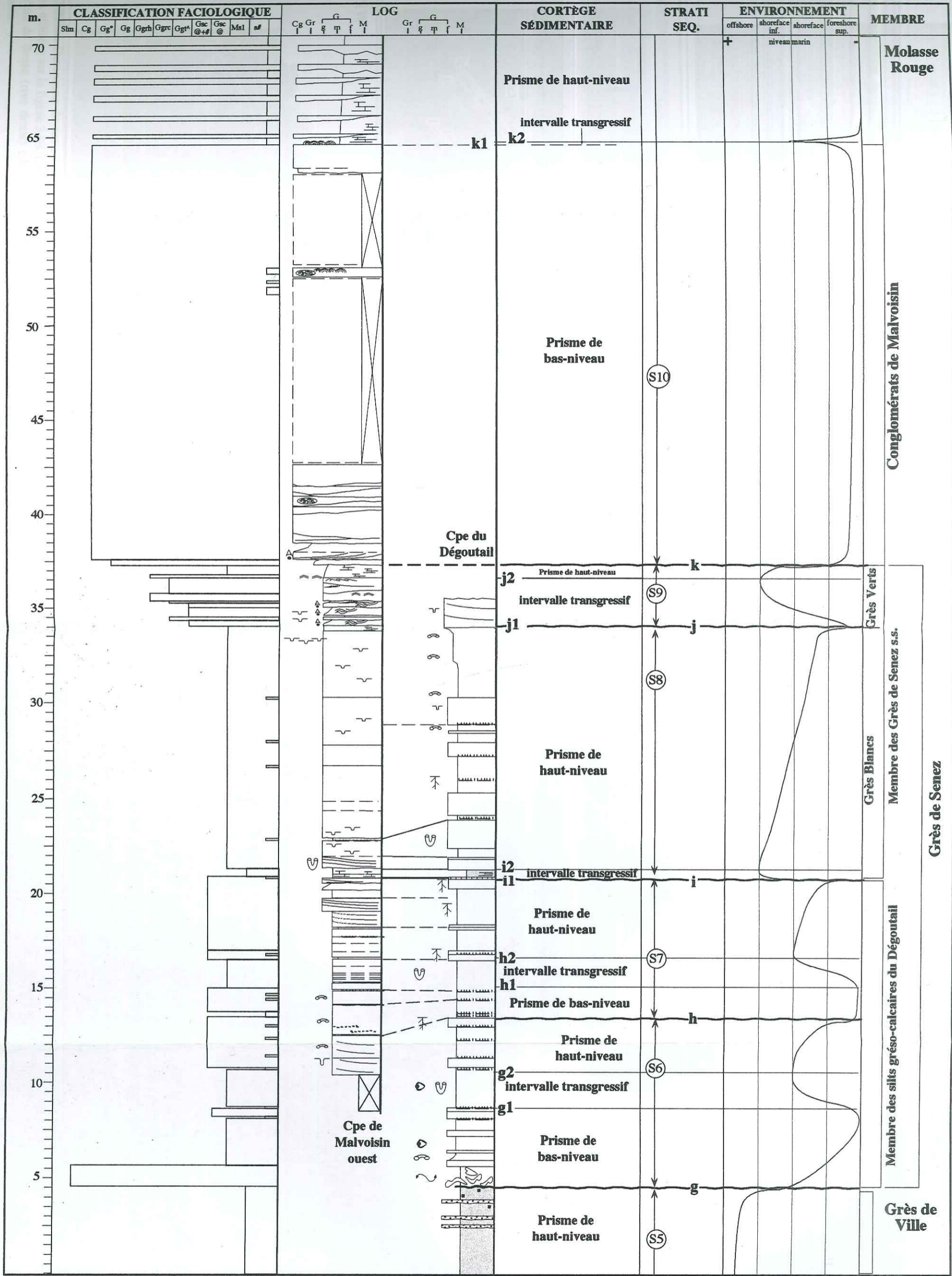


Fig.3.88-Coupe composite de la série de Seneg (Grès de Seneg, Conglomérats de Malvoisin). Évolution verticale de faciès interprétée en terme de fluctuations de l'espace disponible. Plusieurs surfaces de discontinuité permettent de découper la série de Seneg en 5 séquences de dépôts.

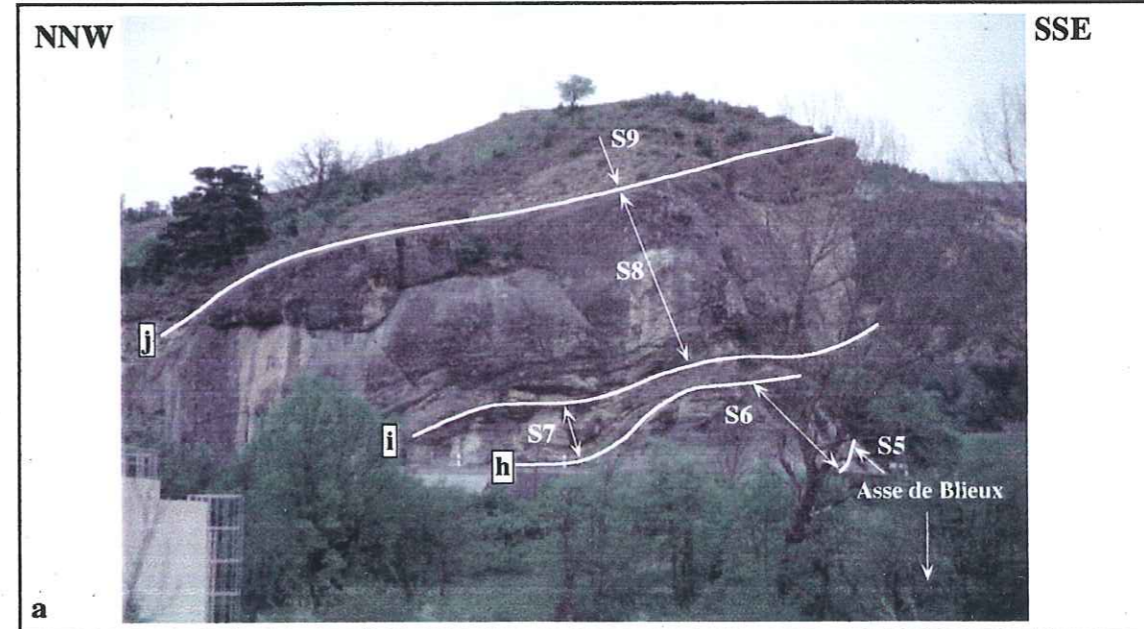
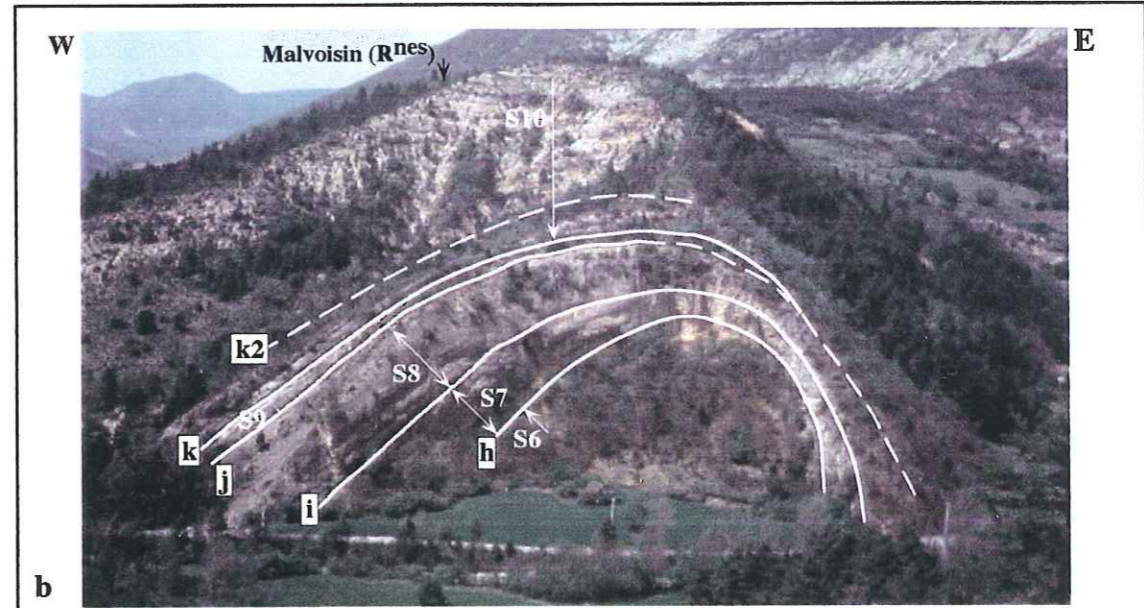
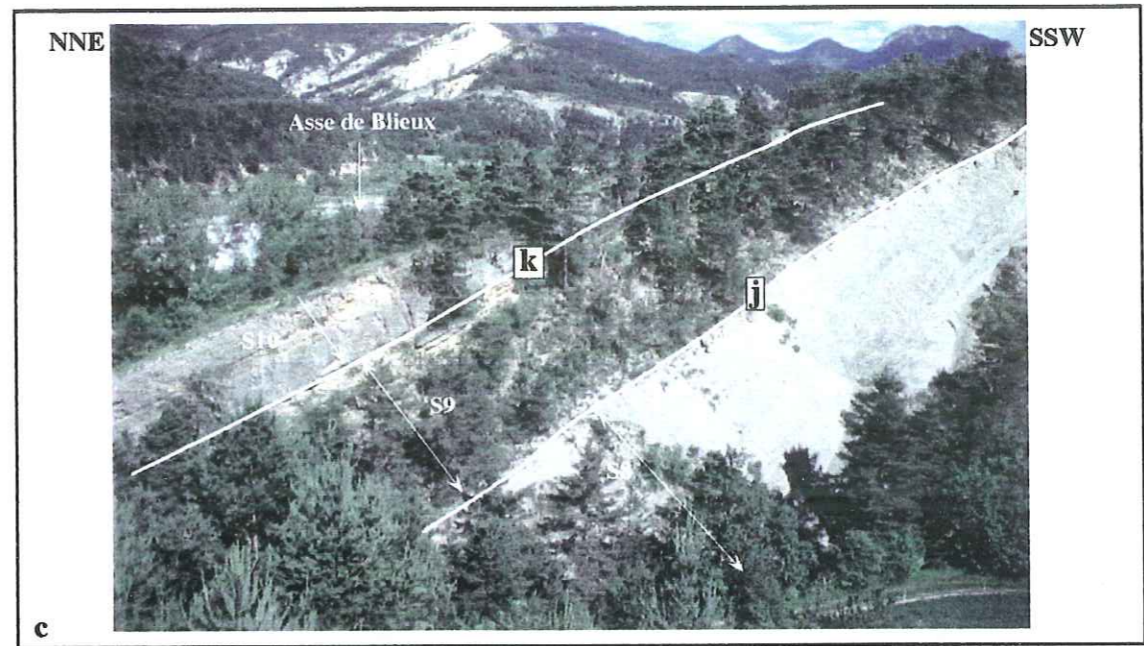


Fig.3.89abc-Panoramas du secteur de Senez et découpage séquentiel proposé (Les numérotations sont celles utilisées sur la figure 3.88. La position des panoramas est donnée sur la figure 3.82). **a**-à la hauteur du Pont de Senez (rive droite) ; **b**-l'anticlinal de Malvoisin ; **c**-Panorama de la rive droite du riu de Chauris.

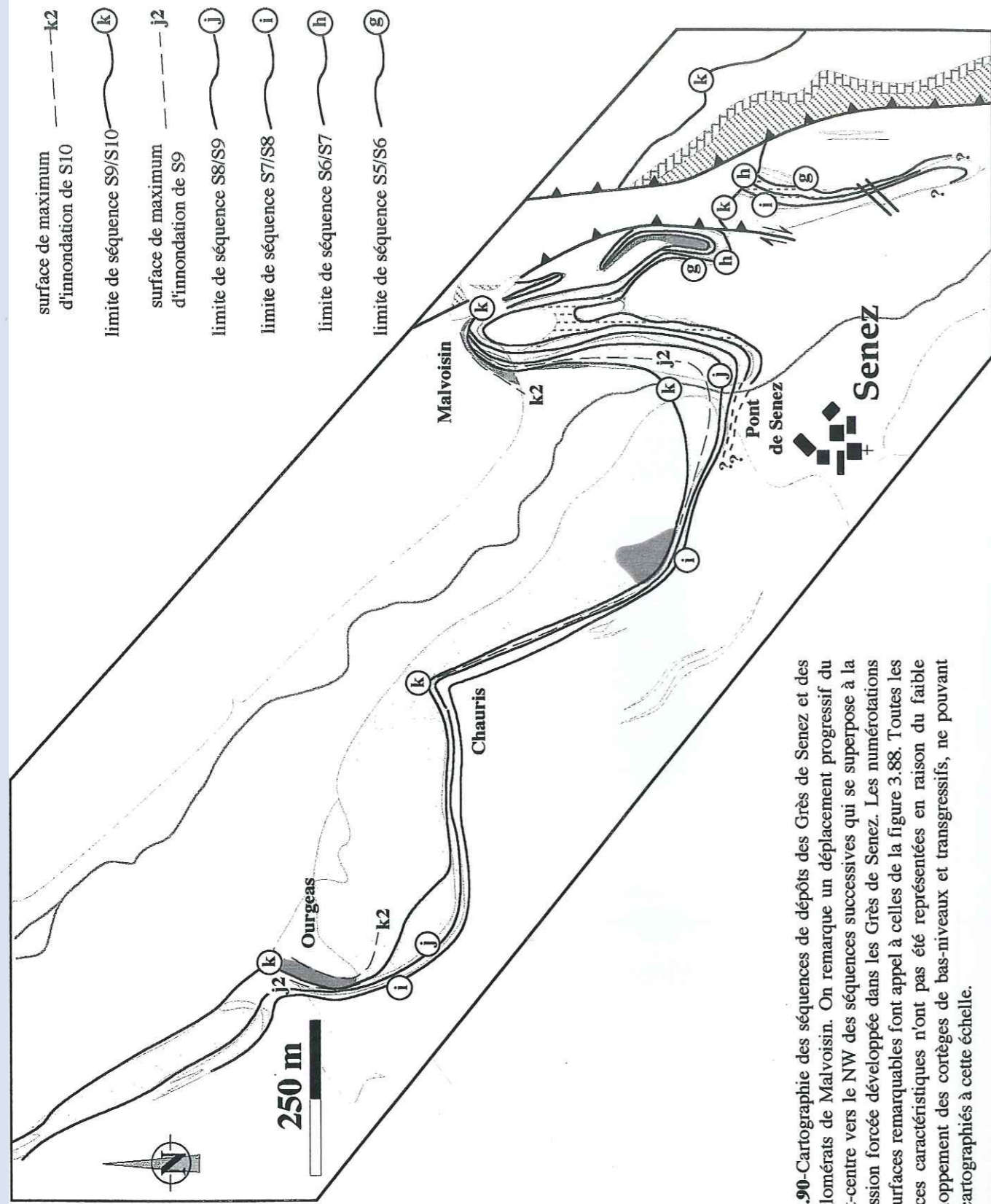


Fig.3.90-Cartographie des séquences de dépôts des Grès de Senez et des Conglomérats de Malvoisin. On remarque un déplacement progressif du dépôt-centre vers le NW des séquences successives qui se superpose à la régression forcée développée dans les Grès de Senez. Les numérotations des surfaces remarquables font appel à celles de la figure 3.88. Toutes les surfaces caractéristiques n'ont pas été représentées en raison du faible développement des cortèges de bas-niveaux et transgressifs, ne pouvant être cartographiés à cette échelle.

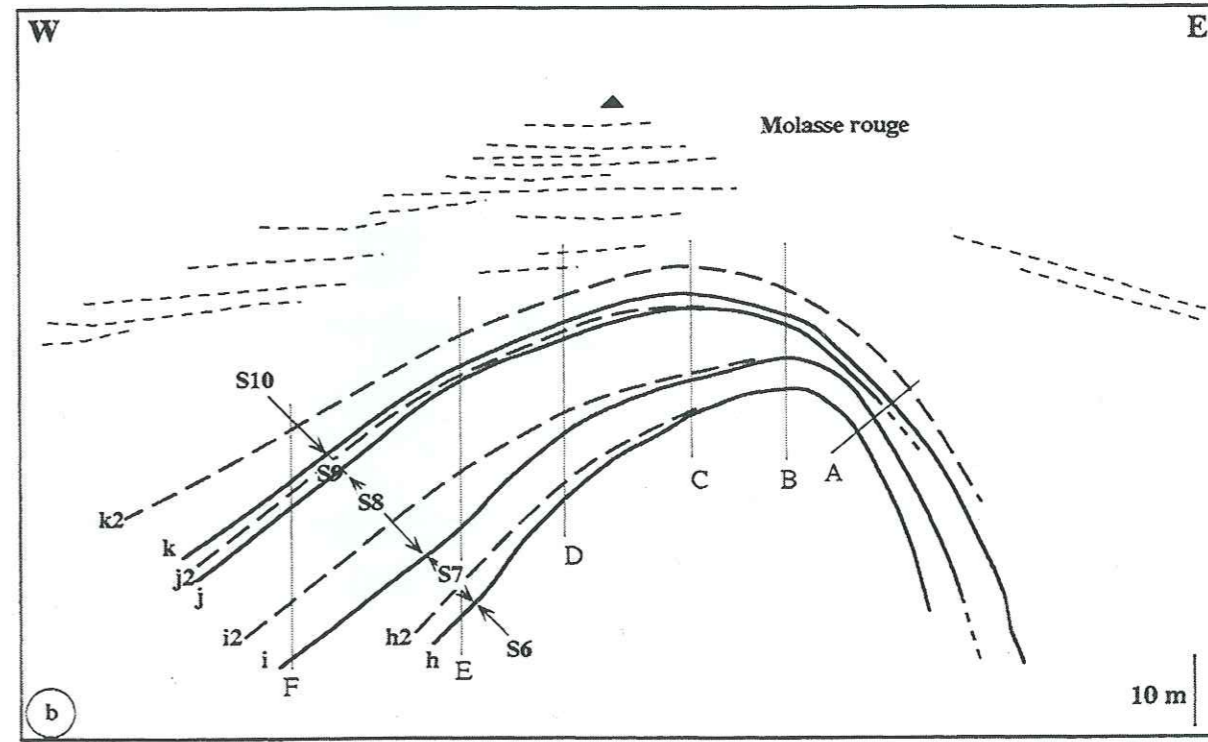
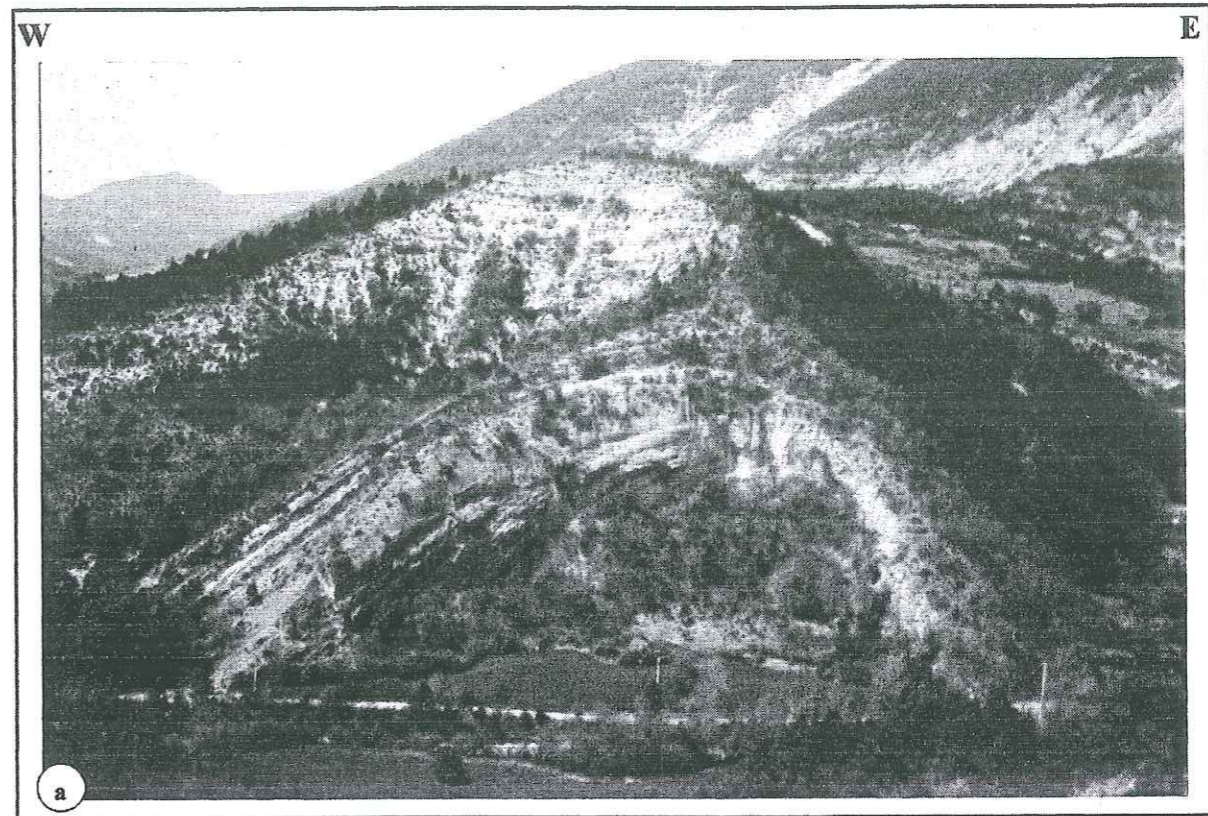


Fig.3.91-a-Panorama de l'anticlinal de Malvoisin ; b-Surfaces caractéristiques des séquences de dépôts définies dans les Grès de Senez et des Conglomérats de l'anticlinal de Malvoisin. Les numérotations utilisées sont détaillées sur la figure 3.88. Pour rappel, nous avons représenté en tireté les bancs conglomératiques de la Molasse Rouge.

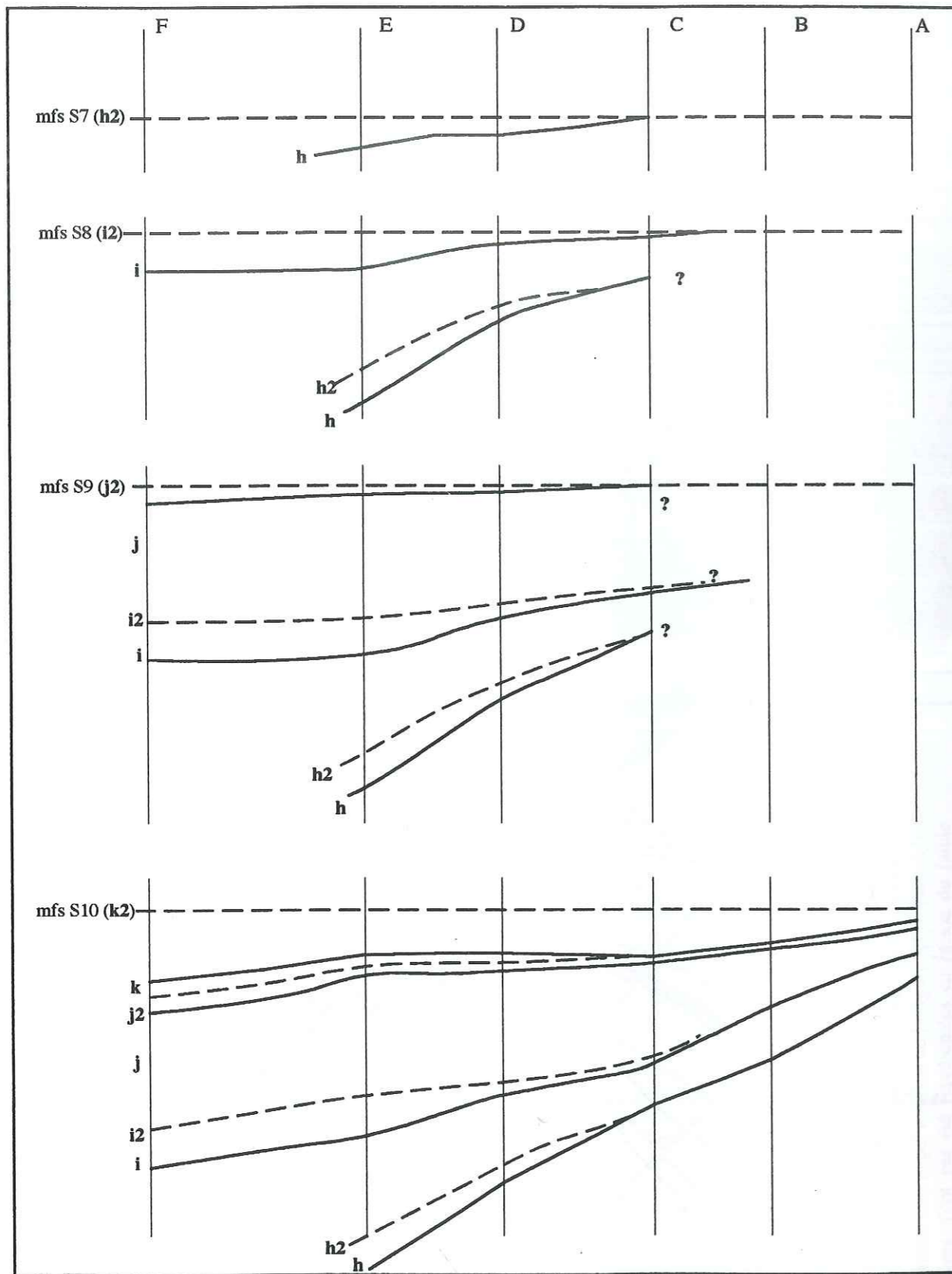


Fig.3.92-Evolution plicative du secteur de Malvoisin au cours de la sédimentation des Grès de Senez et des Conglomérats. A chaque étape la surface d'inondation maximum a été considérée comme horizontale. Les coupes A à F sont localisées sur la figure 3.91. (la représentation est une homotétie de la figure 3.91)

On remarque que le plissement se manifeste par une tronquature plus forte des dépôts à l'extrados du pli, mais que la structure finale de l'anticlinal s'est surtout réalisée au cours de la sédimentation de la Molasse Rouge, car au TST de S10 (intervalle stromatolithique séparant les Conglomérats de Malvoisin de la Molasse Rouge), le plissement est loin d'être achevé. La subsidence continue du flanc occidental du pli, entraîne une divergence progressive des surfaces caractéristiques où la structure anticlinale n'est acquise que lors de la sédimentation de la Molasse rouge avec un développement en éventail de part et d'autre de l'axe anticlinal.

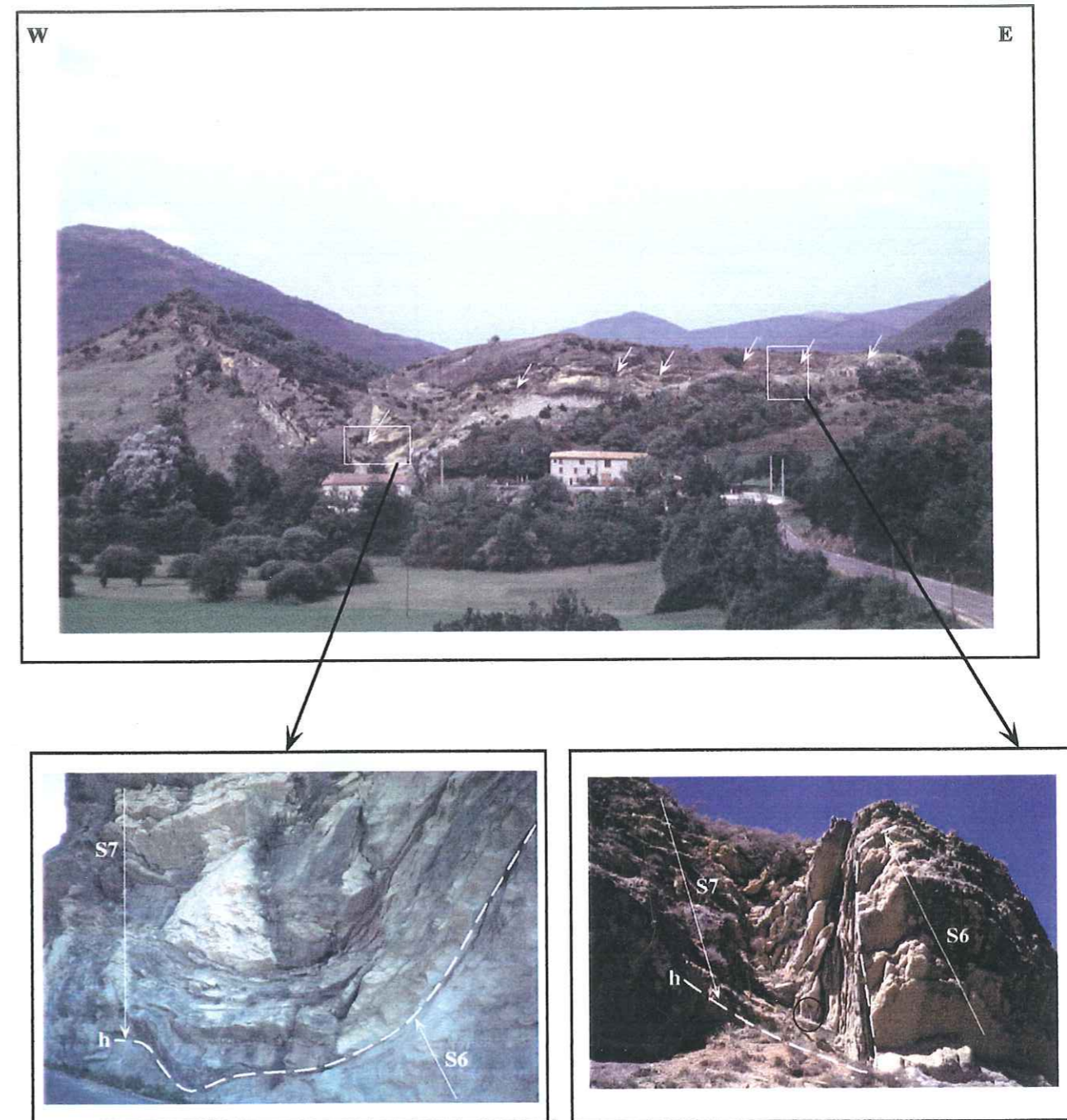
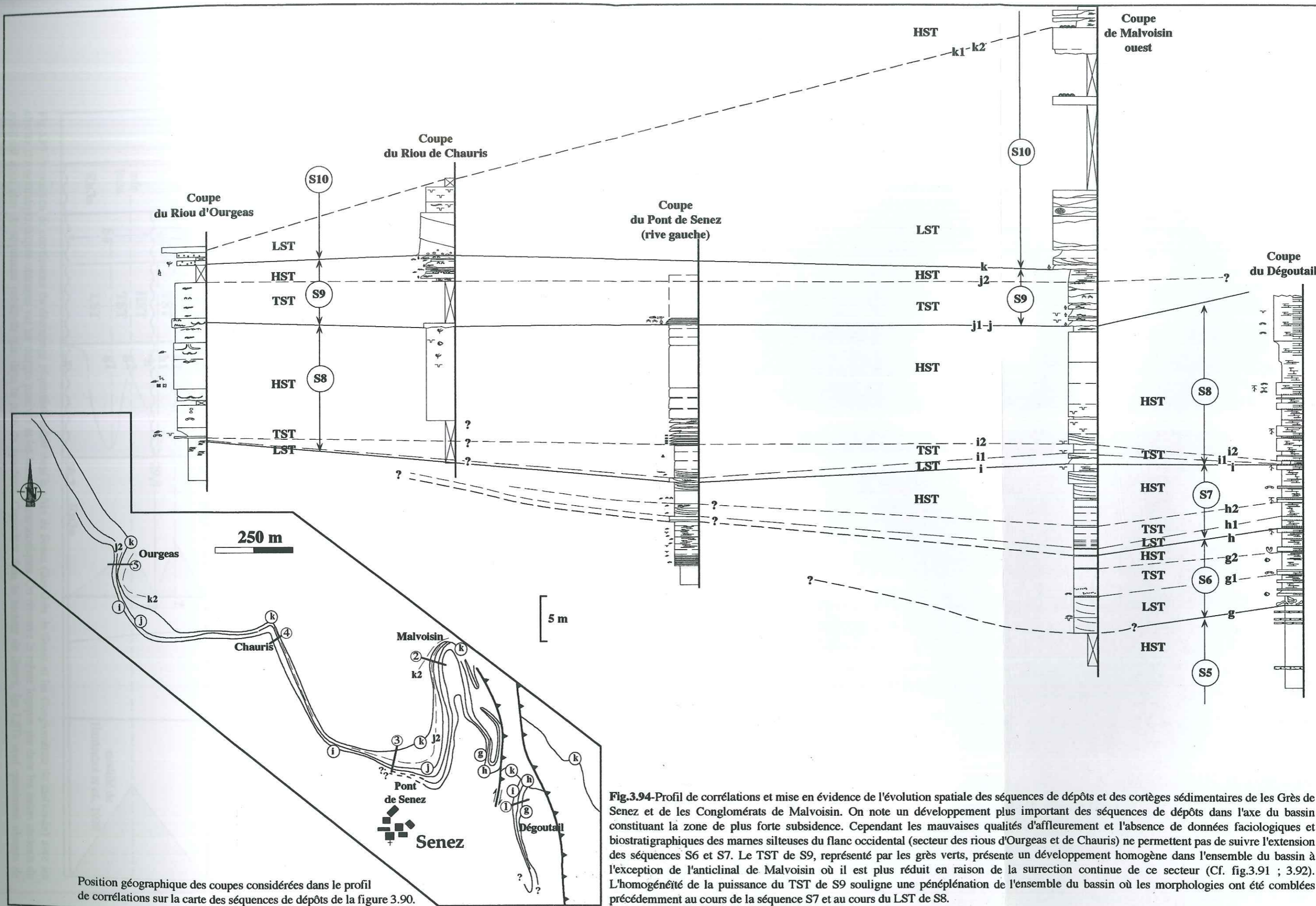


Fig.3.93-Panorama de la barre des Grès de Senez, du Pont de Senez à l'Est du Moulin. On observe une succession de microplis (indiqués par les flèches), développés au cours de S7. Ils sont scelés par la barre massive des grès (grès de Senez s.s.) développés au cours de S8. Ces plis sont très serrés avec des axes N 170°.



Position géographique des coupes considérées dans le profil de corrélations sur la carte des séquences de dépôts de la figure 3.90.

Fig.3.94-Profil de corrélations et mise en évidence de l'évolution spatiale des séquences de dépôts et des cortèges sédimentaires de les Grès de Senez et de les Conglomerats de Malvoisin. On note un développement plus important des séquences de dépôts dans l'axe du bassin constituant la zone de plus forte subsidence. Cependant les mauvaises qualités d'affleurement et l'absence de données faciologiques et biostratigraphiques des marnes silteuses du flanc occidental (secteur des rious d'Ourgeas et de Chauris) ne permettent pas de suivre l'extension des séquences S6 et S7. Le TST de S9, représenté par les grès verts, présente un développement homogène dans l'ensemble du bassin à l'exception de l'anticlinal de Malvoisin où il est plus réduit en raison de la surrection continue de ce secteur (Cf. fig.3.91 ; 3.92). L'homogénéité de la puissance du TST de S9 souligne une pénétration de l'ensemble du bassin où les morphologies ont été comblées précédemment au cours de la séquence S7 et au cours du LST de S8.

tel:00921215, version 1 - 20 Dec 2013

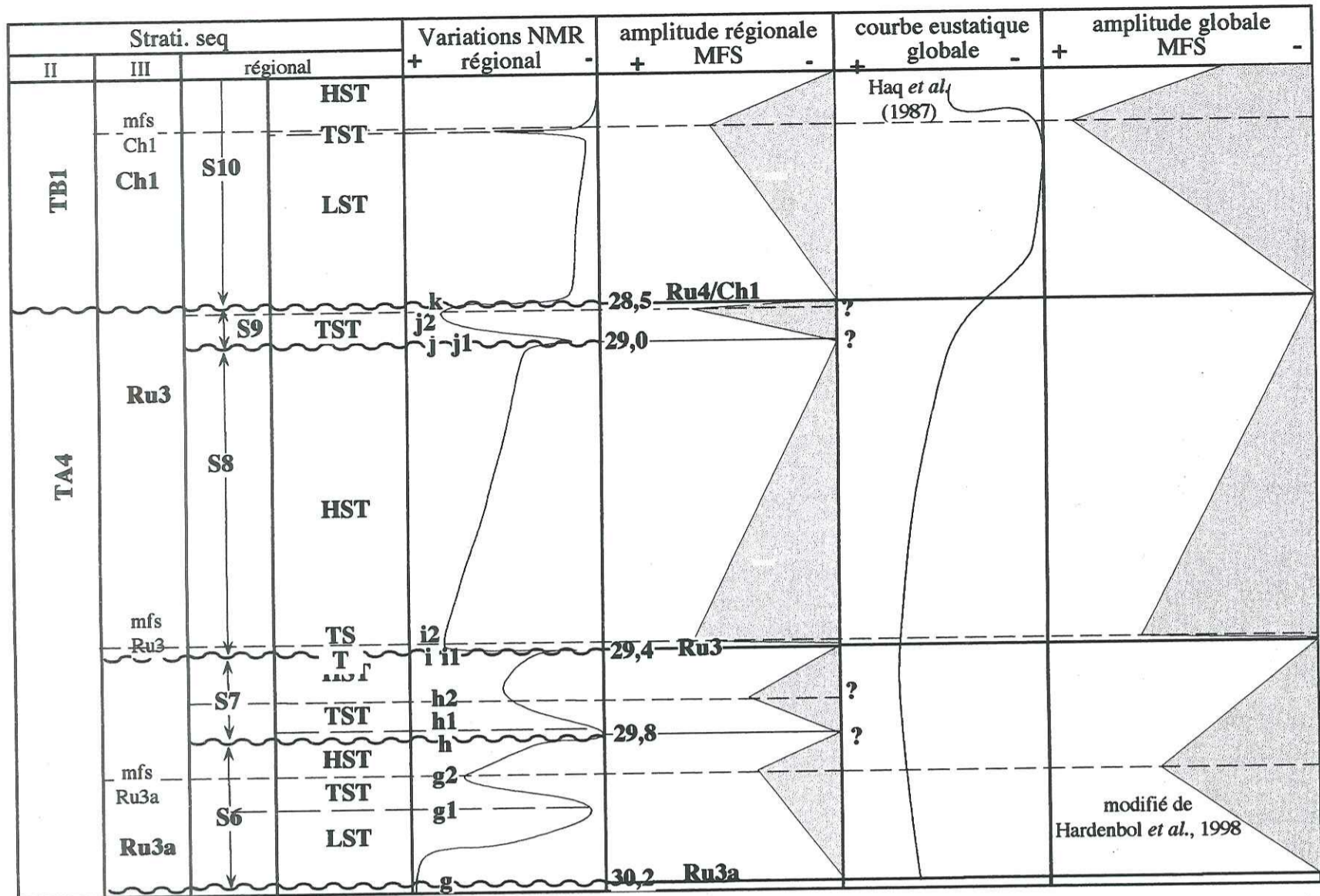


Fig.3.95-Proposition de corrélations du découpage séquentiel réalisé dans la série de Senez (des Grès de Senez et les Conglomérats de Malvoisin) avec les chartes chronostratigraphiques obtenues sur les marges passives et les bassins intracratoniques. On retrouve la même logique que dans les autres secteurs du synclinal avec plus de séquences préservées que dans le reste du synclinal. Cependant dans le secteur de Senez, les LSTs sont quasiment absents de l'enregistrement sédimentaire.

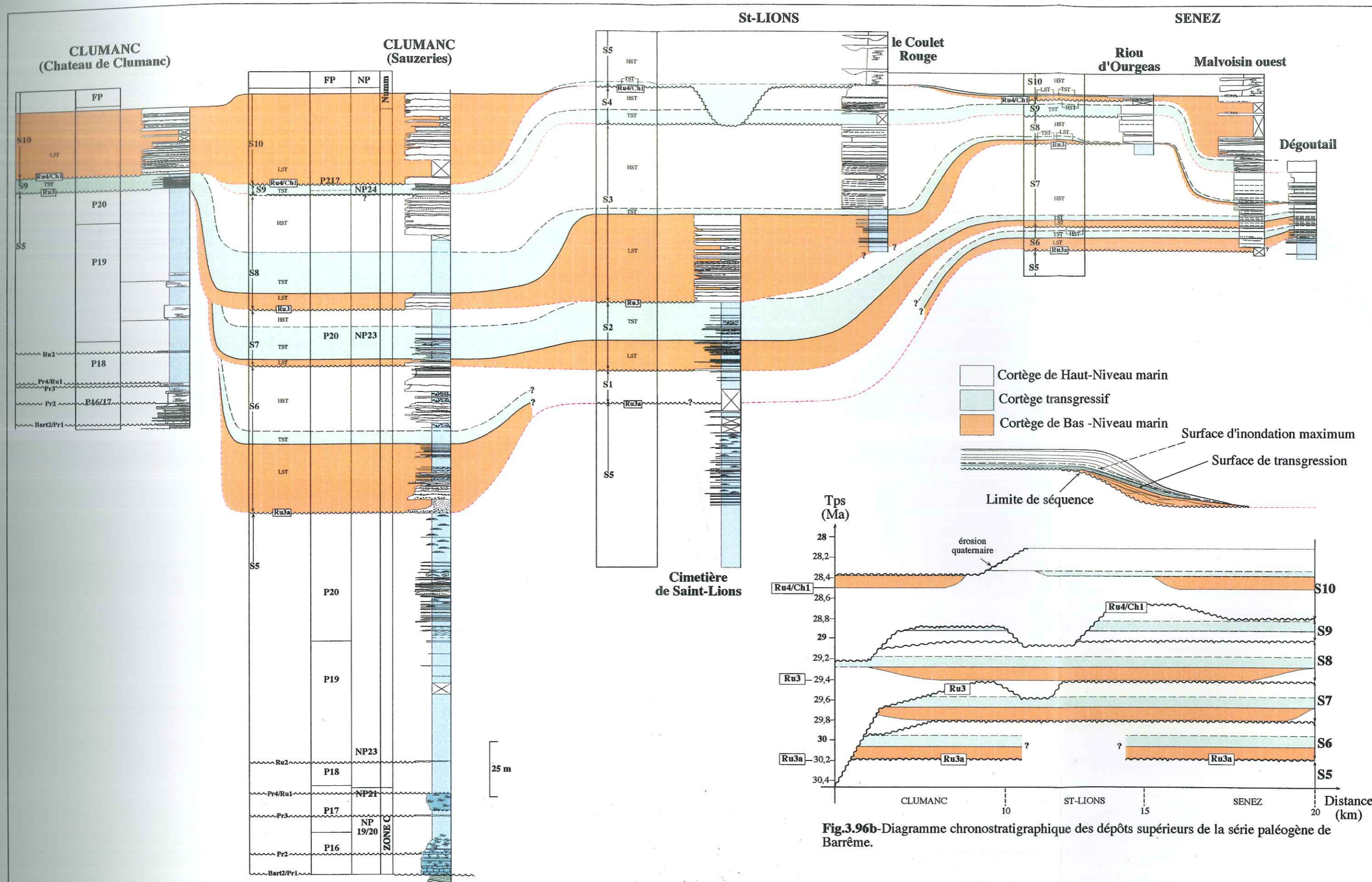


Fig.3.96a-Corrélations des séquences de dépôts et des cortèges sédimentaires les constituant dans l'ensemble du synclinal de Barrême, entre les séries de Clumanc, St-Lions et Senez. Malgré des dispositifs sédimentaires contrastés, les points de callages stratigraphiques appuient les corrélations séquentielles établies. On remarque que l'on retrouve un découpage séquentiel similaire mais les cortèges de dépôts ne sont pas préservés de la même façon selon les secteurs. Les contrastes observés résident, d'une part dans le comportement différentiel des systèmes sédimentaires rencontrés vis à vis des fluctuations du niveau marin, d'autre part du type de déformation.

Fig.3.96b-Diagramme chronostratigraphique des dépôts supérieurs de la série paléogène de Barrême.

III - INTERFERENCES ENTRE
TECTONIQUE ET SEDIMENTATION

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

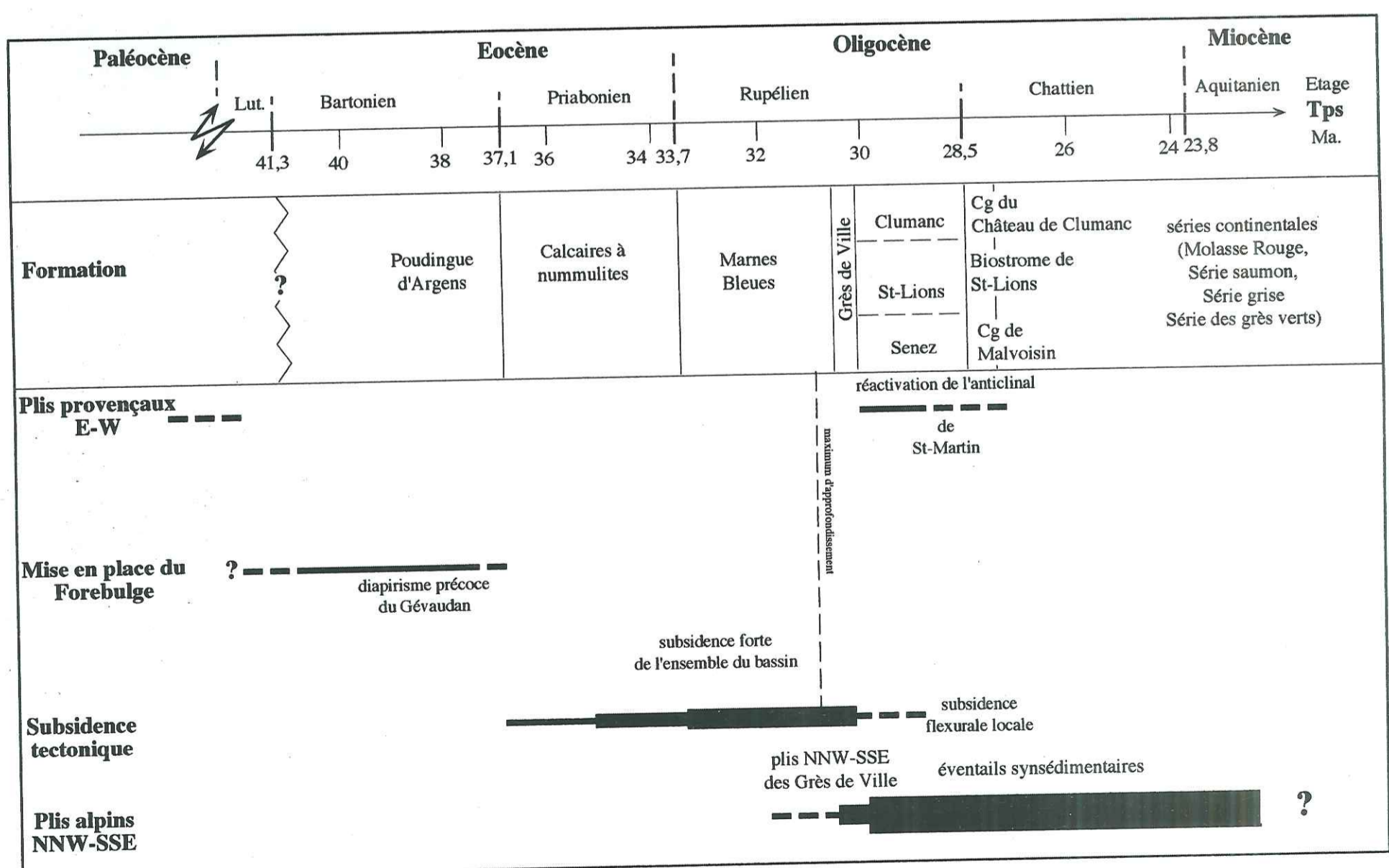


Fig.3.97-Tableau chronologique des manifestations tectoniques au cours de l'histoire paléogène du bassin de Barrême.

IV - CONCLUSIONS

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

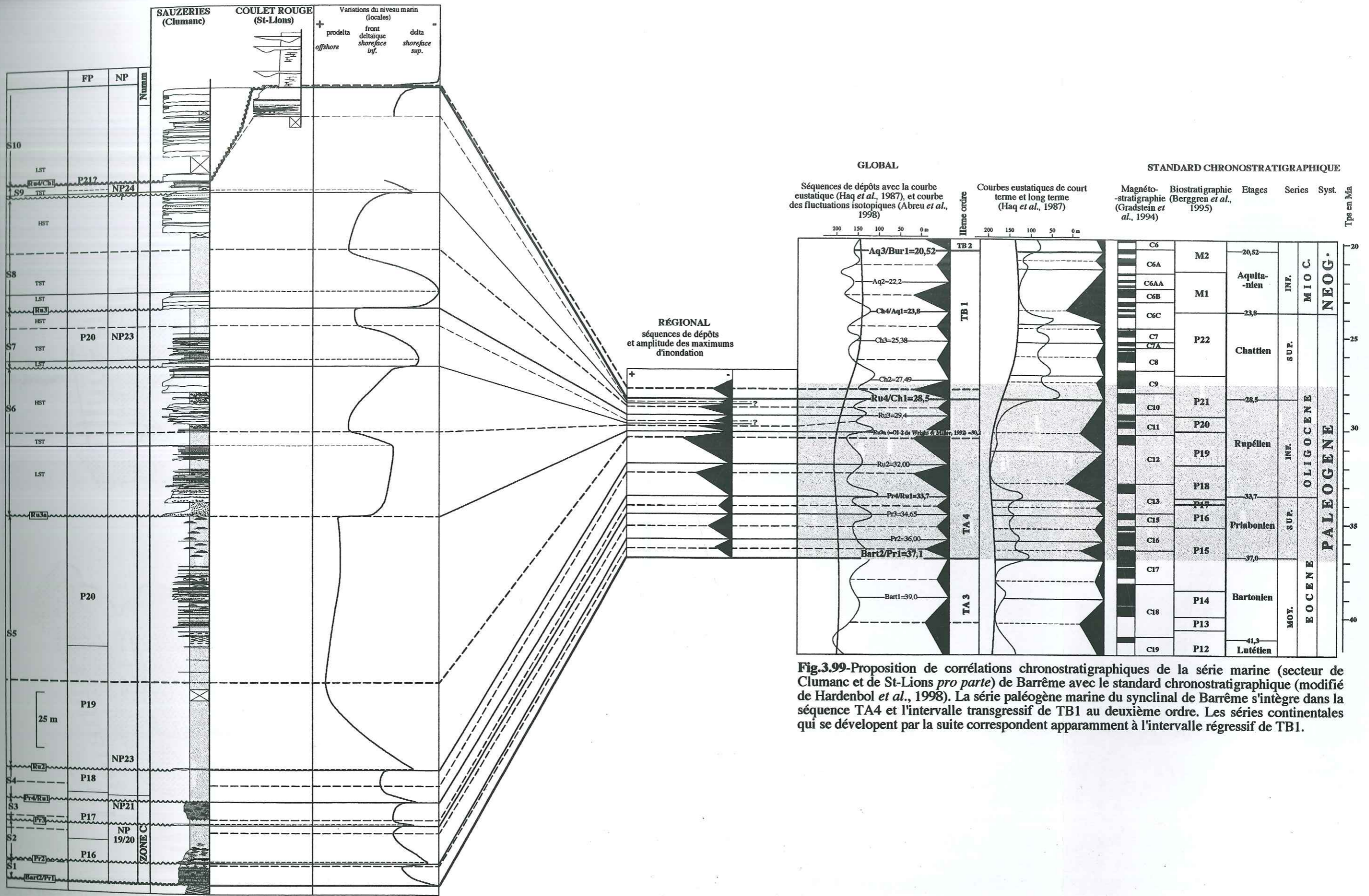


Fig.3.99-Proposition de corrélations chronostratigraphiques de la série marine (secteur de Clumanc et de St-Lions *pro parte*) de Barrême avec le standard chronostratigraphique (modifié de Hardenbol *et al.*, 1998). La série paléogène marine du synclinal de Barrême s'intègre dans la séquence TA4 et l'intervalle transgressif de TB1 au deuxième ordre. Les séries continentales qui se développent par la suite correspondent apparemment à l'intervalle régressif de TB1.

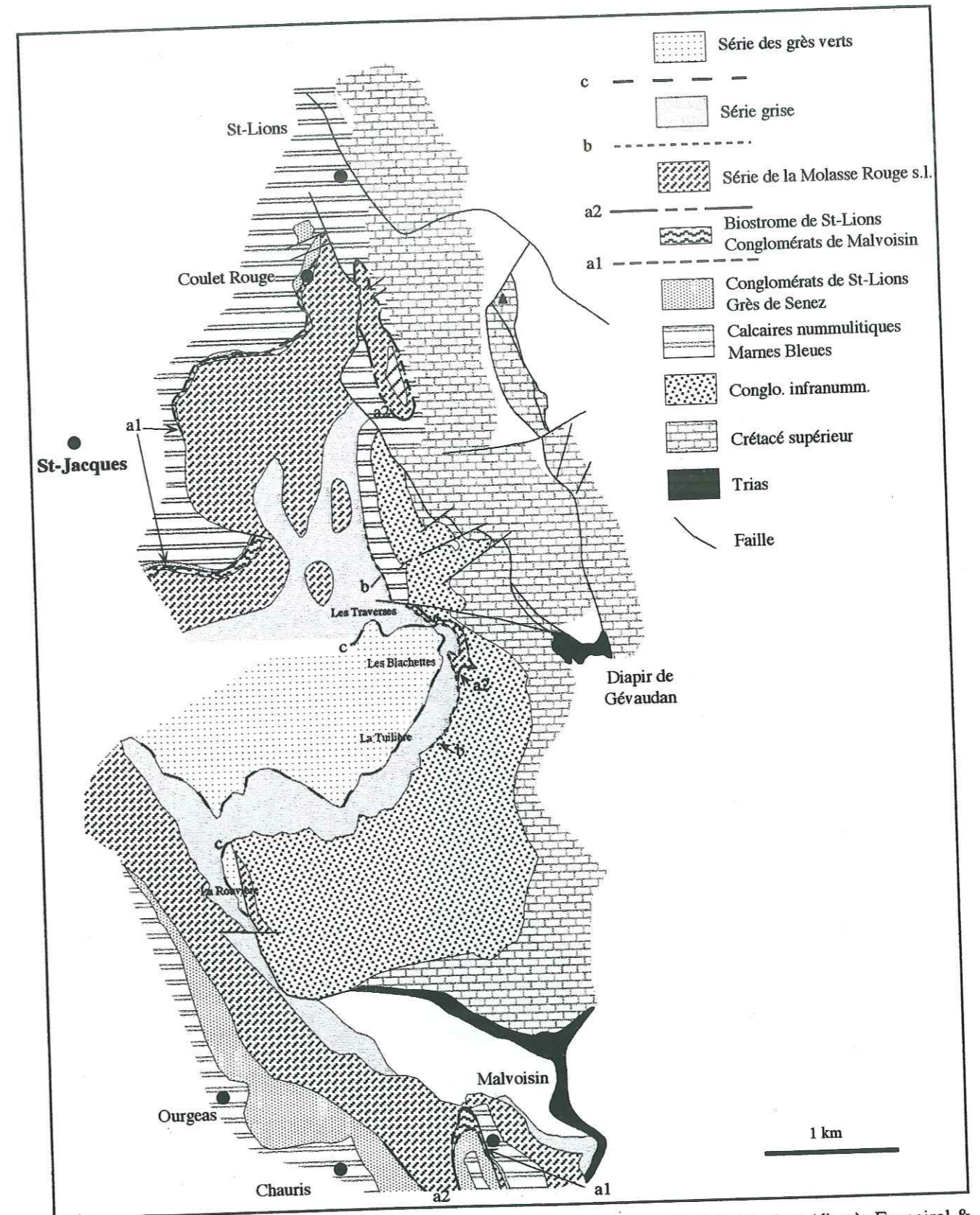


Fig.3.100-Cartographie des formations tertiaires de la bordure orientale du synclinal de Barrême (d'après Fougeirol & Tallon, 1972). Les surfaces de discontinuités des séries continentales sont notée a1, a2, b, c (explication dans le texte).

ERRATUM

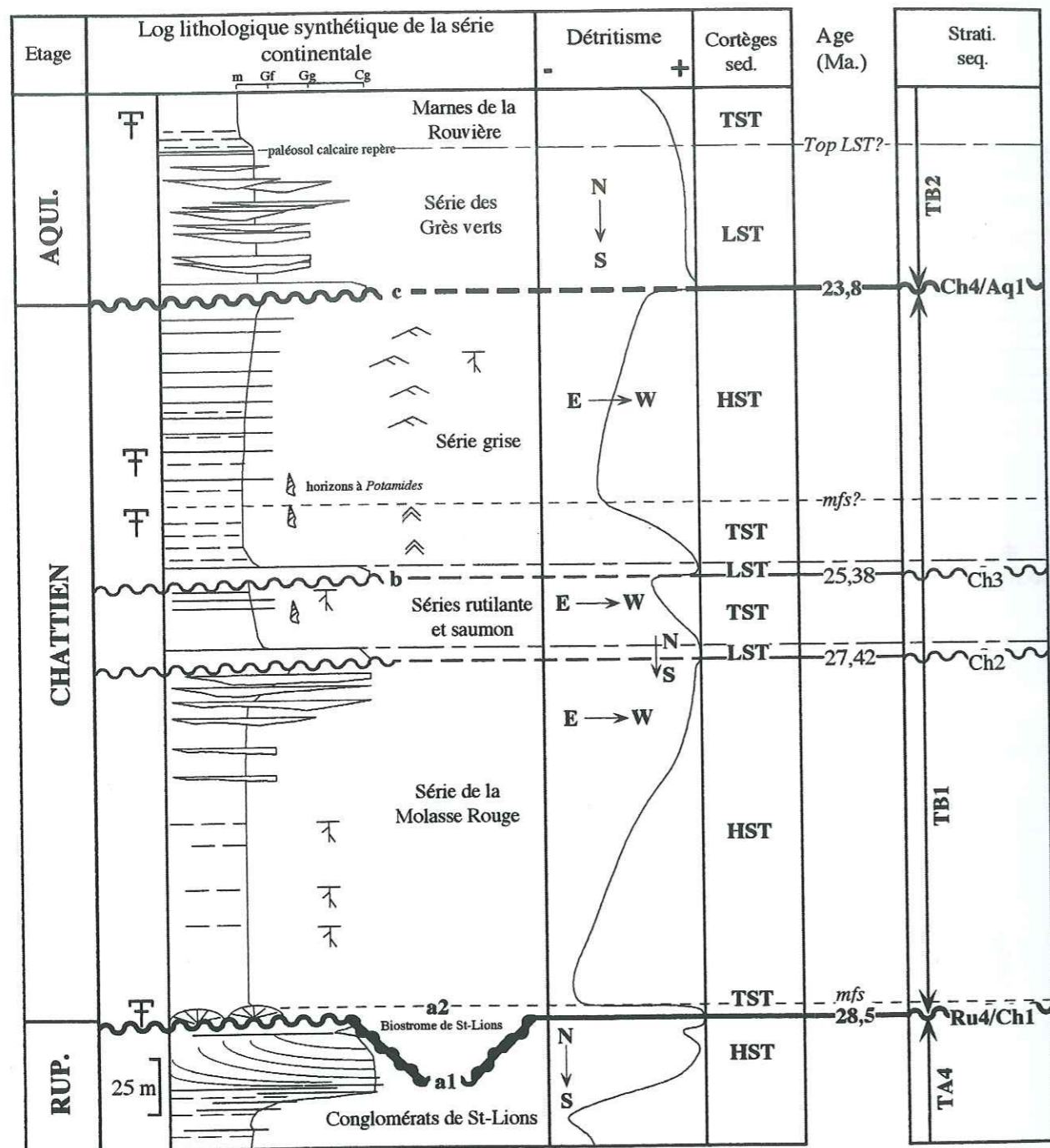


Fig.3.101. A-Succession sédimentologique synthétique des dépôts continentaux sommitaux de la série de Barrême.
B-Découpage séquentiel proposé et corrélations des limites de séquences avec les attributions chronostratigraphiques globales.
 Le log lithologique synthétique est extrait de Fougeirol & Tallon (1972), Evans & Elliot (1999).

La succession sédimentaire montre des surfaces de discontinuités permettant de découper la série en séquences de dépôts et de discriminer des cortèges sédimentaires. Les attributions stratigraphiques appuient les corrélations chronostratigraphiques avec les chartes globales (Hardenbol *et al.*, 1998). Cependant en raison du manque de données sédimentologiques, il est difficile de préciser ce découpage.

On notera que les surfaces de discordances majeures (Ru4/Ch1, Ch4/Aq1) correspondent à des limites de deuxième ordre, alors que les surfaces d'érosion (Ch2, Ch3) sont des limites de troisième ordre.

QUATRIEME PARTIE :
 LE SYSTEME DETRITIQUE D'ANNOT S.L.
 (D'ANNOT À SAINT-ANTONIN)

- I - GENERALITES
- II - MORPHOLOGIE DU BASSIN ET DEVELOPPEMENT DIFFERENTIEL DES DEPOTS NUMMULITIQUES
- III - LES SEQUENCES DE DEPOTS DE LA SERIE D'ANNOT
- IV - SYNTHESE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DES GRES D'ANNOT
- V - CORRELATIONS AVEC LES FORMATIONS DE SAINT-ANTONIN
- VI - CONCLUSIONS

I - GENERALITES

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

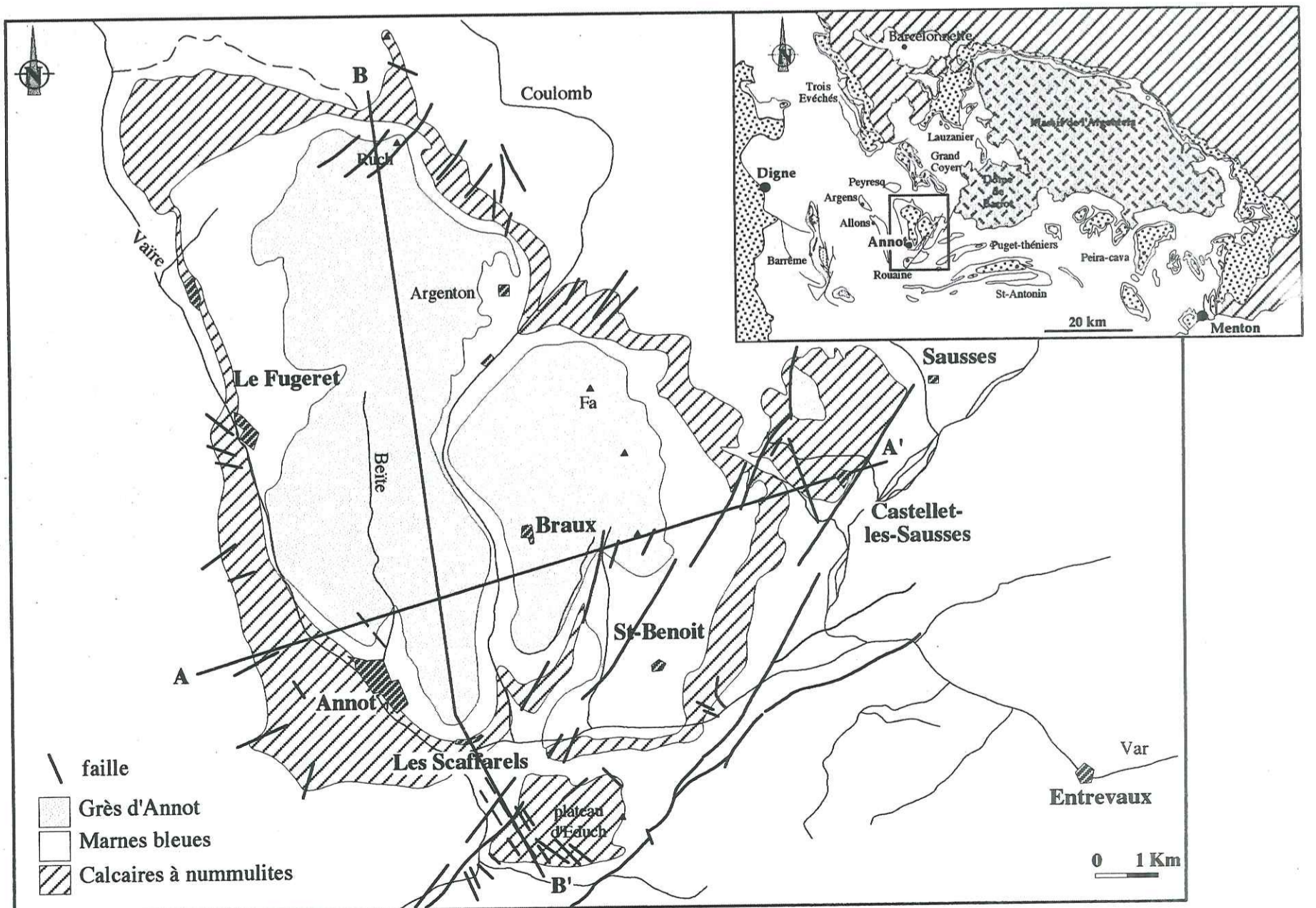


Fig.4.1-Carte synthétique du synclinal d'Annot et localisation géographique dans les Alpes méridionales.

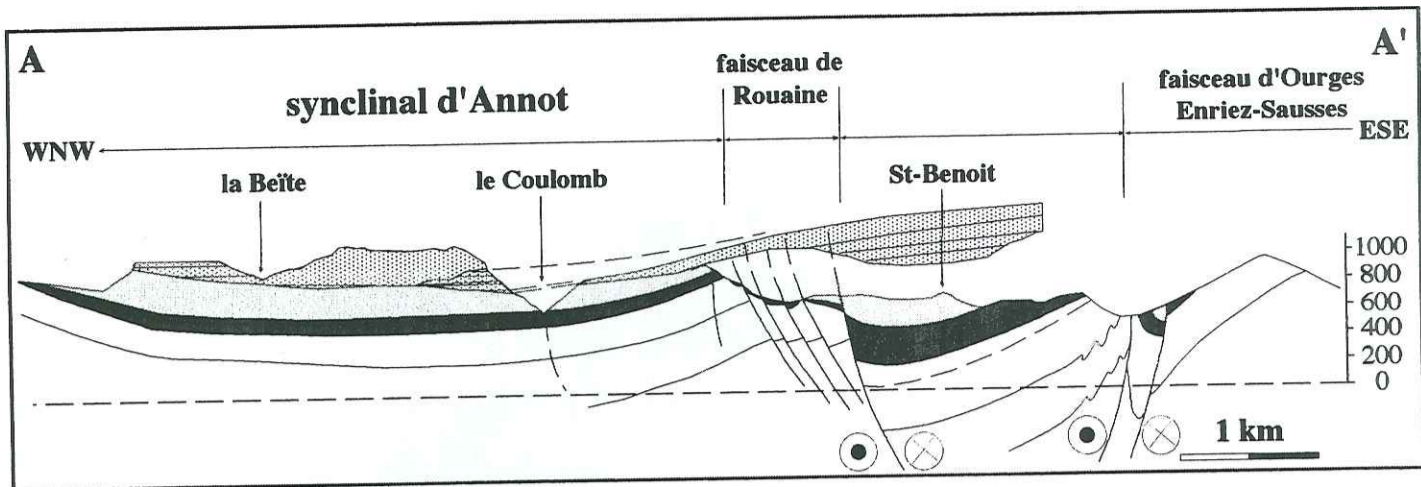


Fig.4.2a-Coupe E-W du synclinal d'Annot.

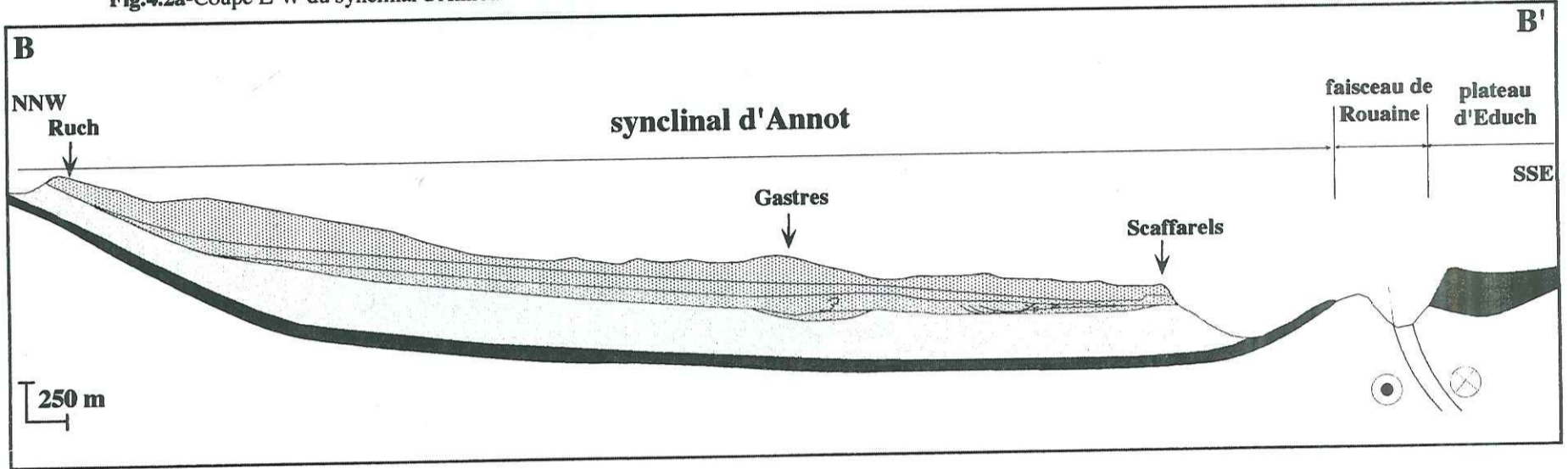


Fig.4.2b-Coupe N-S du synclinal d'Annot.

N.B : Le tracé des coupes AA' et BB' sont figurés sur la figure 4.1

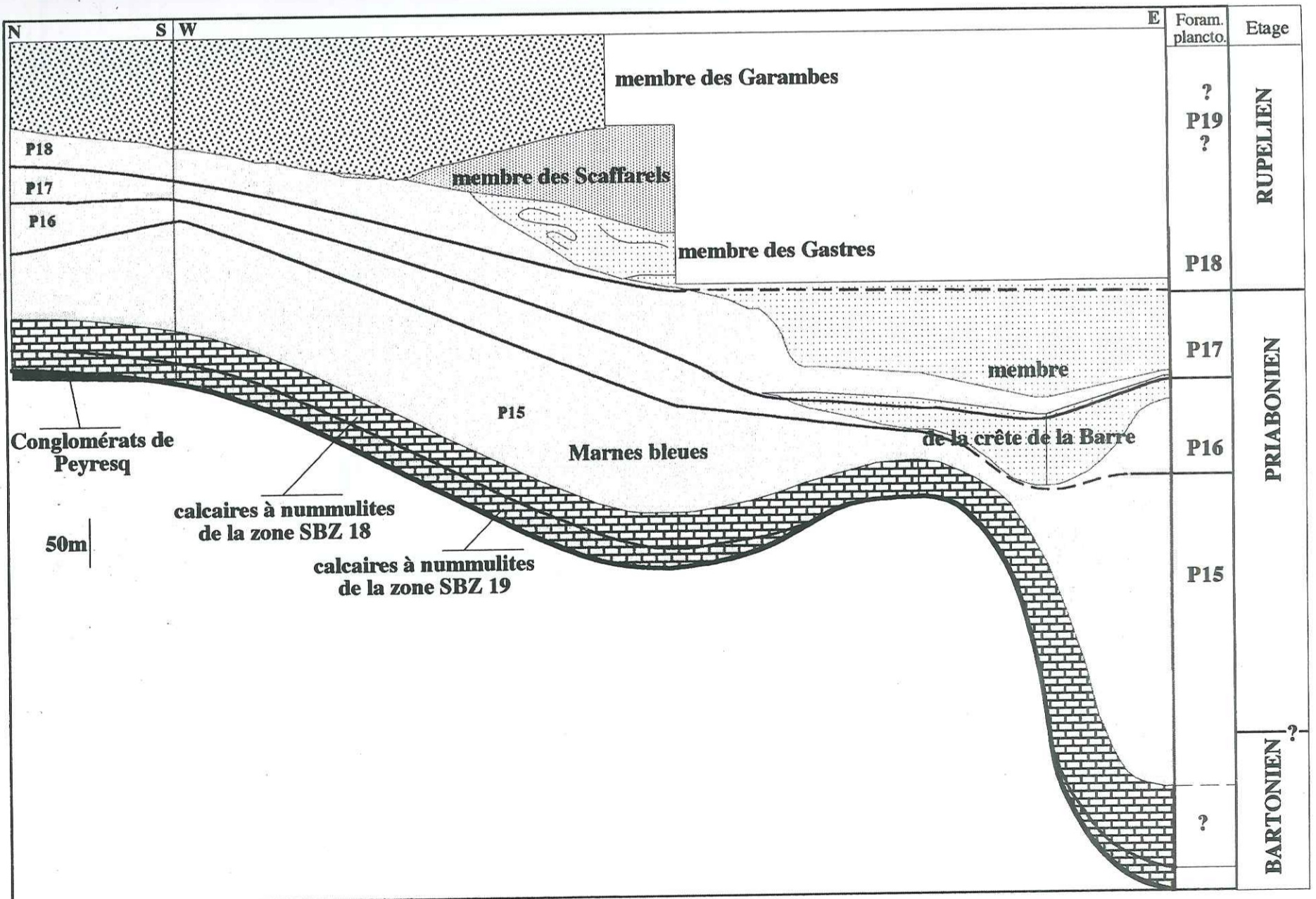


Fig.4.3-Diagramme chronostratigraphique synthétique des dépôts marins paléogènes du synclinal d'Annot.

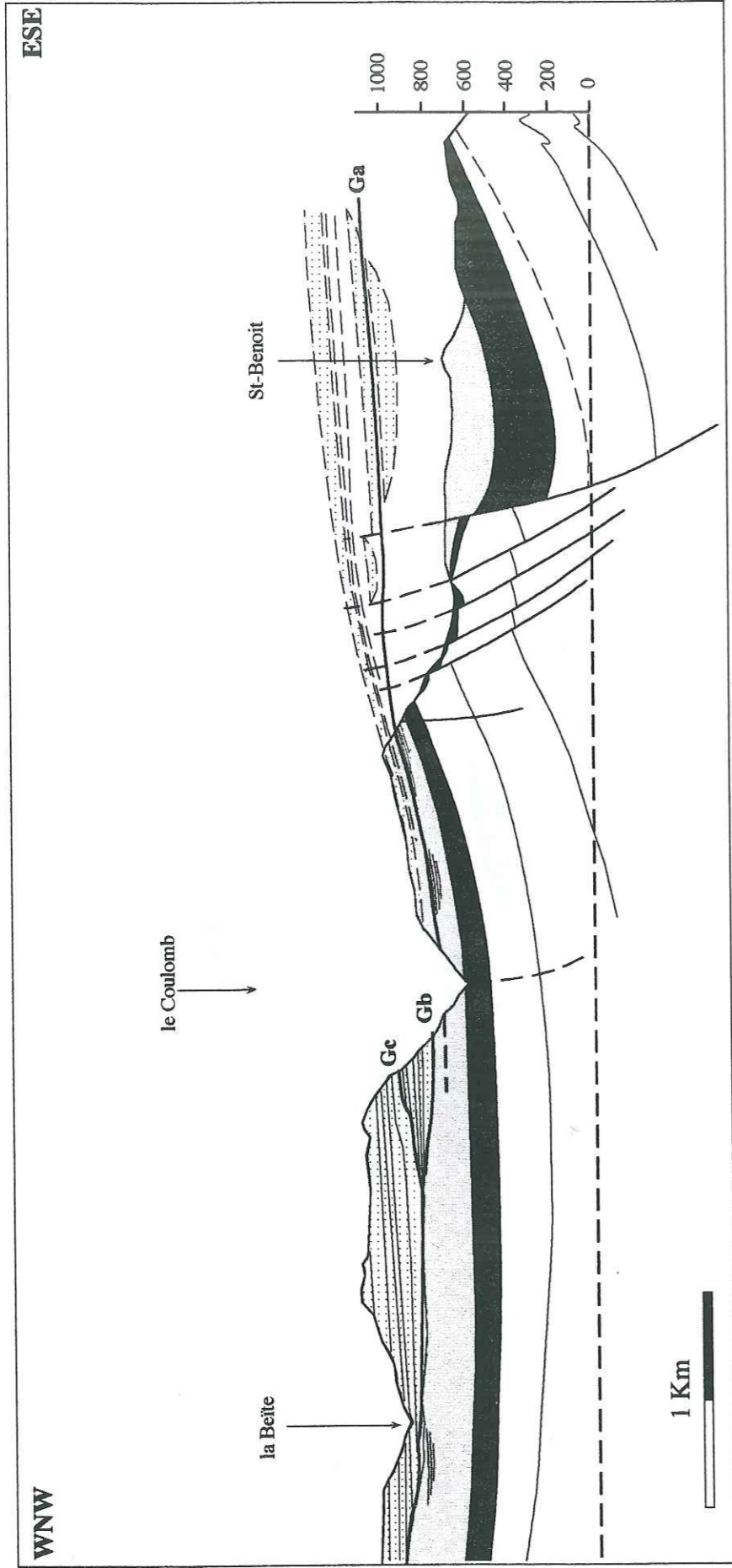


Fig.4.4- Les discontinuités majeures des Grès d'Annot (d'après les travaux de Campredon, 1972 ; Beaudoin *et al.*, 1975 ; Stanley *et al.*, 1980 ; Apps, 1987 ; Hilton, 1995 ; Pickering & Hilton, 1998).
 Ga : discontinuité de la route de Braux ; Gb : discontinuité du méga-glissement des Gastres ; Gc : discontinuité des Scaffarels. La discontinuité Ga est présentée sur le panorama de la crête de la Barre (fig.4.35). La discontinuité Gb est présentée sur le panorama des Gastres (fig.4.50ab). La discontinuité Gc est présentée sur le panorama de la Chambre du Roi (fig.4.59ab).

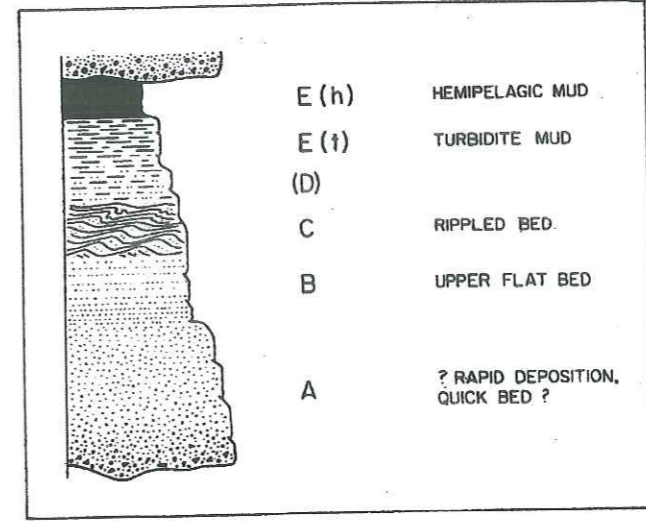


Fig.4.5- La séquence de turbidité de Bouma (1962)

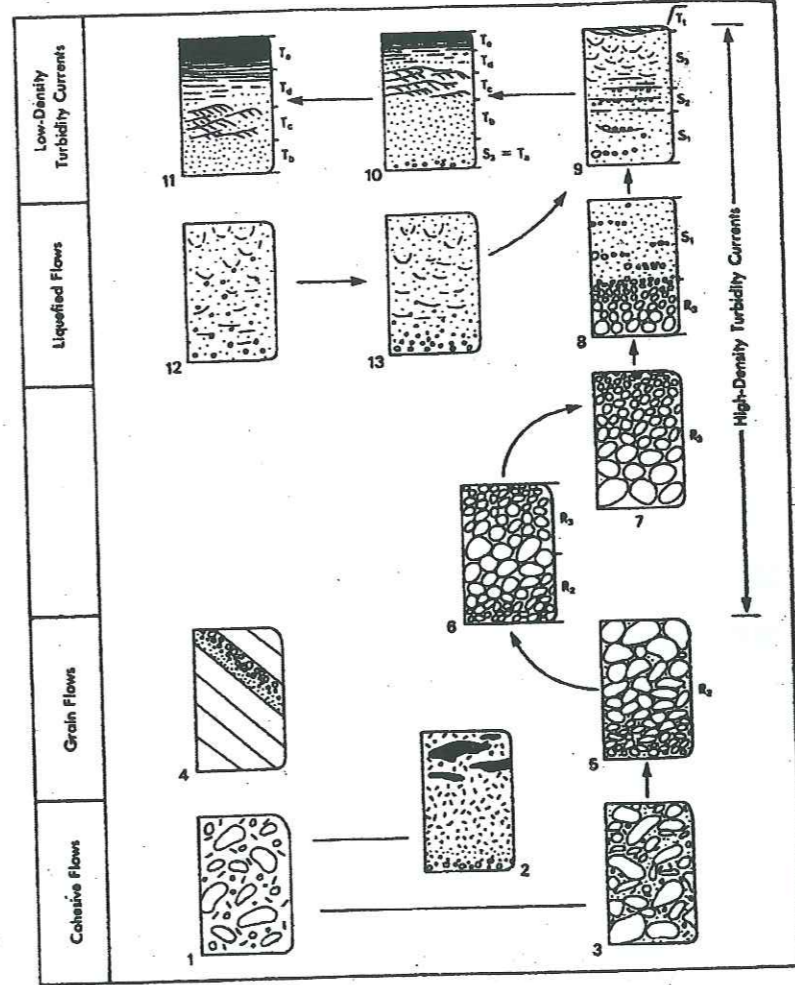


Fig.4.6- Classification de Lowe (1982).

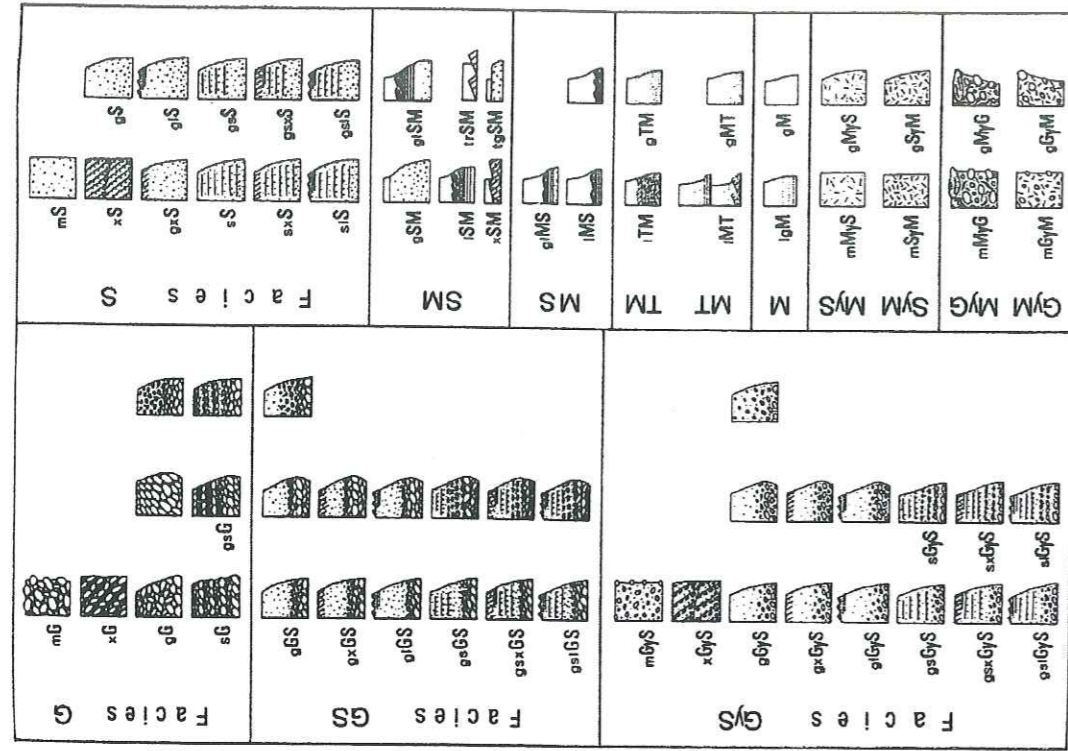


Fig.4.8-Classification de Ghibaudo (1992)

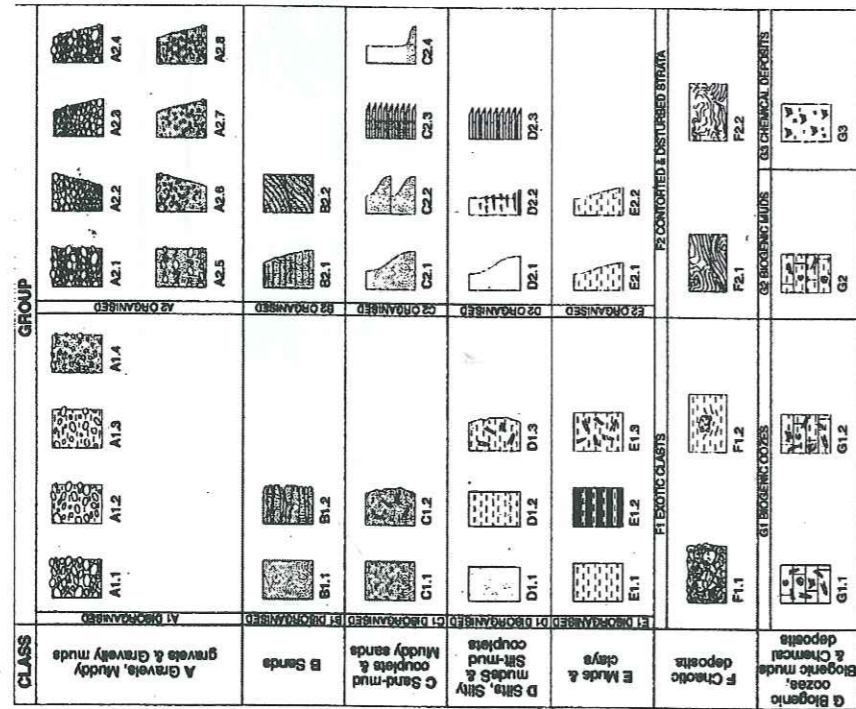
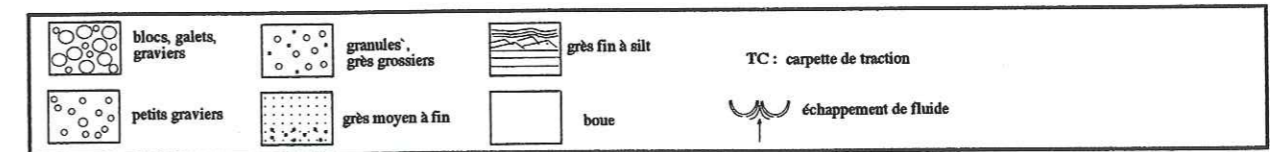
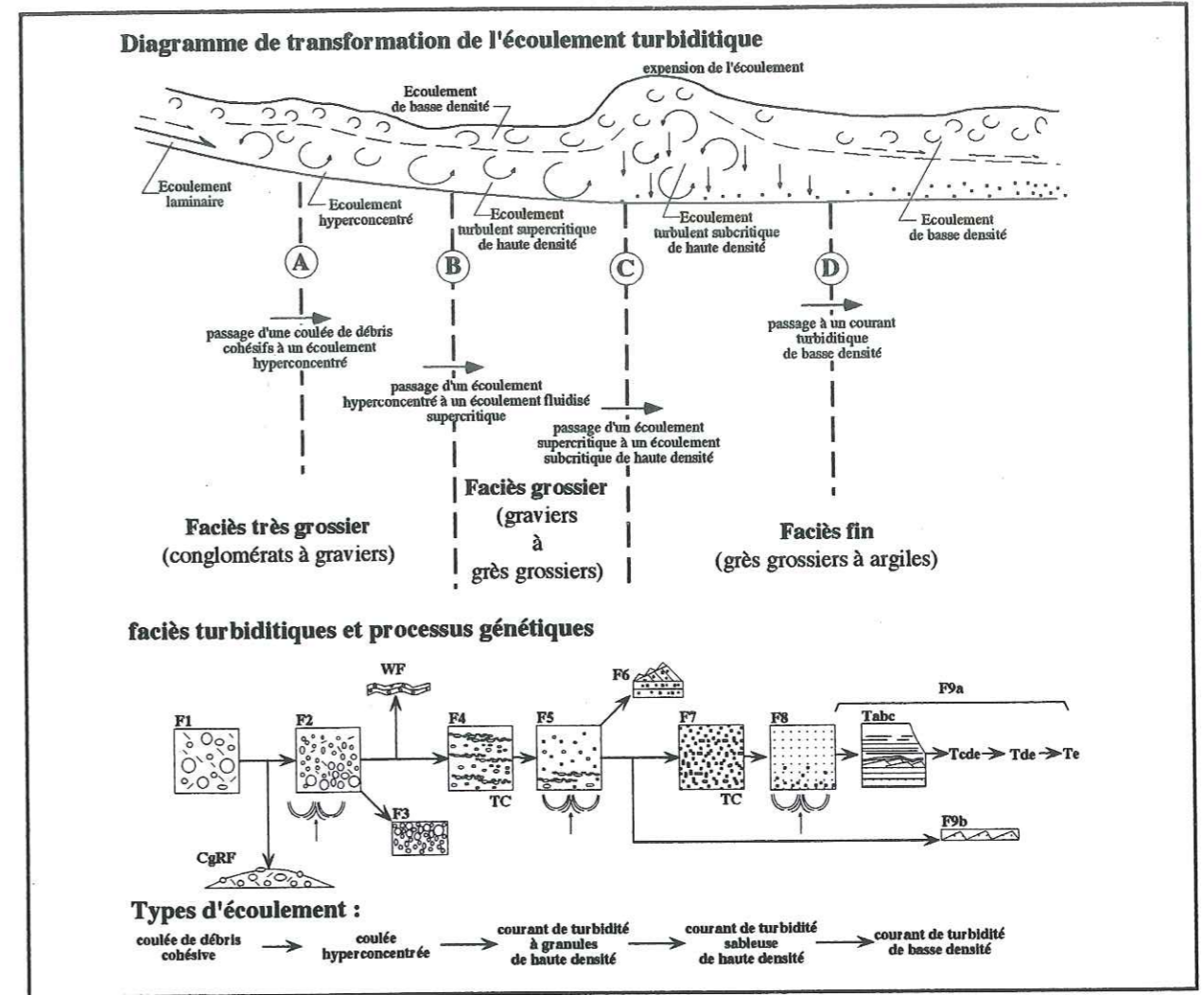


Fig.4.7-Classification de Pickering et al. (1986, 1989, 1995, 1998)



Faciès	Description faciologique
F1	Conglomérat (généralement à matrice argileuse) à éléments flottants de tailles variées
CgRF	Transformation locale de F1 déposé sous forme de lentilles convexes de 0,2 à 1 m d'épaisseur au sommet de F1.
F2	Conglomérat à matrice argileuse ou gréseuse très érosif. granoclassement normal
F3	Conglomérat à clastes dominants. granoclassement inverse
WF	Dépôt sous formes de mégarides (0,05 à 0,2 m)
F4	Carpettes de traction successives dans des sables grossiers. Granoclassement inverse fréquent.
F5	Dépôt de la suspension des sables grossiers. Granoclassement normal et figures d'échappement au sommet souvent érosif avec des galets mous fréquents à la base.
F6	Dépôt peu épais à laminations obliques et rides.
F7	Carpettes de traction successives dans des sables fins. Granoclassement inverse fréquent.
F8	Dépôt de suspension des sables fins. granoclassement normal fréquent sans structures.
F9a	Dépôt de turbidite de basse densité. Organisation et structures de la séquence de Bouma
F9b	Dépôt de couches ondulées de grès fins à silto-argileux. Organisation moins marquée que F9a.

Fig.4.9-Diagramme des principales transformations d'un écoulement de turbidité et tableau récapitulatif des caractéristiques des différents faciès de l'écoulement (extrait de Mutti, 1992).

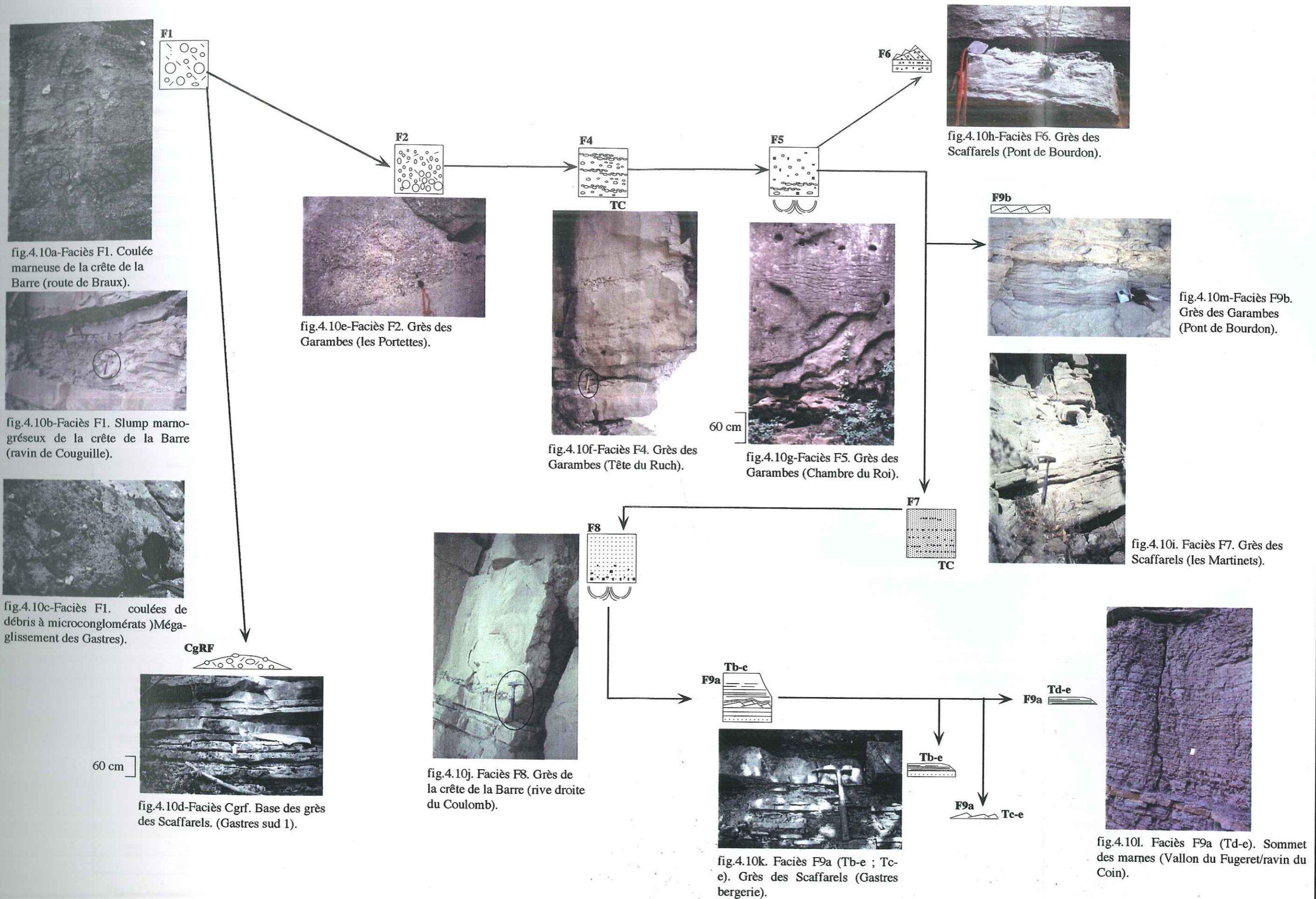


Fig.4.10-Application de la classification de Mutti (1992) aux faciès détritiques de la série d'Annot. Les grès d'Annot recouvrent une grande diversité de faciès qui représentent les principales transformations d'un écoulement de turbidité. La classification de Mutti semble donc la mieux appropriée pour analyser le système turbiditique des Grès d'Annot.

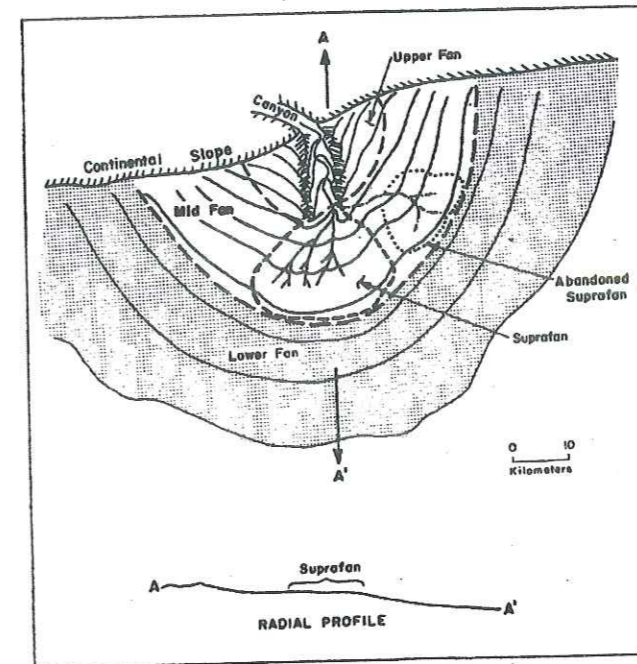


Fig.4.11-Modèle morphologique de cône sous-marin de Normark (1970)

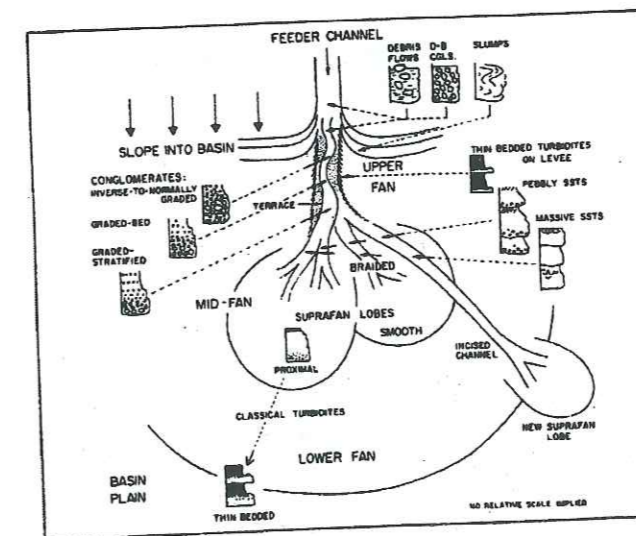
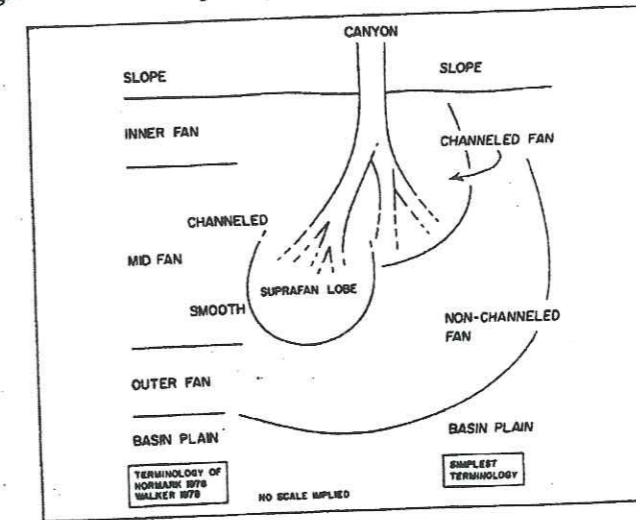


Fig.4.12-Modèle turbiditique de Walker (1978).

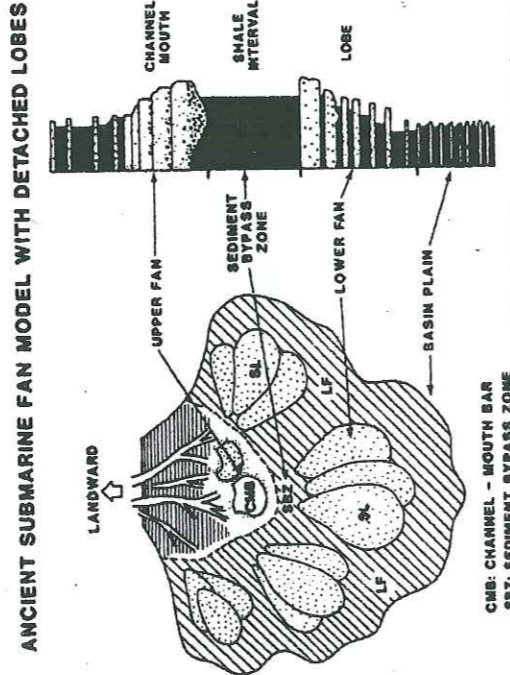
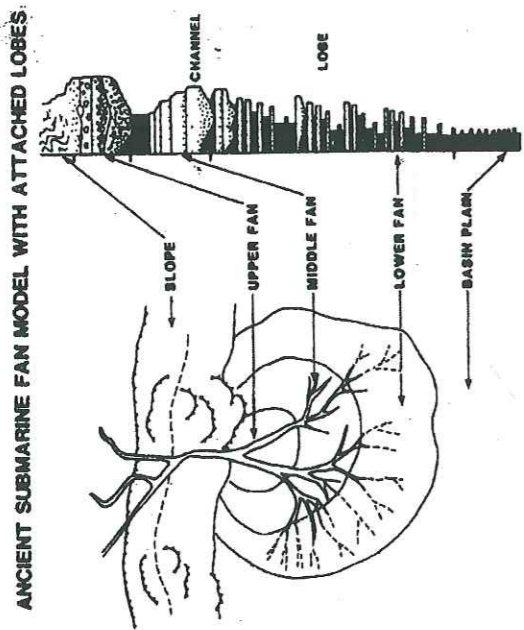


Fig.4.13-Comparaison des systèmes turbiditiques anciens et récents, respectivement à lobes attachés et à lobes détachés (Shanmugam Moiola, 1985).

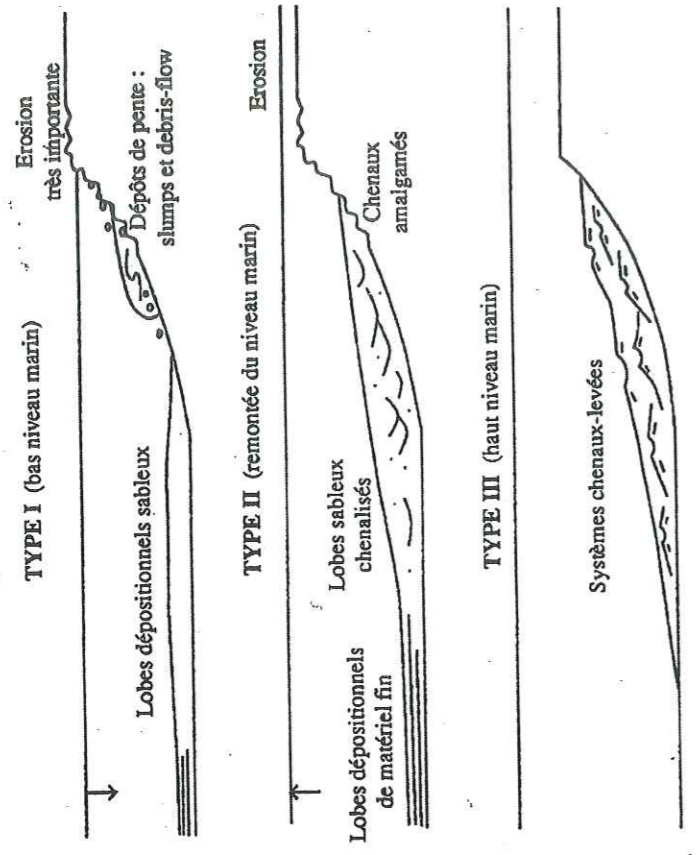


Fig.4.14-Organisation interne d'un système turbiditique selon l'eustatisme (Mutti, 1985).

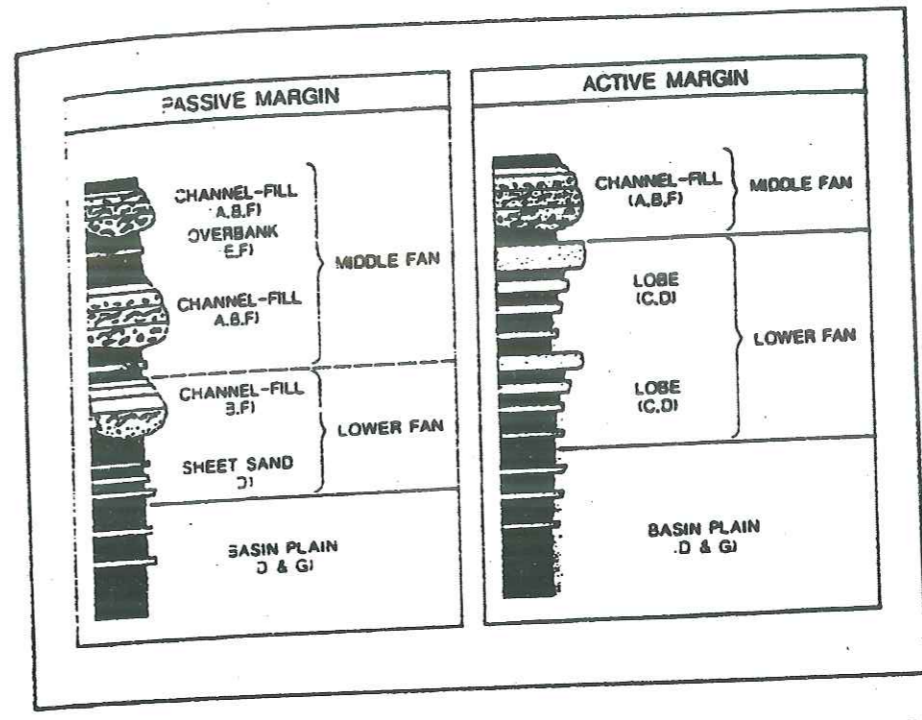


Fig.4.15-Comparaison d'un système turbiditique de marge passive et de marge active (Shanmugam & Moiola, 1988). On remarquera que sur les marges passives chaque étage est caractérisé par une tendance *thinning-fining up*. Sur les marges actives, la tendance est inverse.

Type de système	chenaux	Lobes	Epanrages
Système à graviers dominant	chutes		
Système à sable dominant	chenaux en tresses	Lobes-chenaux	
Système mixte sable/boue	complexe chenaux-levées	Lobes	
Système à boue dominant	complexe chenaux-levées	Lobes	

Fig.4.16-Elements architecturaux des complexes turbiditiques selon le type de système-source (modifié de Reading & Richards, 1994).

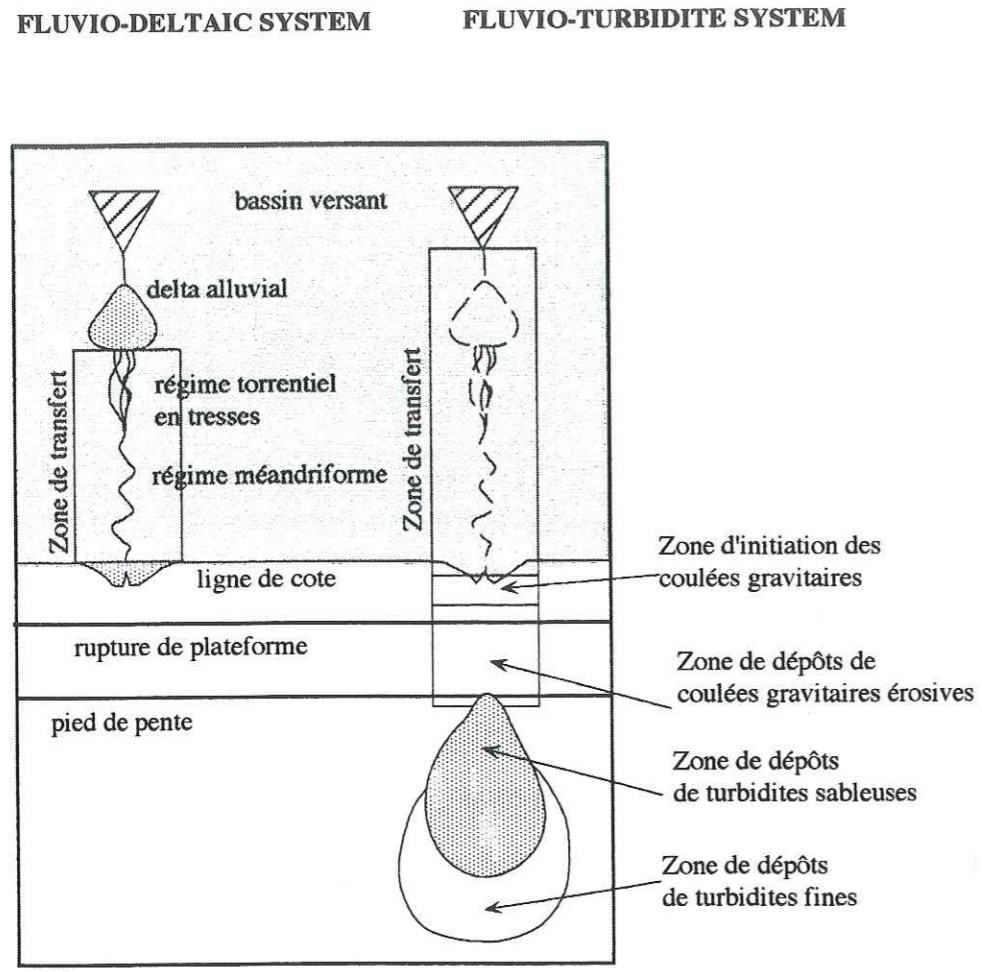


Fig.4.17-Comparaison du système fluvio-deltaïque et du système fluvio-turbiditique (Mutti *et al.*, 1996).

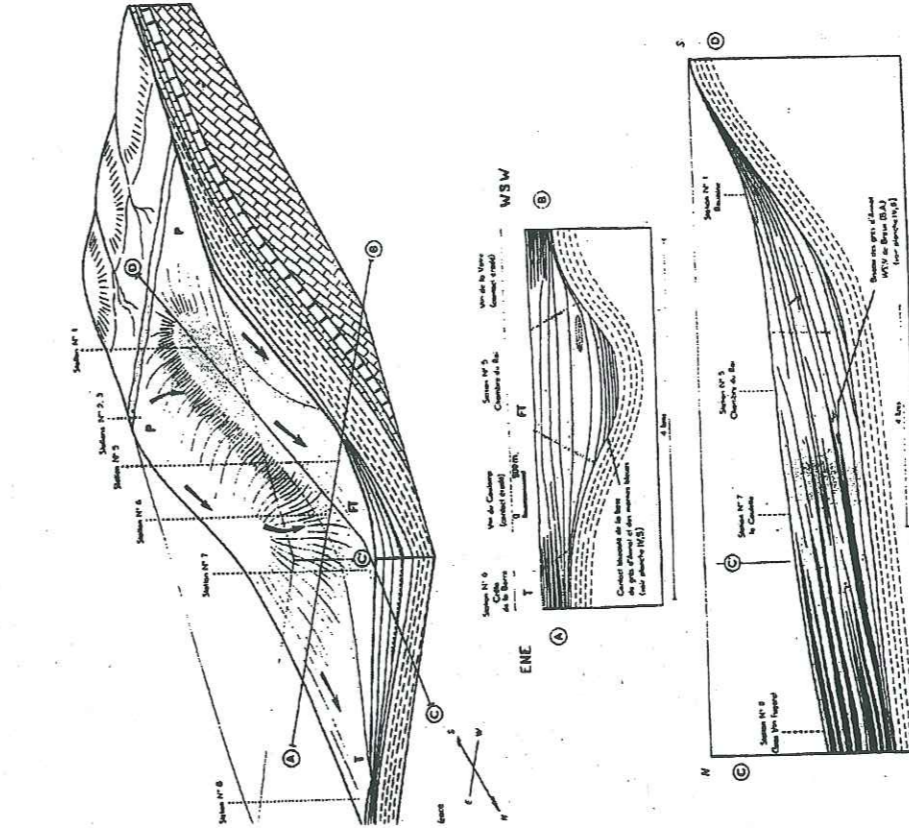


Fig.4.18-Le système turbiditique des Grès d'Annot. Un système de canyon selon Stanley, 1961.

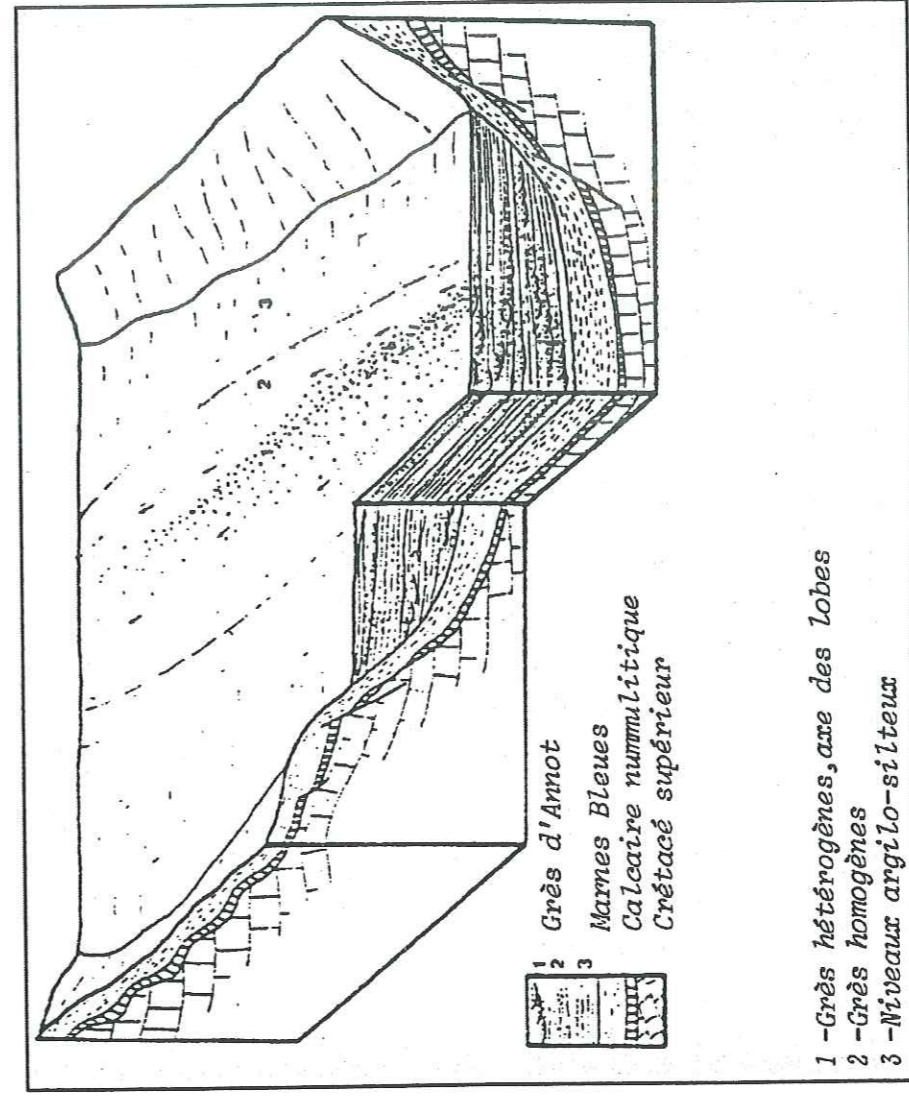


Fig.4.19-Le système turbiditique des Grès d'Annot. Un système de vallée selon Cremer, 1983. On notera la présence de failles normales sur les bordures de l'axe principal de la vallée.

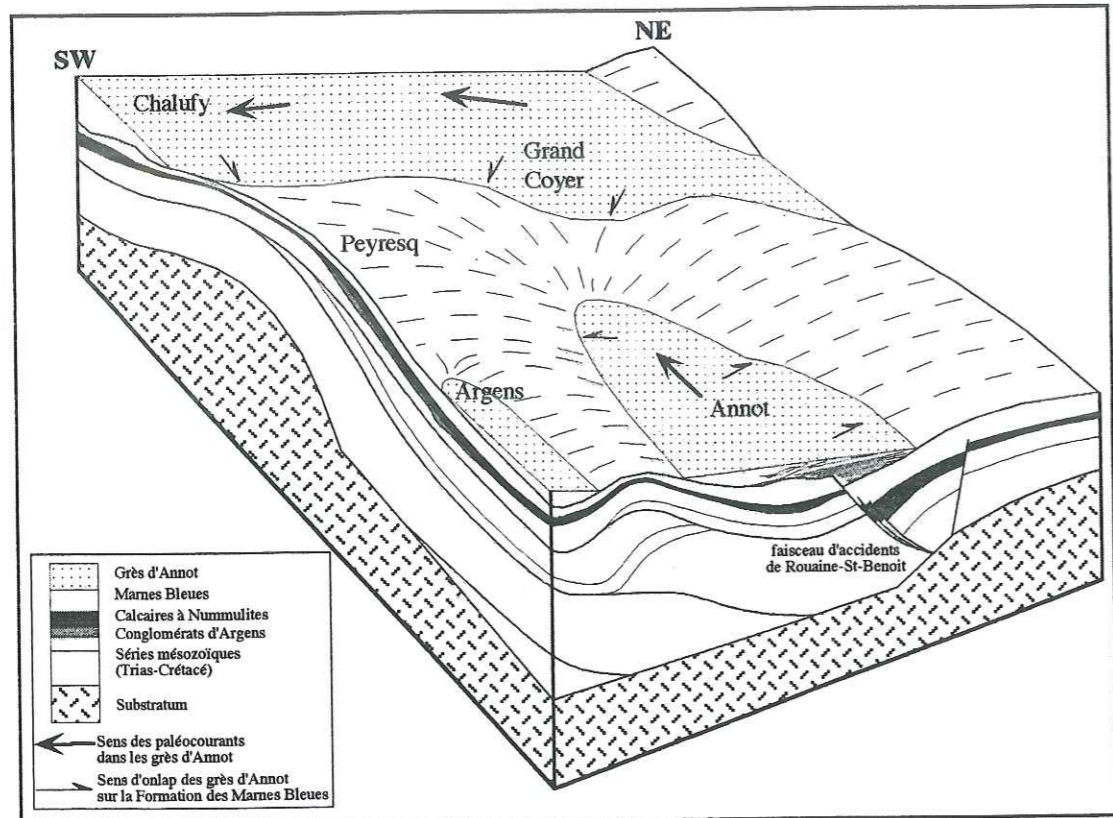


Fig.4.20a-Modèle morphologique de cuvette pour le secteur d'Annot (modifié de Elliot et al., 1985). Nous avons replacé le faisceau d'accidents de Rouaine qui induit un développement différentiel prononcé.

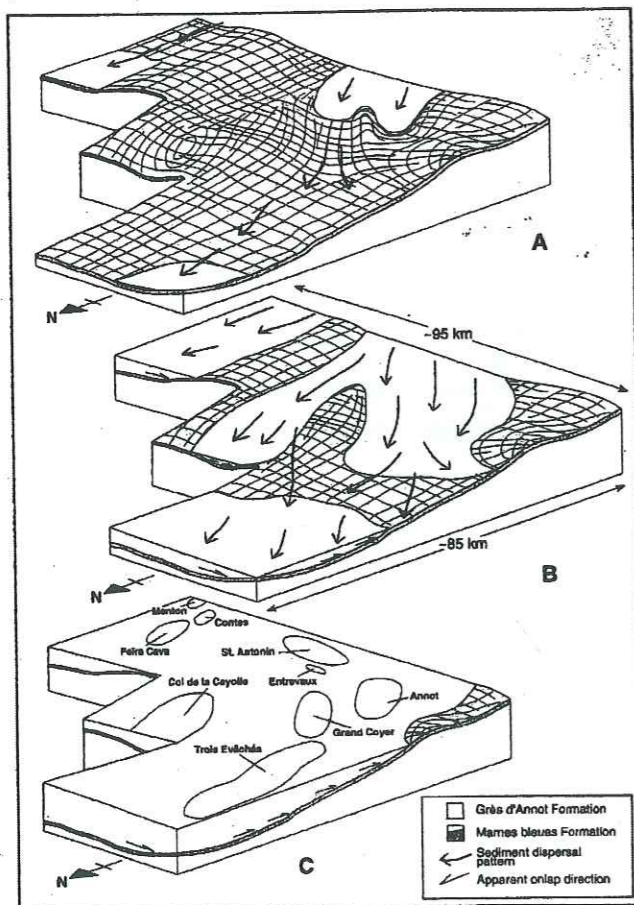


Fig.4.20b-Modèle morphologique du bassin d'Annot s.l. constitué de plusieurs dépressions progressivement comblées (Pickering & Hilton, 1998).

**II - MORPHOLOGIE DU BASSIN
ET DEVELOPPEMENT DIFFERENTIEL
DES DEPOTS NUMMULITIQUES**

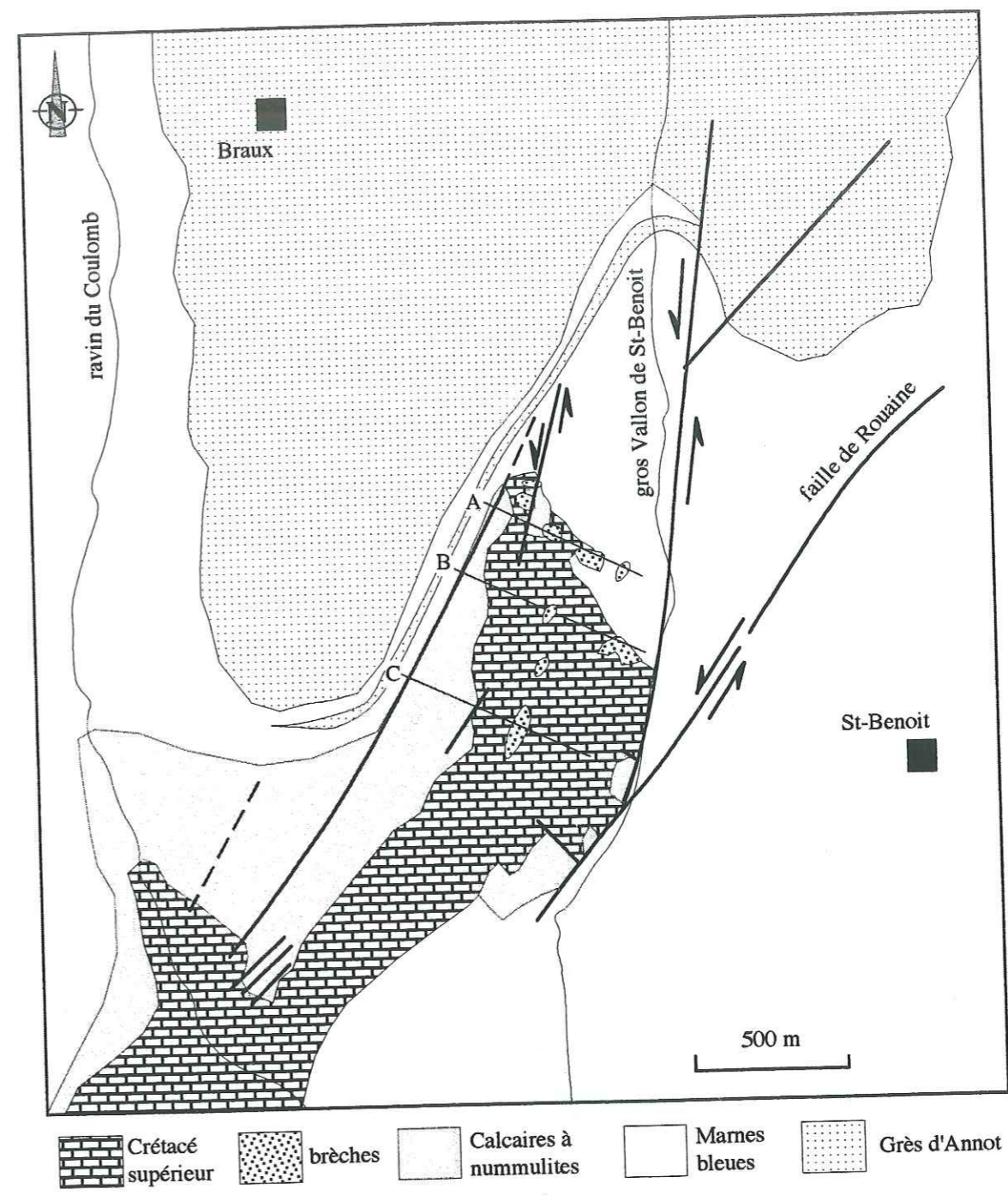


Fig.4.21-Cartographie du secteur du gros Vallon de St-Benoit

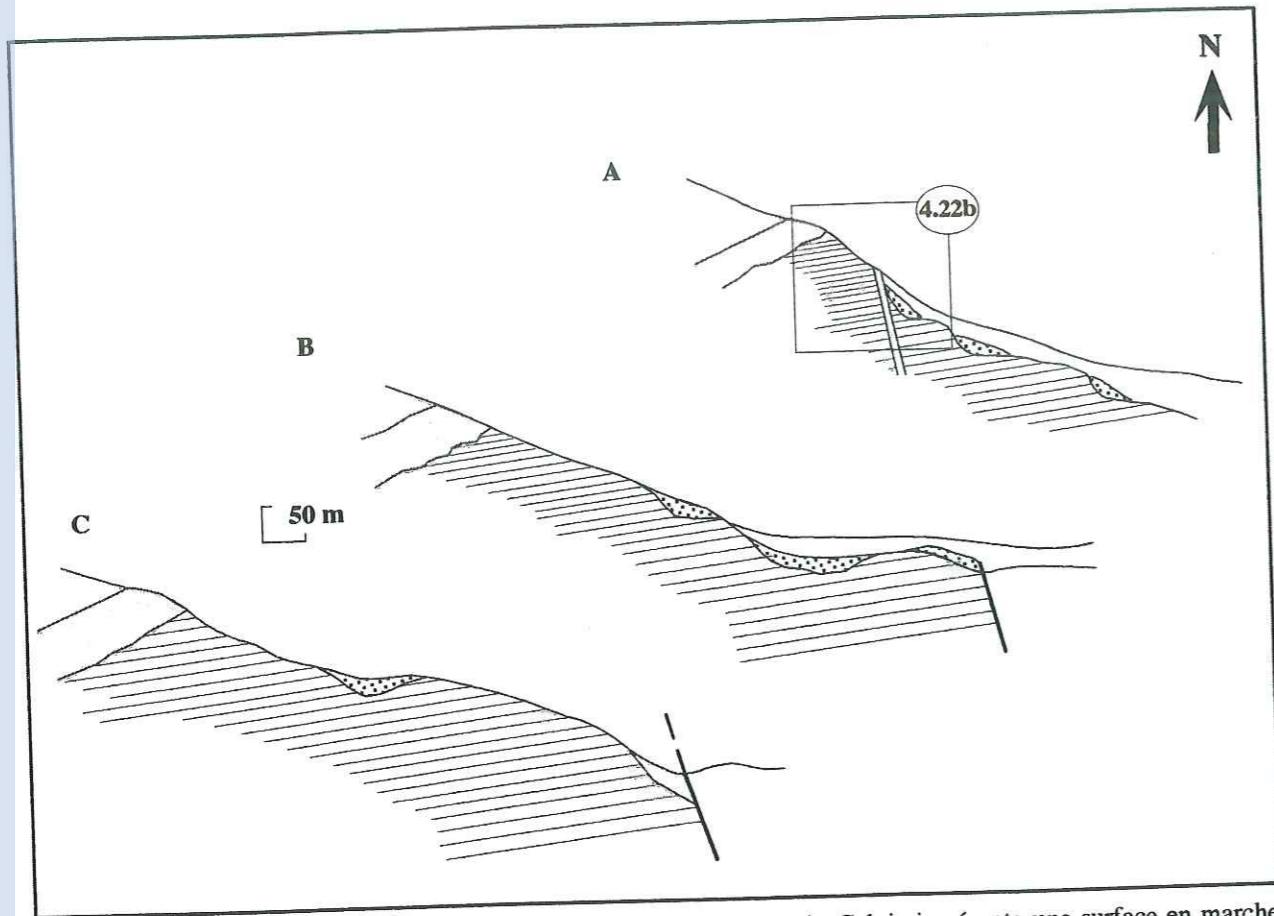


Fig.4.22a-Coupes séries schématiques le long de l'abrupt de St-Benoit. Celui-ci présente une surface en marches d'escalier, au creux desquelles se développent des brèches de démantèlement (modifié de Maillart, 1991). La localisation des coupes est placée sur la figure 4.21. Les figurés sont identiques.

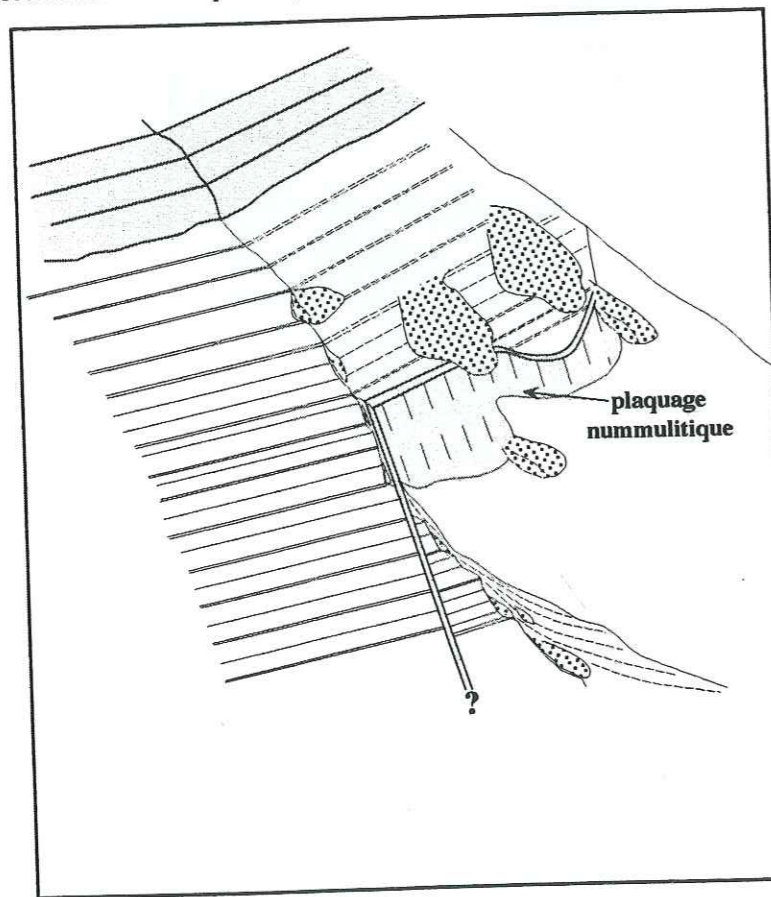


Fig.4.22b-Représentation schématique de la paléostructure de St-Benoit, au niveau de la "paléofalaise". Le plaquage nummulitique recoupe orthogonalement le Crétacé supérieur. Il scelle localement des brèches et est lui-même surmonté de brèches à matrice "nummulitique". De plus, localement s'intercalent dans les marnes des lentilles bréchiqes. Ceci souligne bien le jeu synsédimentaire des accidents du faisceau de Rouaine.

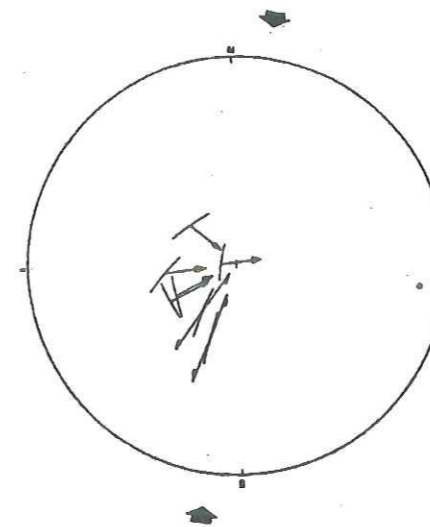


Fig.4.23a-Mesures de stries sur le plaquage nummulitique de St-Benoit.

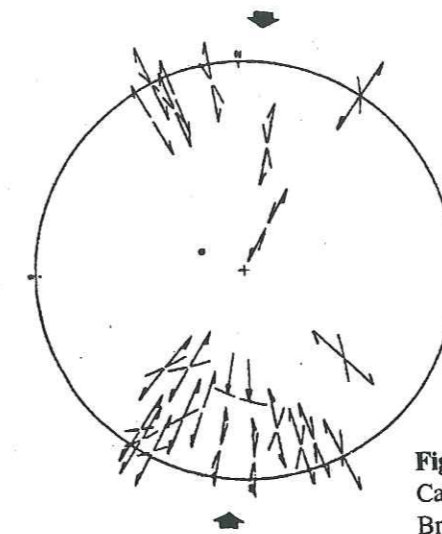


Fig.4.23b-Mesures de stries dans les Calcaires nummulitiques de la route de Braux.

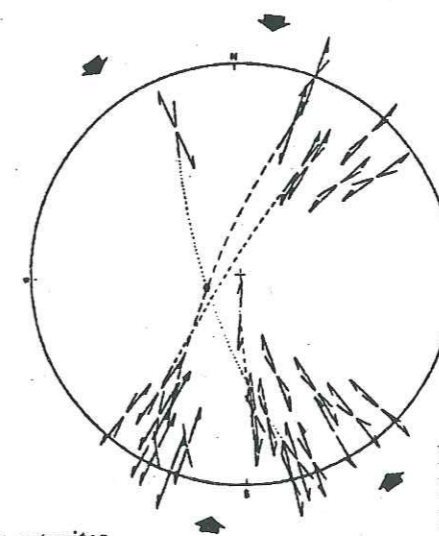
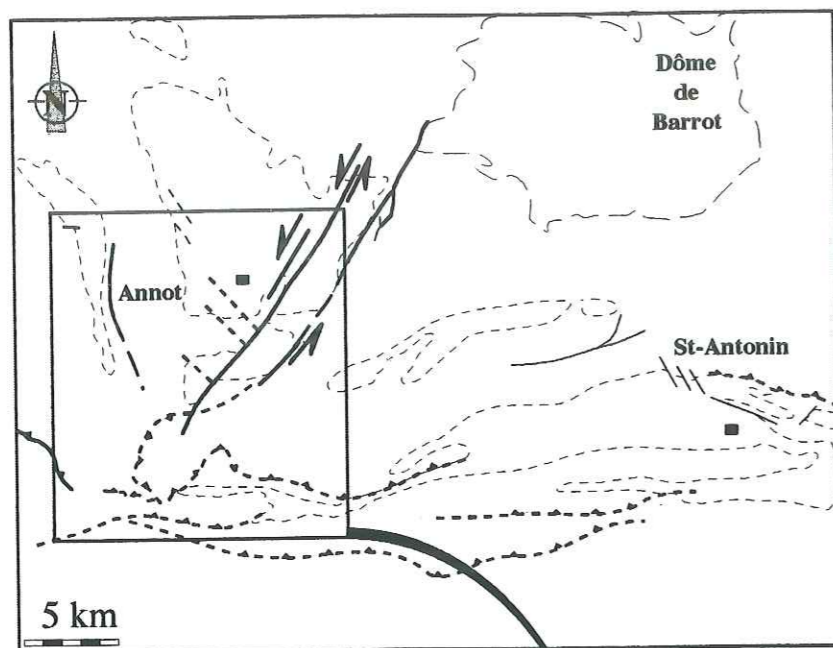
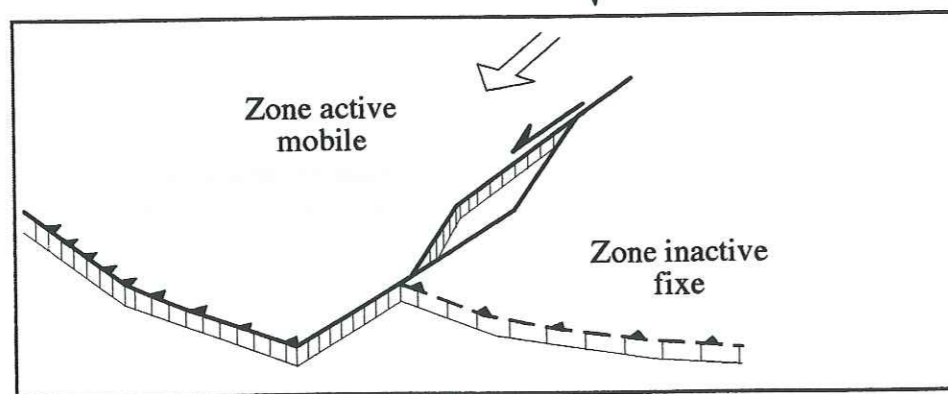


Fig.4.23b-Mesures de stries dans les Marnes bleues du compartiment de St-Benoit.

N. B. : Ces mesures sont extraites de Laval & Albussaidi (1984).



Canevas structural du secteur d'Annot.



Modèle de bassin polygénique de type *strike-slip* développé entre deux zones de décrochements (d'après Nilsen & Sylvester, 1995).

Fig.4.24-Le système de décrochement des faisceaux de Rouaine et du Var favorise le développement d'un bassin en *Pull-apart*, lié à des contraintes compressives horizontales d'orientation NE-SW. Le compartiment Est est considéré comme fixe vis à vis du déplacement sensible du compartiment occidental.

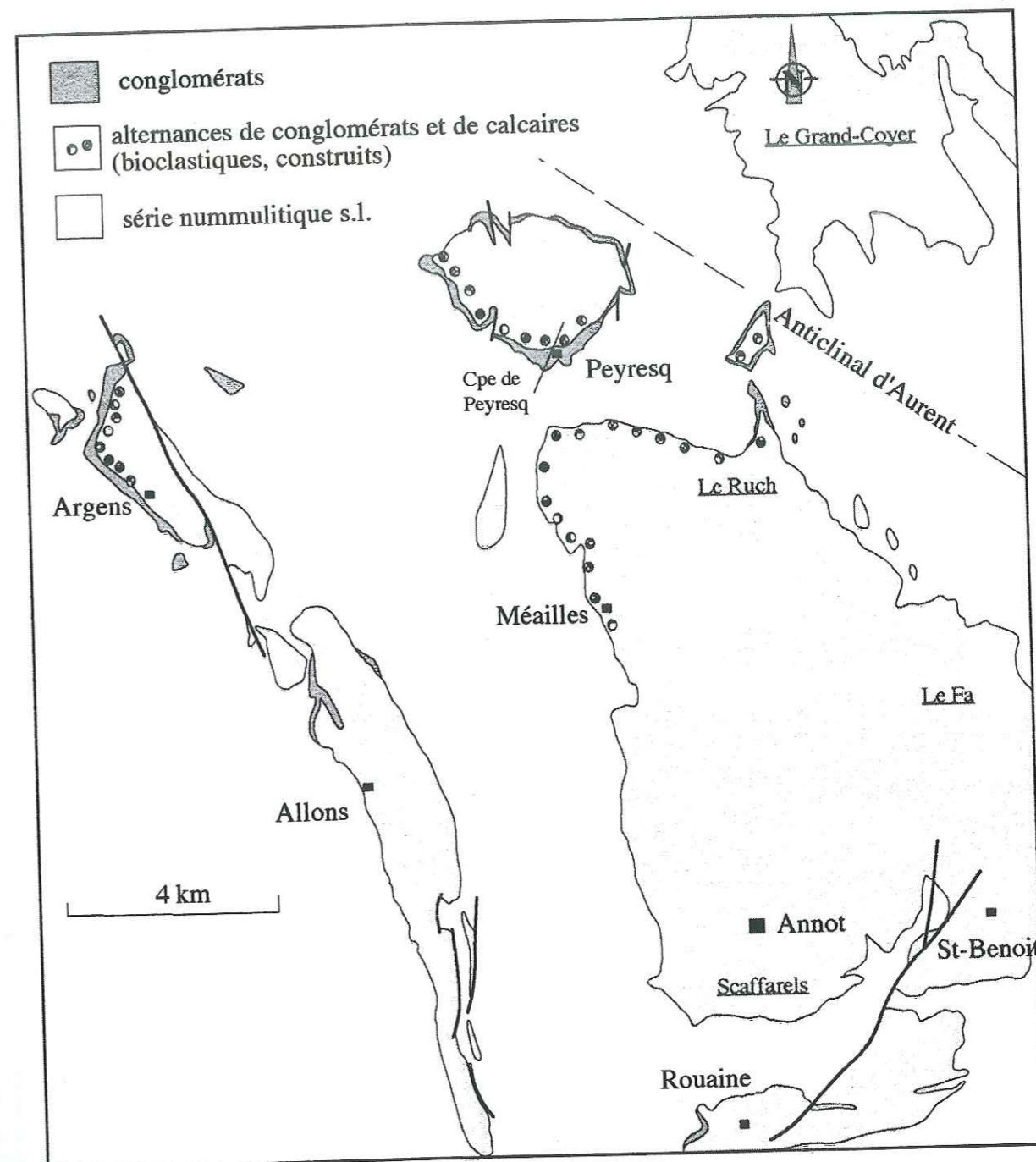


Fig.4.25-Carte de répartition des dépôts conglomératiques assimilés aux Conglomérats infranummulitiques. Les Conglomérats de Peyresq et du Ruch sont localisés sur la bordure sur de l'anticlinal d'Aurent. Les alternances de calcaires et conglomérats sont considérées comme reflétant des fluctuations hautes fréquences du niveau marin où les décharges grossières signent des périodes de bas niveau marin relatif et les intervalles bioclastiques comme des intervalles de remontées du niveau marin relatif.

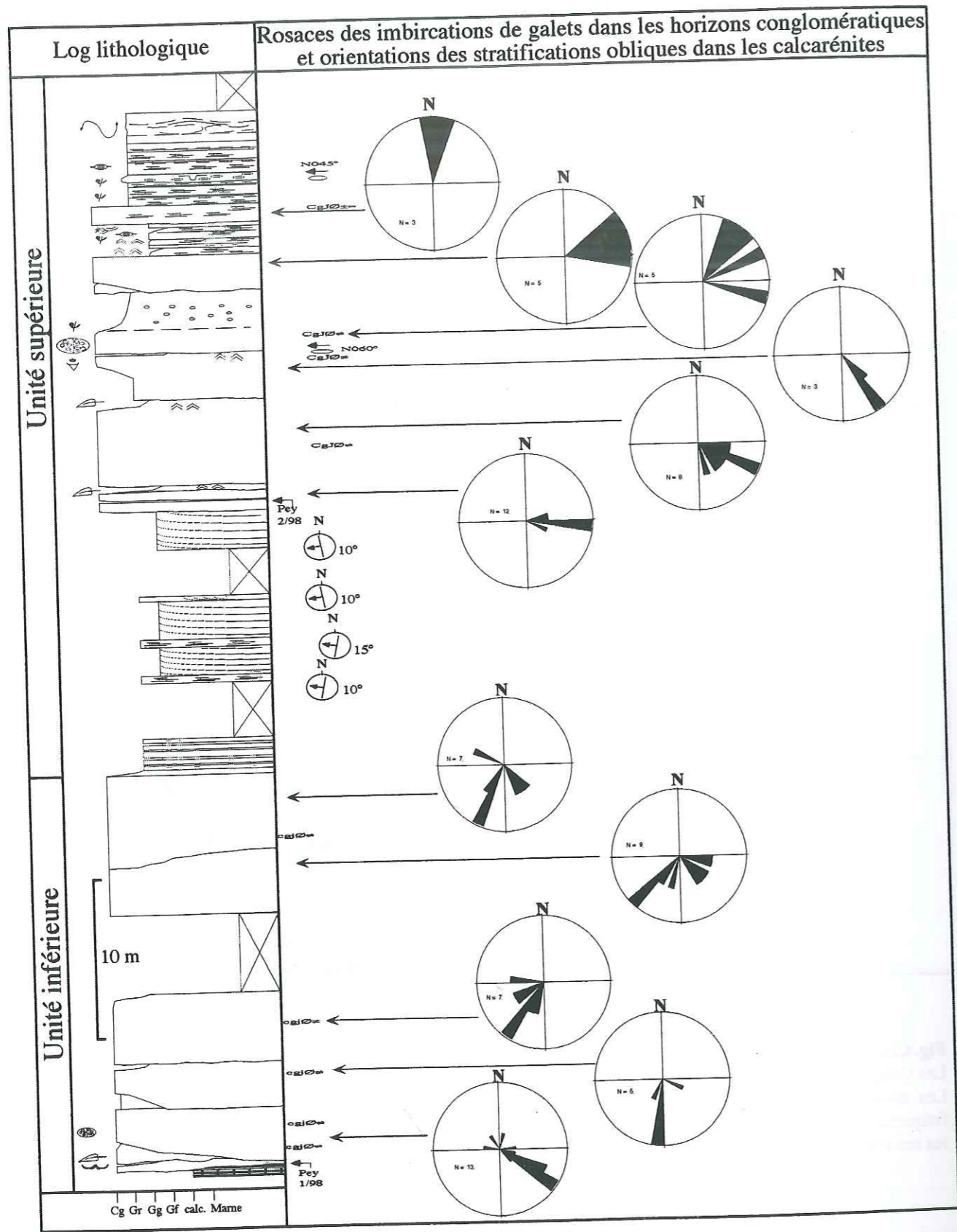


Fig.4.26-Coupe de l'assise nummulitique du pont de Peyresq.

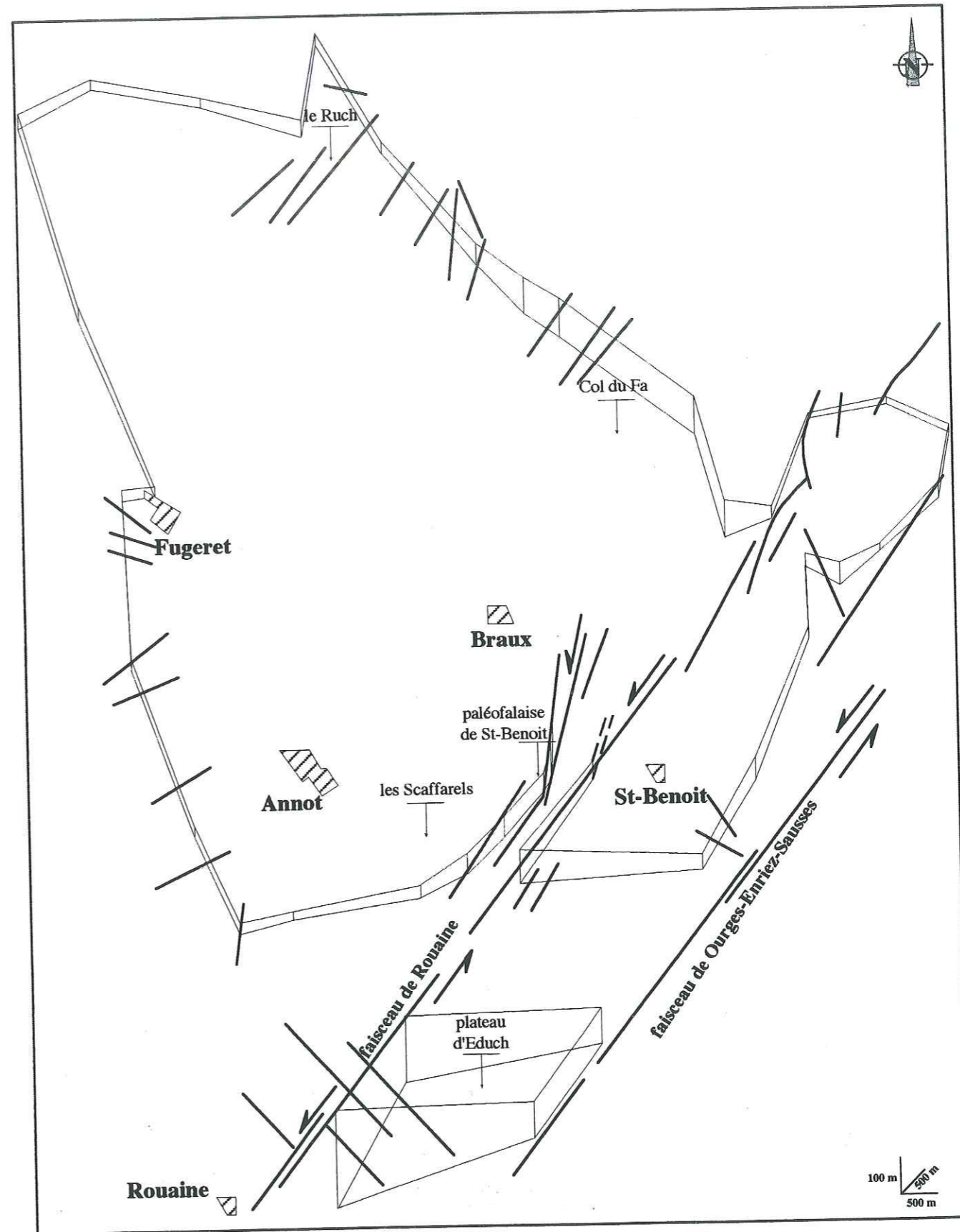


Fig.4.27-Représentation schématique du développement spatial des Calcaires à nummulites dans le synclinal d'Annot. Nous y avons superposé le canevas d'accidents dans ce secteur. On remarque une étroite relation entre le réseau de failles et la puissance des calcaires qui s'épaississent fortement et de façon systématique à l'est du faisceau de Rouaine et également vers le Sud. Cette particularité appuie le caractère synsédimentaire de ces accidents.

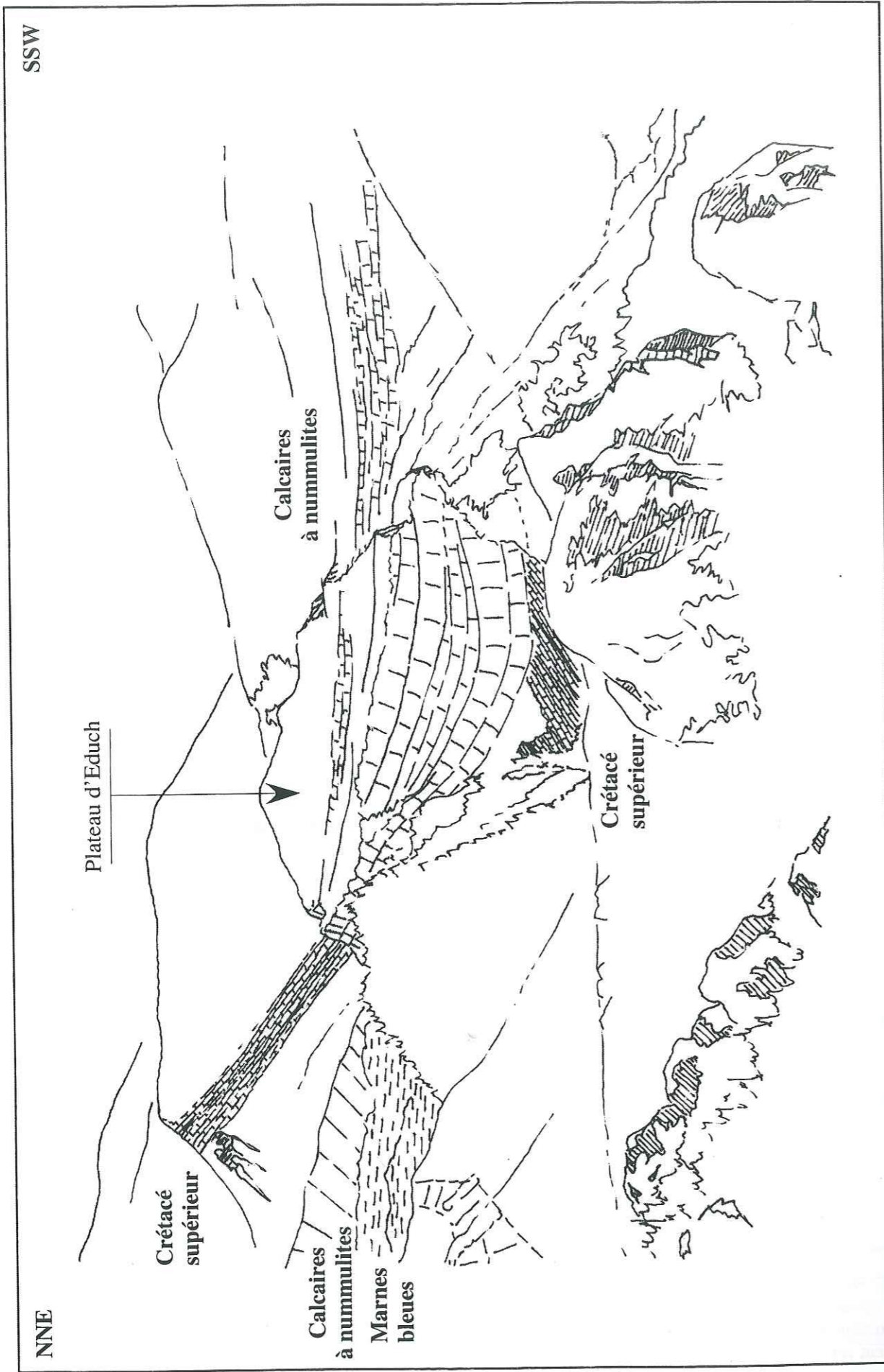


Fig.4.28-Panorama occidental du plateau d'Educh (vue des Rochers de Rouaine). On observe un éventail synsédimentaire ouvert vers le Sud. (dessiné d'après photo de G. Apps, 1987. fig4.32b).

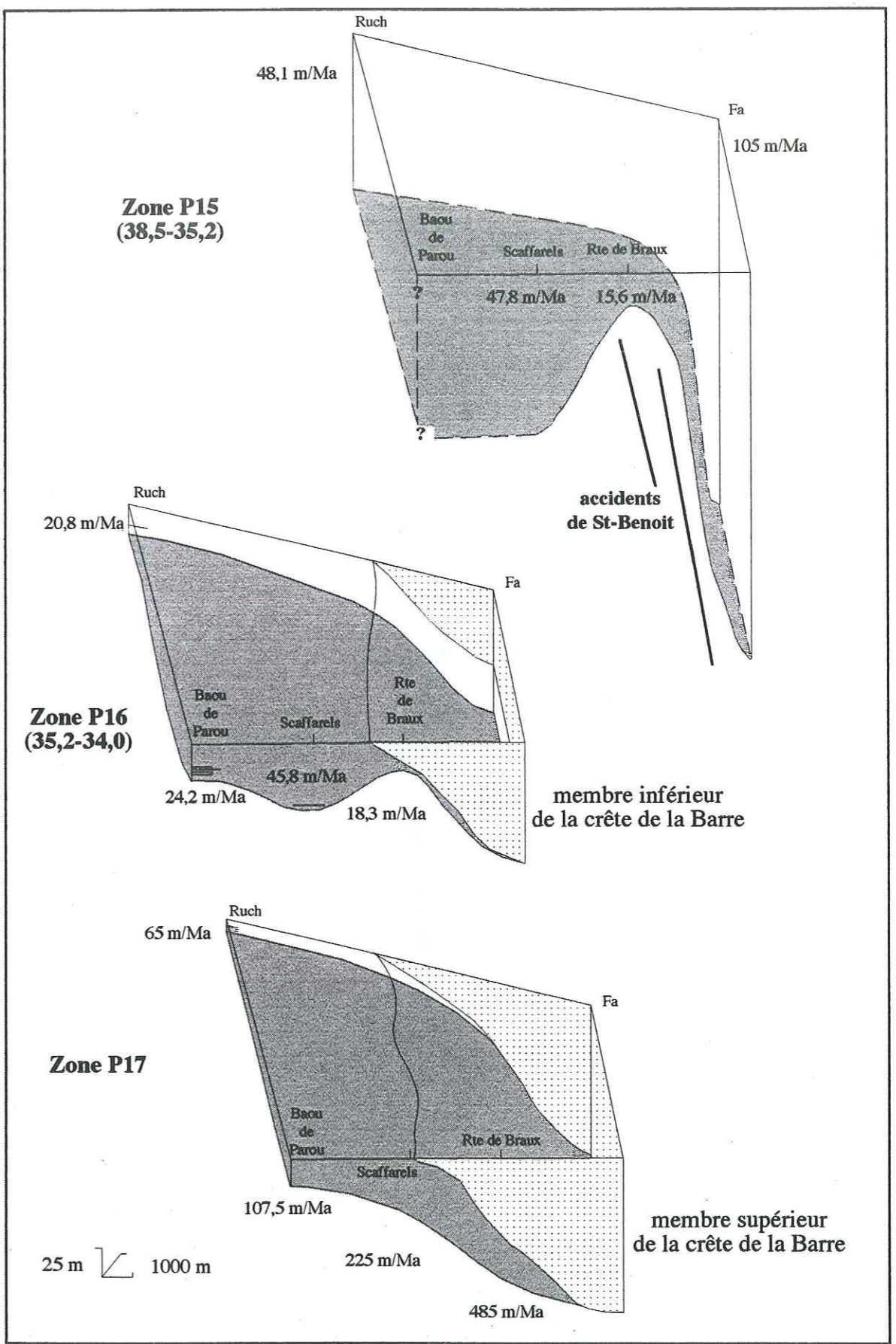


Fig.4.29-Développements différentiels de la zone P15, définie dans les Marnes bleues du bassin d'Annot. Les limites de biozones sont explicitées de la Partie II. On remarque une hyperdilatation dans le secteur oriental du Fa, situé à l'Est de l'accident de St-Benoit, associée à la précocité du détritisme avec le membre de la crête de la Barre.

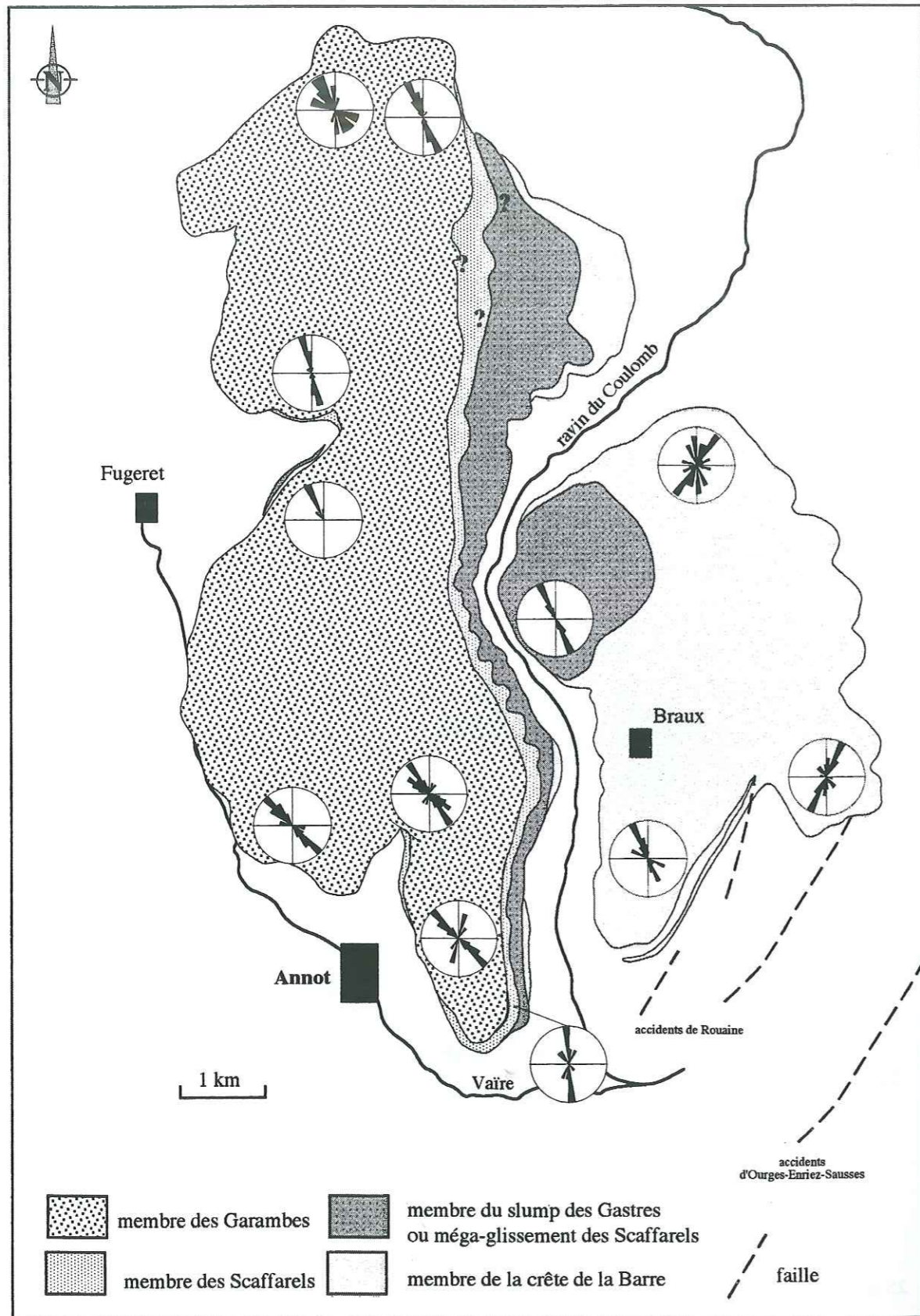


Fig.4.30. Cartographie des différents membres constituant les Grès d'Annot.

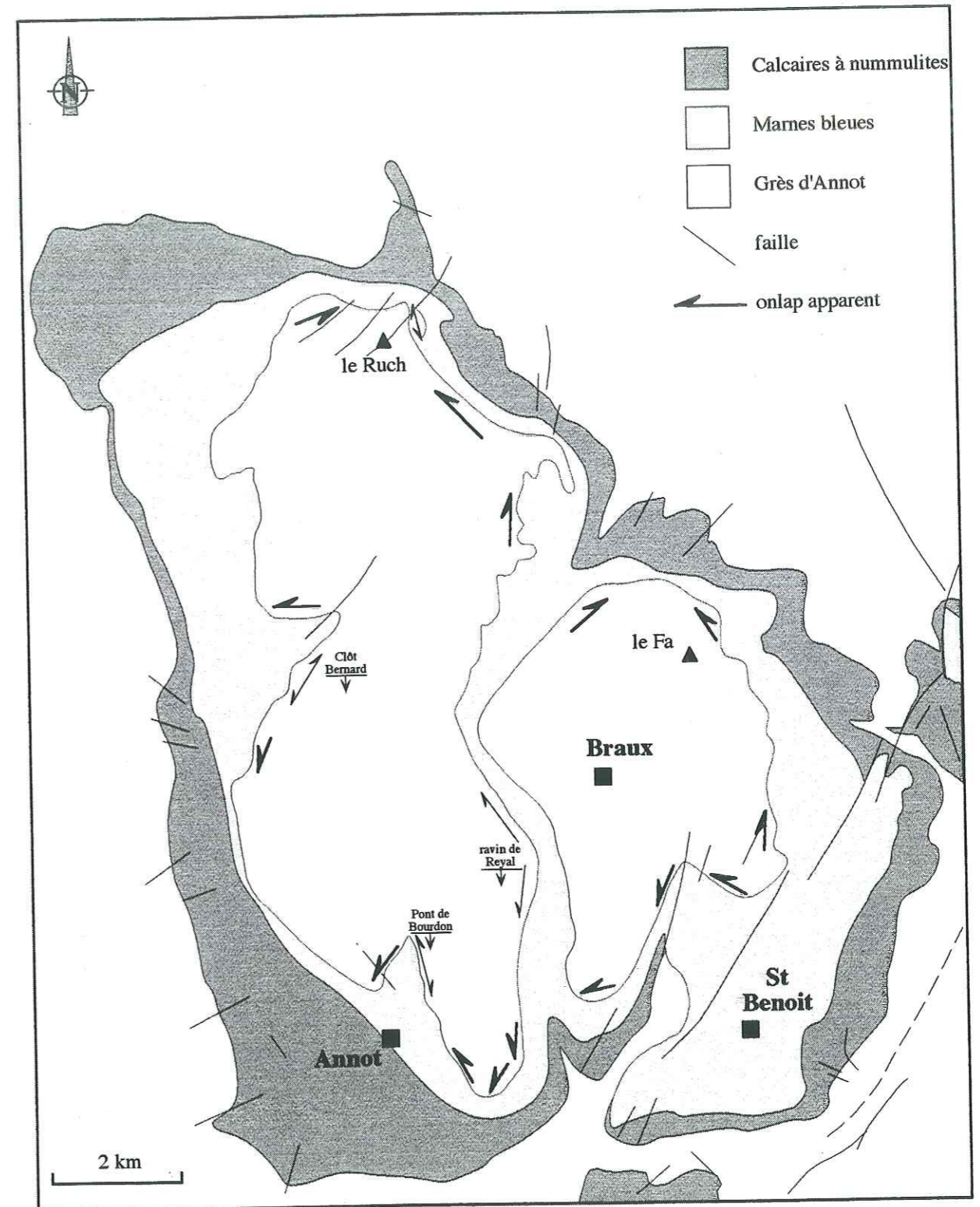
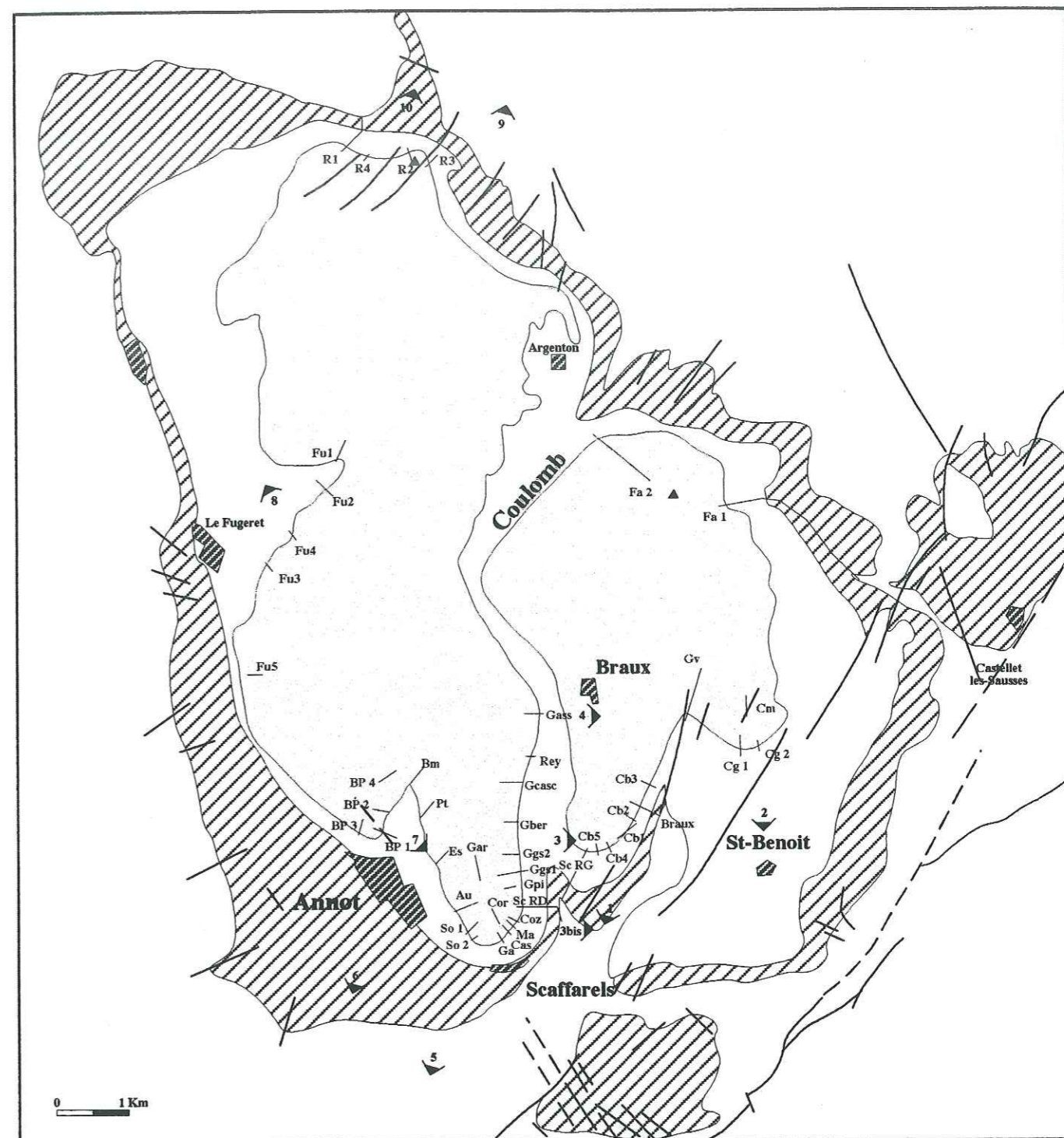


Fig.4.31- Carte des onlaps apparents relevés au contact des Grès d'Annot sur les Marnes bleues.

III - LES SEQUENCES DE DEPOTS
DE LA SERIE D'ANNOT



<p>RUCH:</p> <p>R1=Ruch ouest 1 R2=Ruch sommet R3=Ruch est R4=Ruch ouest 2</p> <p>FUGERET:</p> <p>FU1=Gros Vallon FU2=Clôt Bernard FU3=ravin du Coin FU4=Oratoire FU5=Bérard</p> <p>BAOU DE PAROU:</p> <p>BP1=corniche du Baou BP2=Baou de Parou est BP3=Baou de Parou ouest BP4=Baou de Parou var.</p> <p>SAINT-BENOIT:</p> <p>Gv=Gros Vallon Cg1=Cougulle ouest Cg2=Cougulle est Cm=Clôt Martin</p>	<p>ANNOT:</p> <p>Bm=Balme Michel Pt=pont de Bourdou Es=les Espaluns Au=les Auches Gar=les Garambes So1=source du roi 1 So2= source du roi 2 Cor=la corniche du roi</p> <p>LES SCAFFARELS:</p> <p>Ga=les Scaffarels/la gare Cas=cascade des Scaffarels Ma=les martinets Coz=les Scaffarels/cozzi SCAFF RD=les Scaffarels rd SCAFF RG=les Scaffarels rg</p> <p>LE FA:</p> <p>Fa1=Fa/mougin Fa2=col du Fa</p>	<p>LES GASTRES:</p> <p>Gpi=les Gastres/cpe à pierrot Gga1=les Gastres sud 1 Gga2=les Gastres sud 2 Gber=les Gastres bergerie Gcas=les Gastres cascades Rey=ravin de Rey Gass=les Gastres/Gassinie</p> <p>CRETE DE LA BARRE:</p> <p>CB1=route de Braux CB2=crête de la Barre/antenne CB3=crête de la Barre/1100m CB4=crête de la Barre/pylone CB5=crête de la Barre/ouest</p>	<p>PANORAMAS:</p> <p>1=crête de la Barre 2=Gros Vallon/Cougulle 3=les Scaffarels 3bis=la corniche du roi 4=les Gastres 5=les Auches-la chambre du roi 6=les garambes 7=Baou de Parou 8=Clôt Bernard 9=Ruch est 10=Ruch ouest</p>
---	---	--	---

Fig.4.32-Localisation des coupes et des panoramas utilisés dans ce travail.

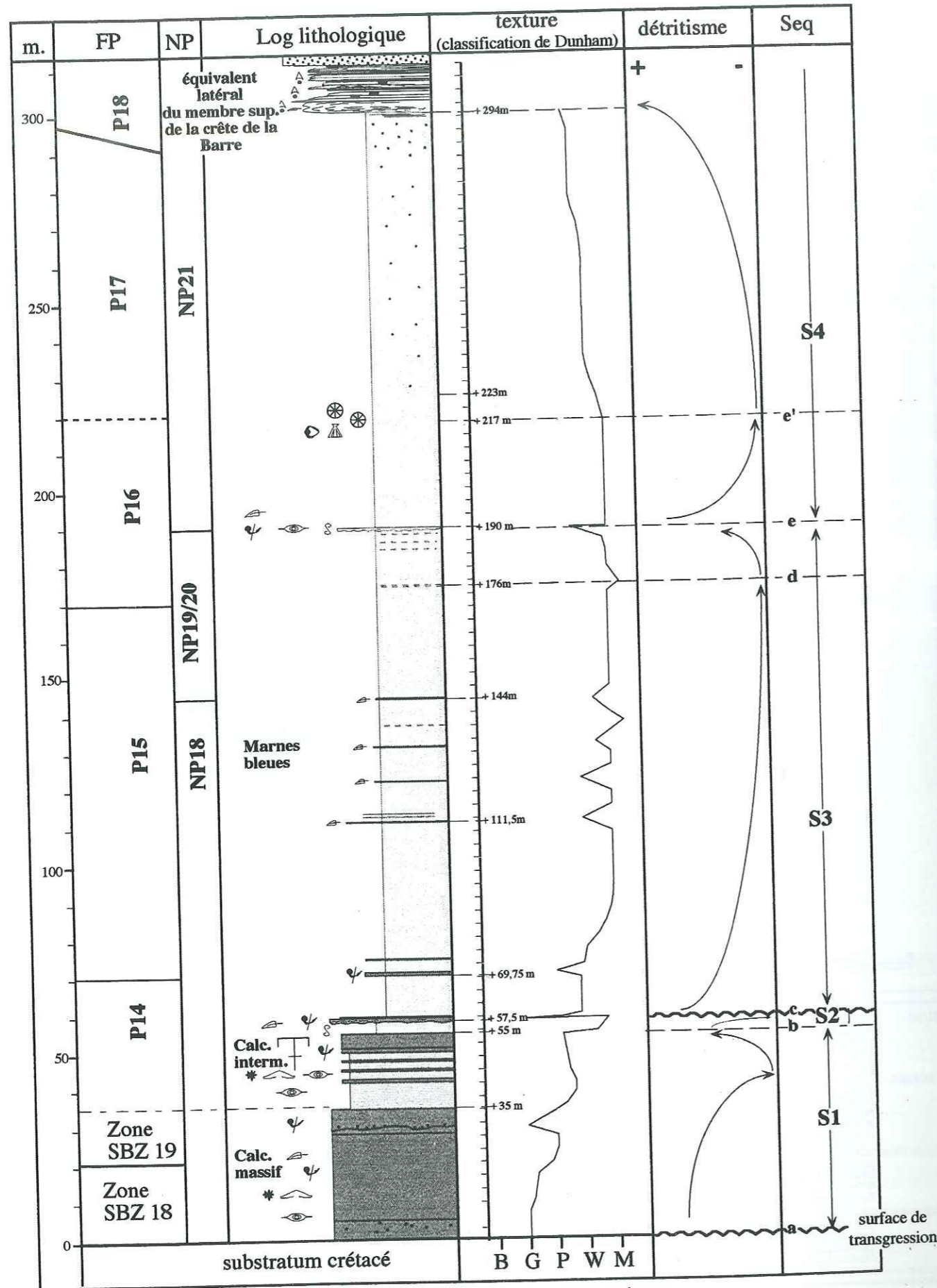


Fig.4.33-Evolution verticale de faciès et de la texture de la coupe des Scaffarels.

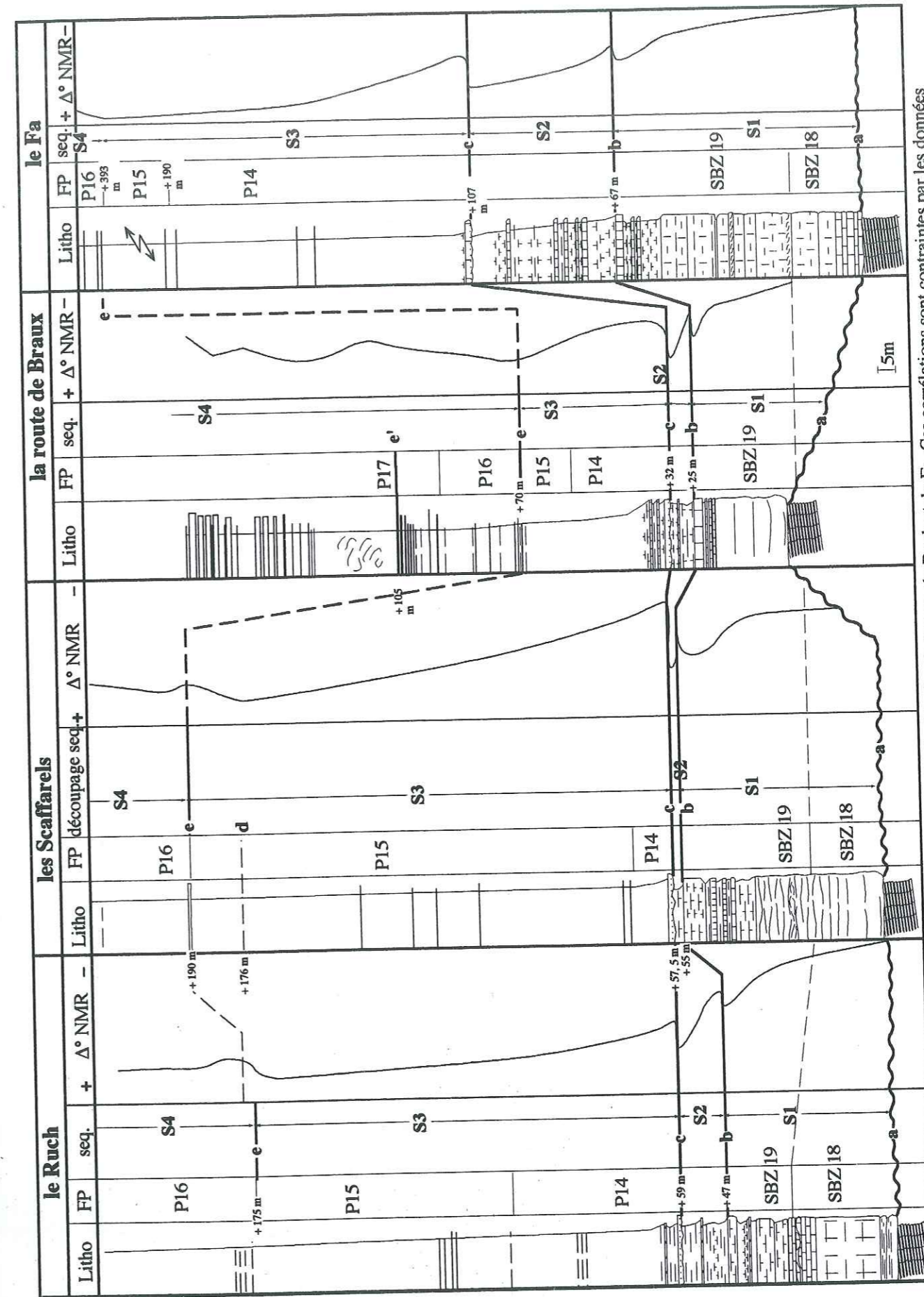


Fig.4.34-Correlations des séquences S1, S2 et S3 dans les secteurs des Scaffarels, de Braux, du Ruch et du Fa. Ces corrélations sont contraintes par les données biostratigraphiques.
N.B. : pour faciliter la lecture, l'épaisseur totale de la coupe du Fa a été raccourcie pour les marnes de la Zone P15.

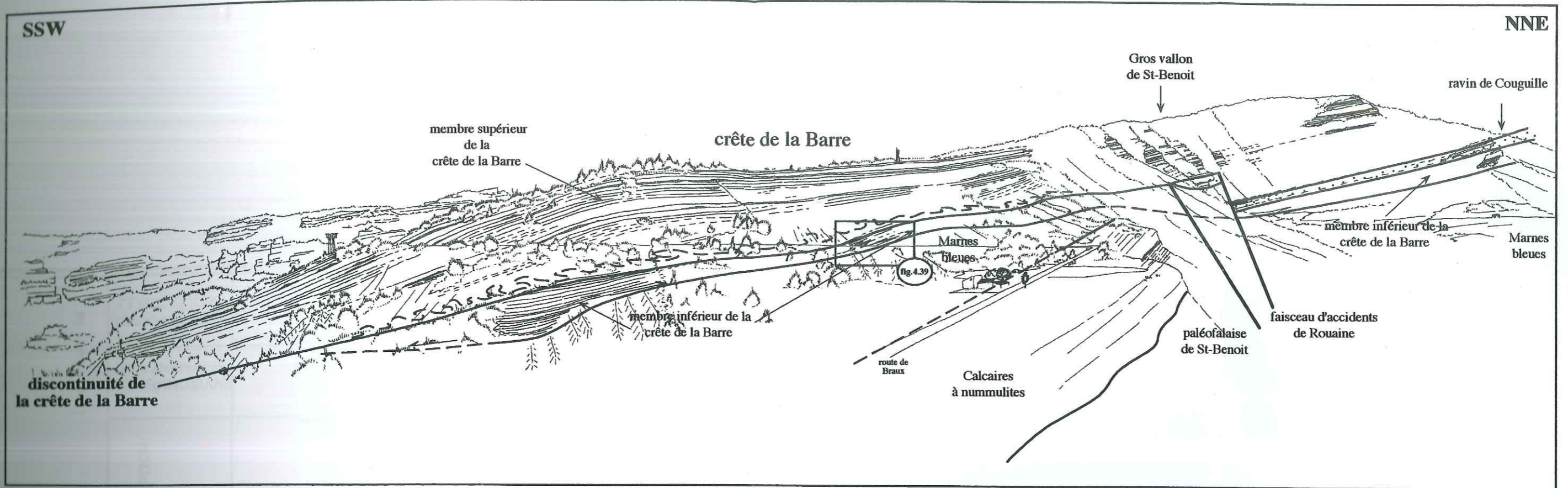


Fig.4.35a-Panorama de la crête de la Barre et continuité des surfaces et des ensembles lithologiques caractéristiques. Panorama 1 de la figure 4.32.

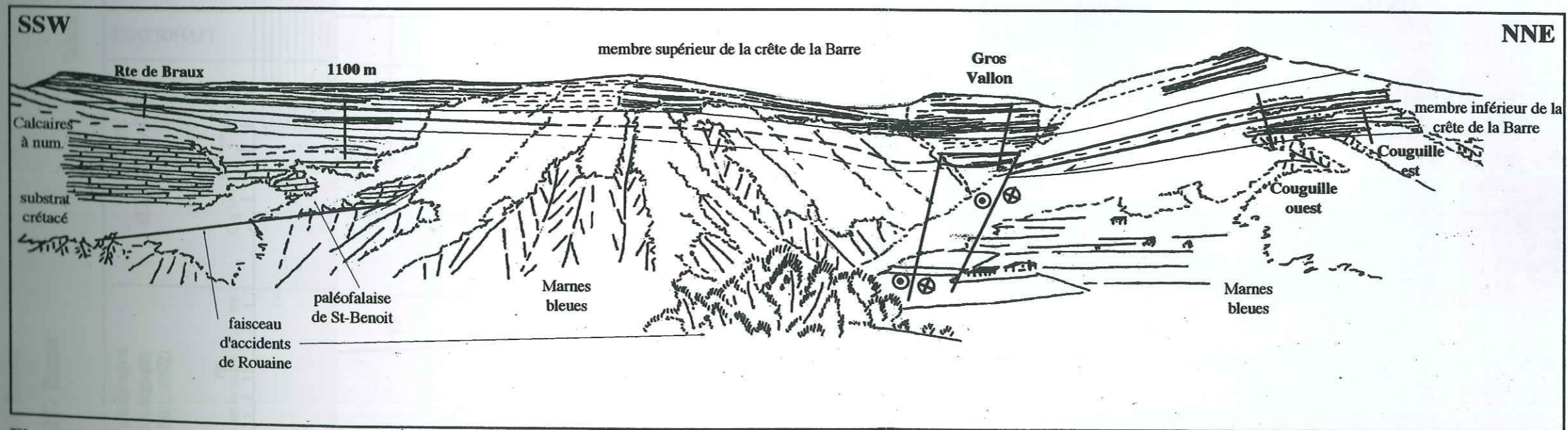


Fig.4.35b-Panorama du Gros Vallon de St-Benoit. Panorama 2 de la figure 4.32. Les grès inférieurs sont représentés de part et d'autre des accidents de Rouaine. On remarque que dans le secteur de St-Benoit, ils s'organisent en bancs plus massifs. La série marneuse et détritique dans son ensemble y est d'ailleurs plus dilatée. La discontinuité de la crête de la Barre se suit tout le long de l'affleurement, mais montre une dépression à l'Est des accidents de St-Benoit. Au creux du Gros Vallon de St-Benoit, apparaît un corps gréseux chenalisé de largeur hectométrique qui vient apparemment s'appuyer sur un des accidents du faisceau de Rouaine.

Membre inférieur de la crête de la Barre
route de Braux

ANNOT, Braux

Echelle : 1/100

Date : Aout 96

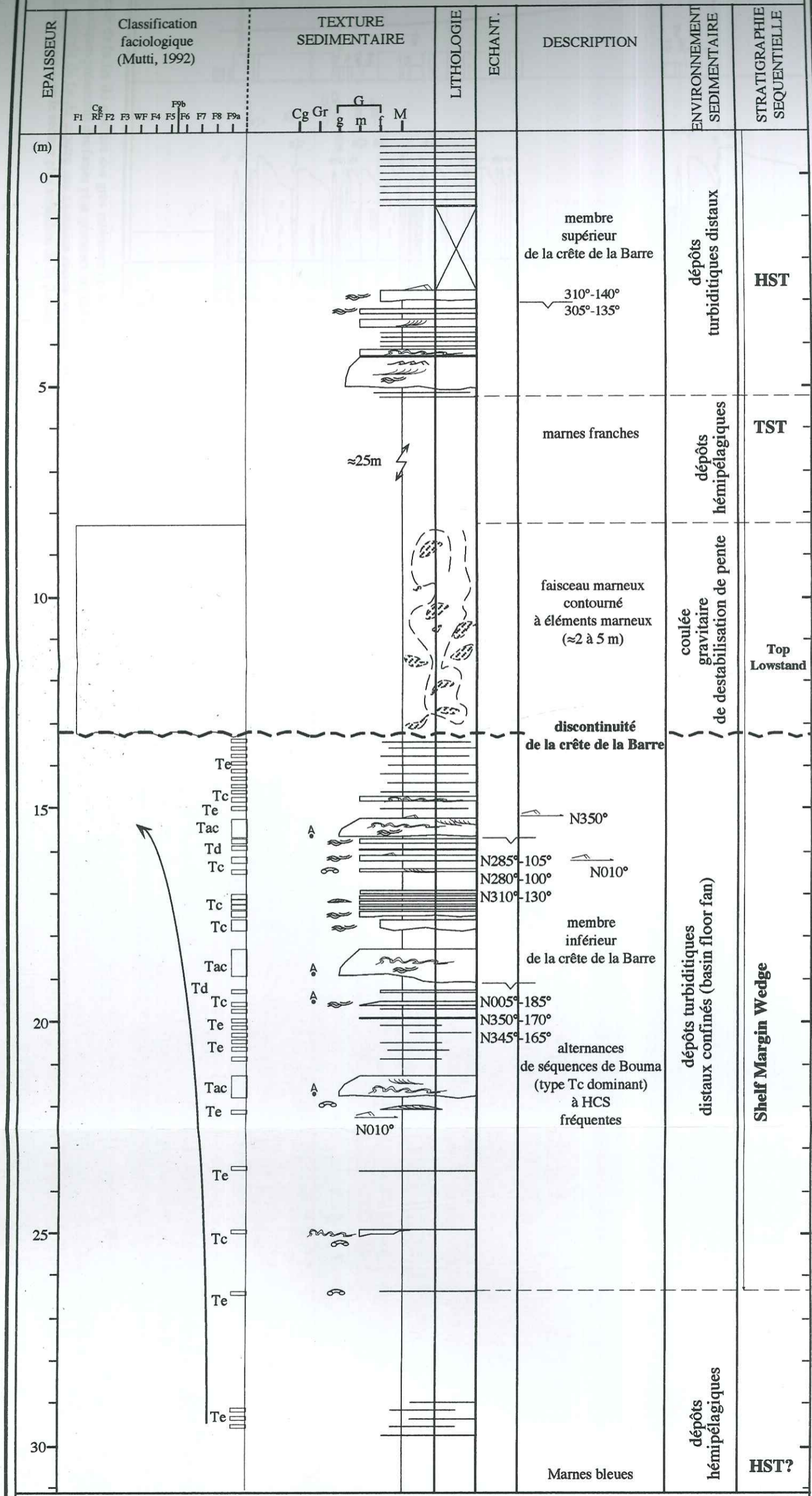


Fig.4.36-Log des grès inférieurs de la crête de la Barre, le long de la route de Braux. Analyse faciologique et interprétation séquentielle.

L'évolution verticale de faciès traduit une progradation des dépôts turbiditiques qui restent cependant peu prononcée. Cet intervalle détritique est interprété comme représentant le shelf Margin Wedge de S4.

membre inférieur de la crête de la Barre
Ravin de Couguille

Annot, St-Benoit

Echelle : 1/500

Date : Aout 96

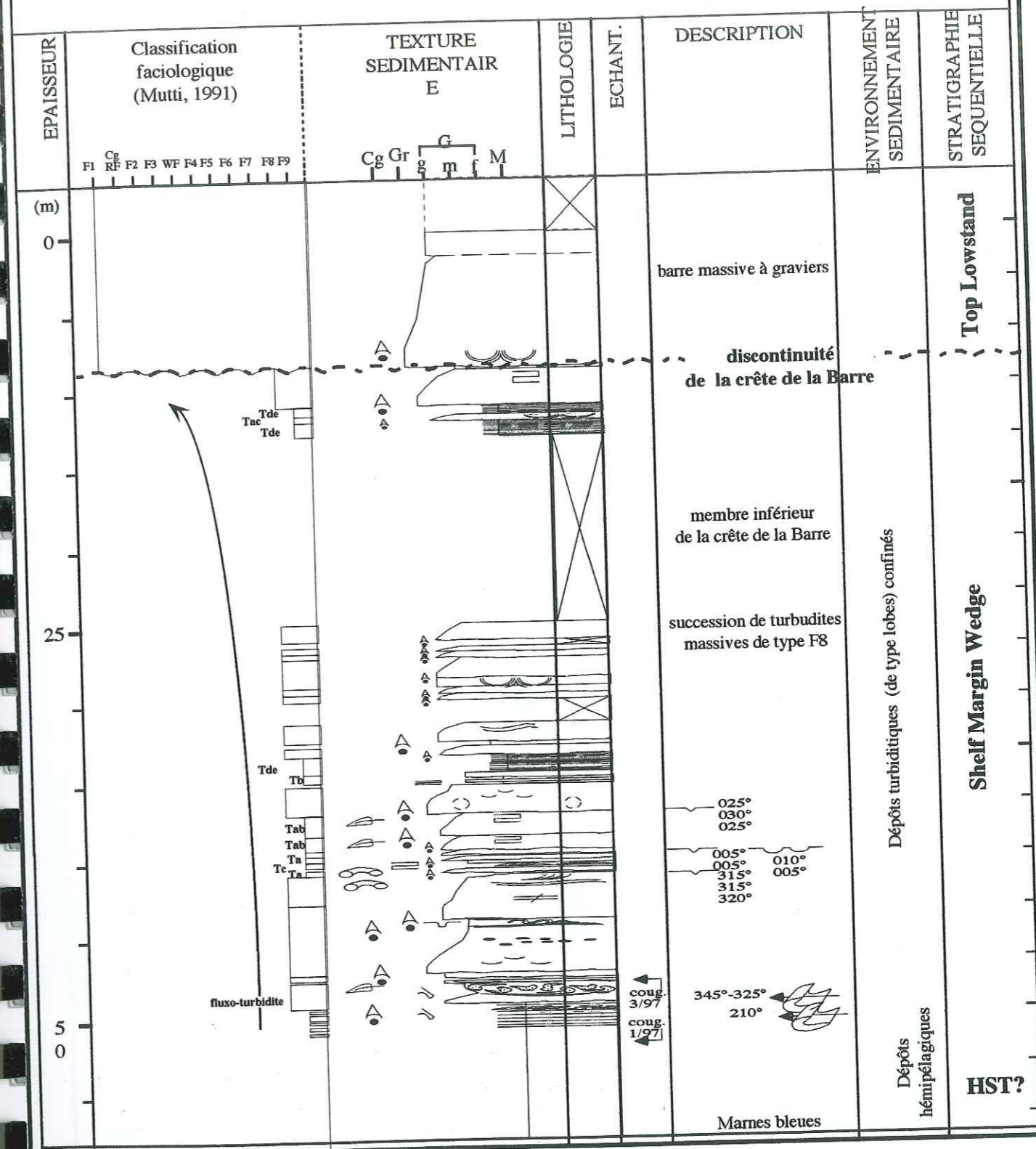
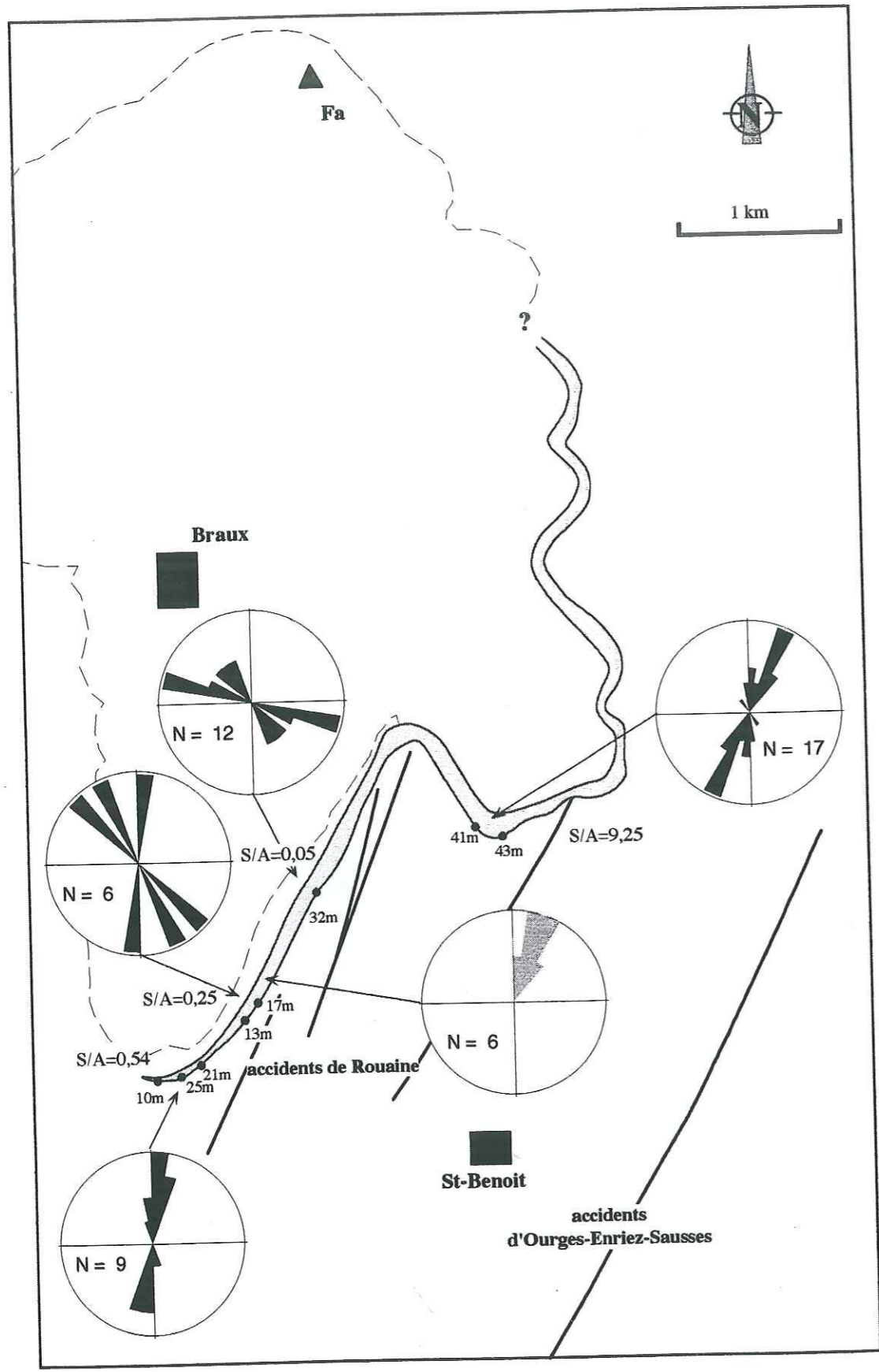
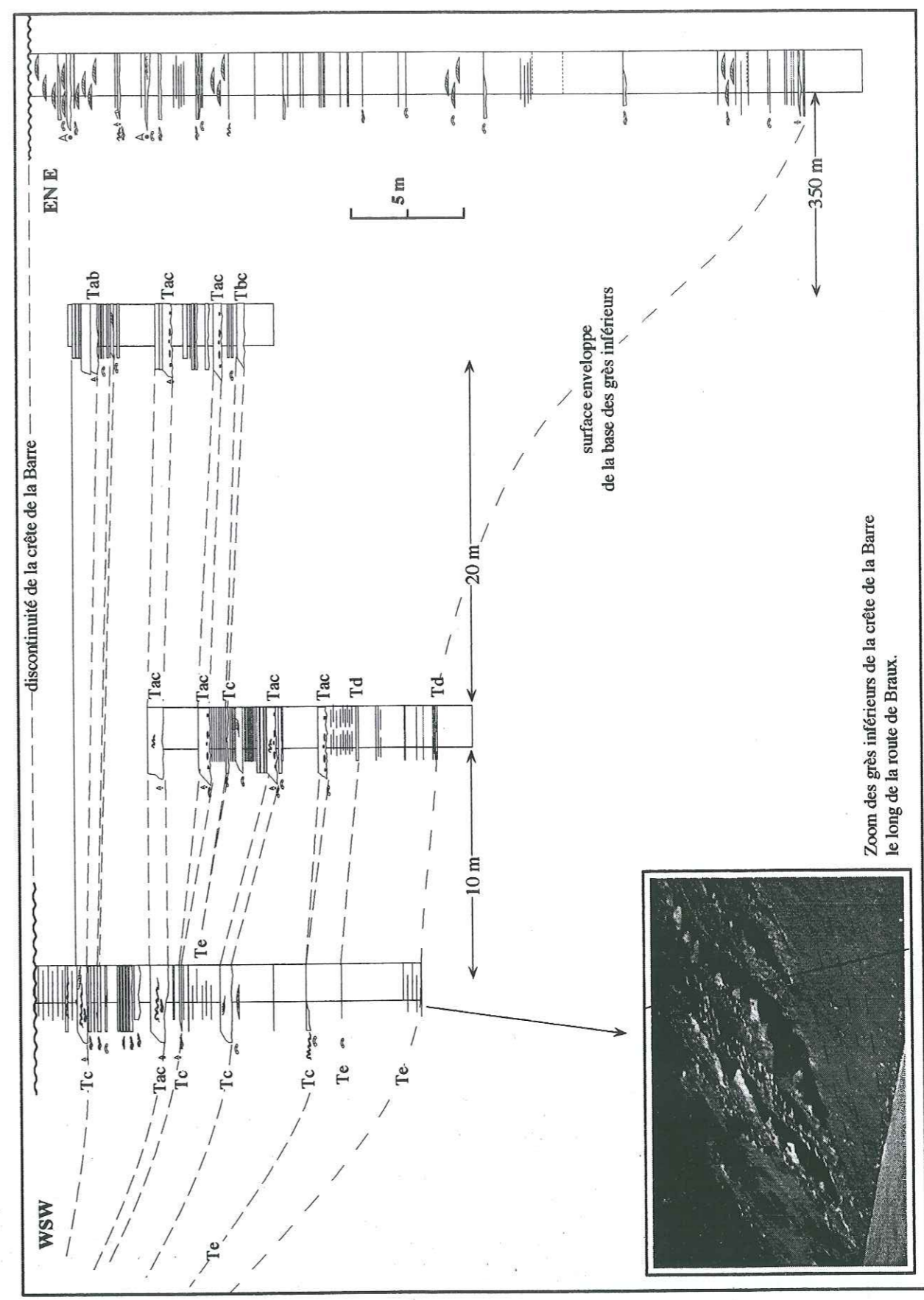


Fig.4.37-Evolution verticale de faciès du membre des grès inférieurs de la crête de la Barre, dans le compartiment de St-Benoit. Les premières arrivées détritiques présentent des faciès plus grossiers et plus massifs que ceux rencontrés à la hauteur de la route de Braux. La succession verticale de faciès montre une évolution rapide vers des turbidites F8. Ceci peut traduire un drainage préférentiel des dépôts turbiditiques dans le secteur plus subsident de St-Benoit.



membre inférieur de la crête de la Barre
 contour du membre de la crête de la Barre
 figures directionnelles de base de bancs.
 sens de progradation des stratifications obliques

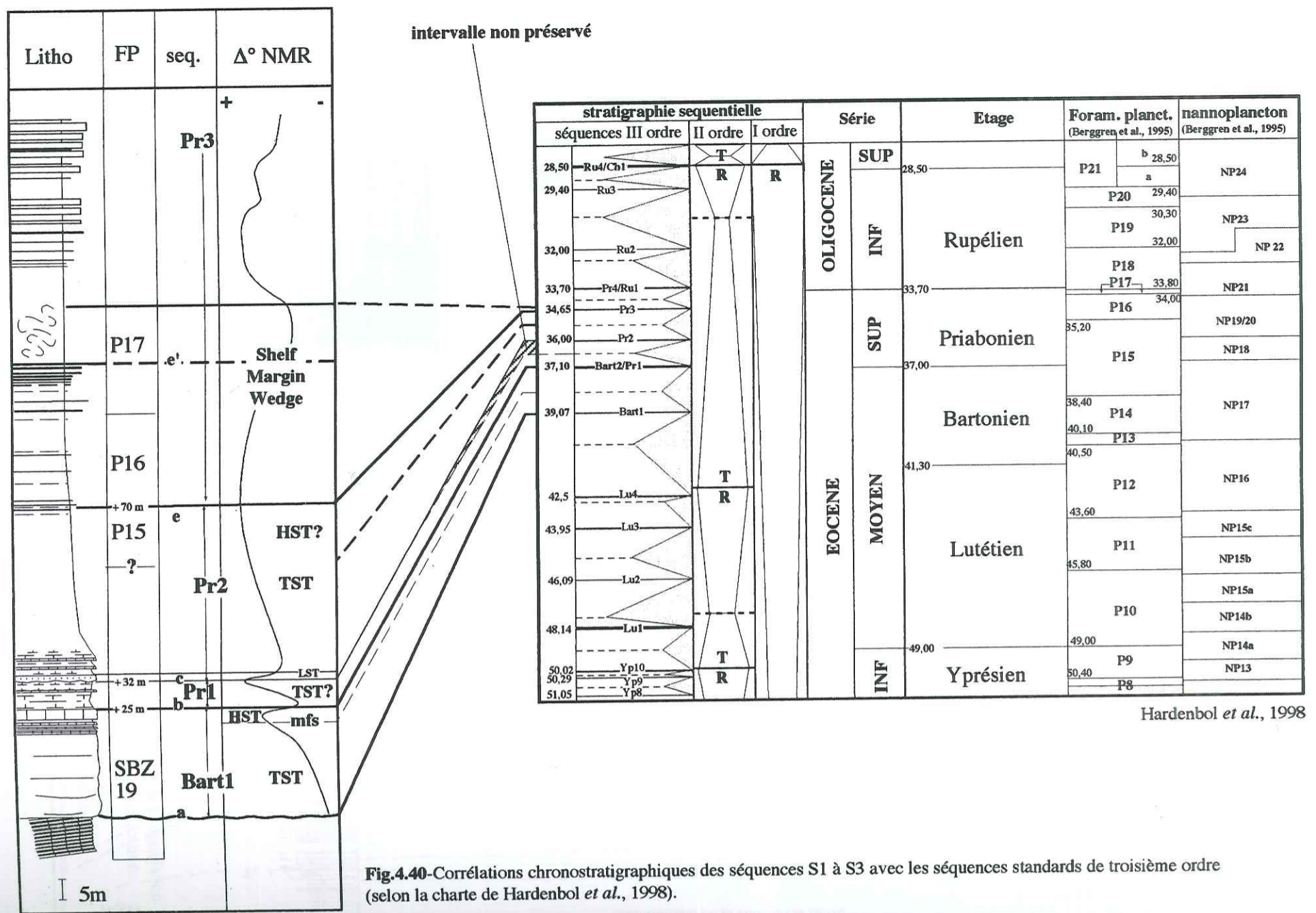
Fig.4.38. Cartographie du membre inférieur de la crête de la Barre. Rosaces des figures directionnelles de base de bancs et des stratifications sommitales et isopaques des dépôts détritiques.



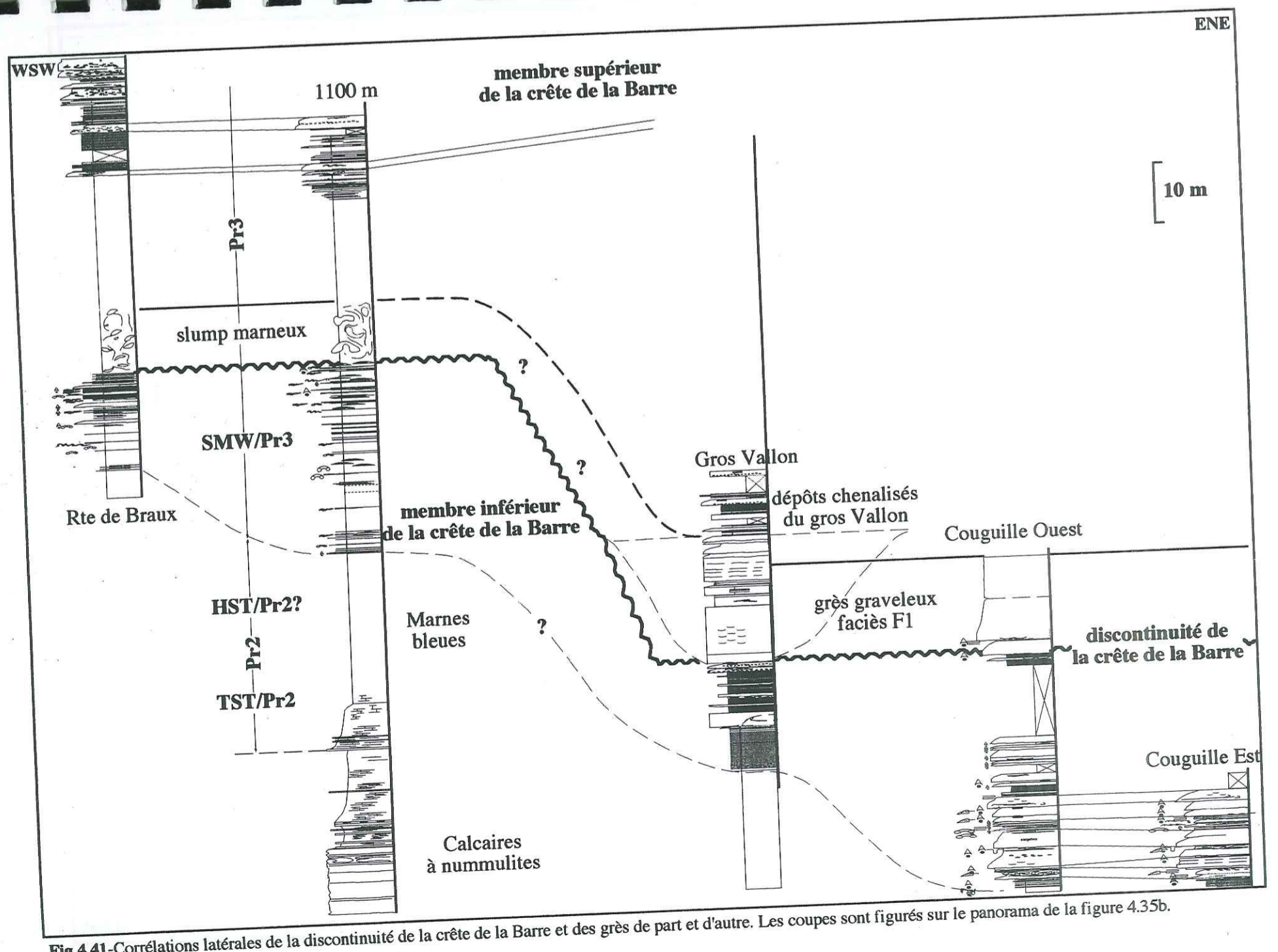
discontinuité de la crête de la Barre

Zoom des grès inférieurs de la crête de la Barre le long de la route de Braux.

Fig.4.39. Variations latérales des grès inférieurs de la crête de la Barre, au-dessus de la route de Braux. Les turbidites (Tab ; Tac) évoluent latéralement vers des séquences unitaires de moins en moins complètes (Tc), jusqu'aux turbidites silteuses (Td). On remarquera que la coupe la plus orientale ne montre pas de bancs grossiers plus épais, mais présente, dans son ensemble, un développement plus conséquent. Cela peut s'expliquer par le déplacement latéral des corps détritiques principaux au cours du remplissage de cette morphologie. Cet affleurement est localisé sur le panorama de la figure 4.35.



Hardenbol et al., 1998



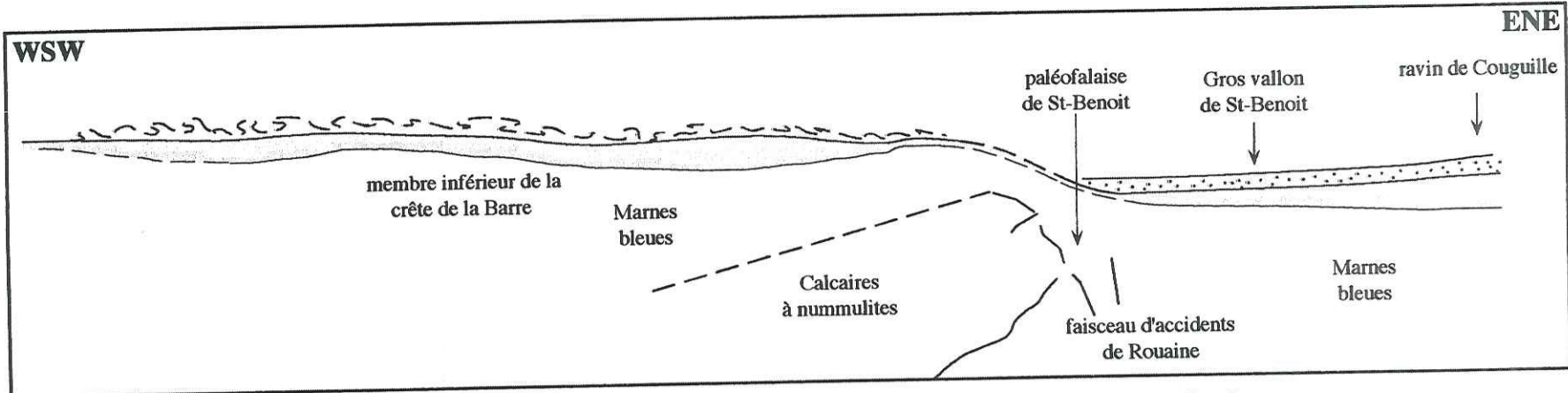


Fig.4.42a-Schéma reconstituant la morphologie du substrat marneux au moment de la mise en place du dépôt gravitaire scellant la discontinuité de la crête de la Barre.

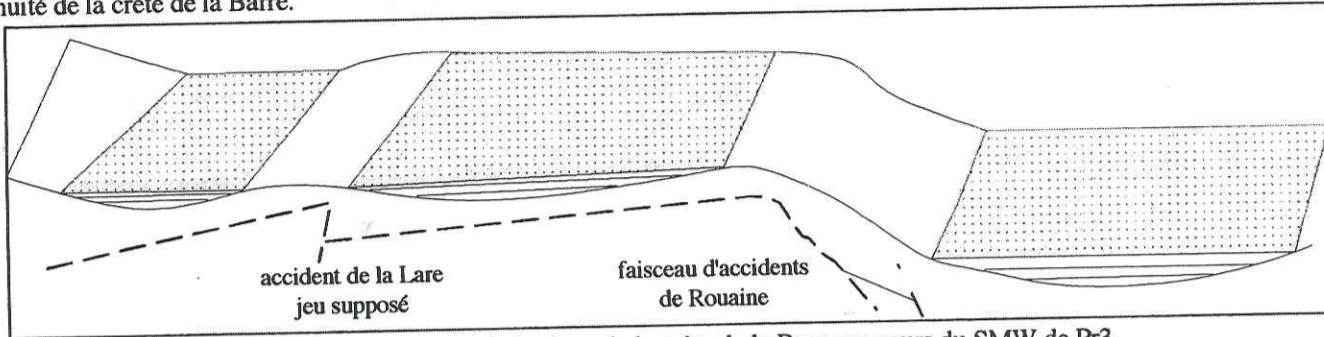


Fig.4.42b-Essai de reconstitution paléomorphologique de la crête de la Barre au cours du SMW de Pr3.

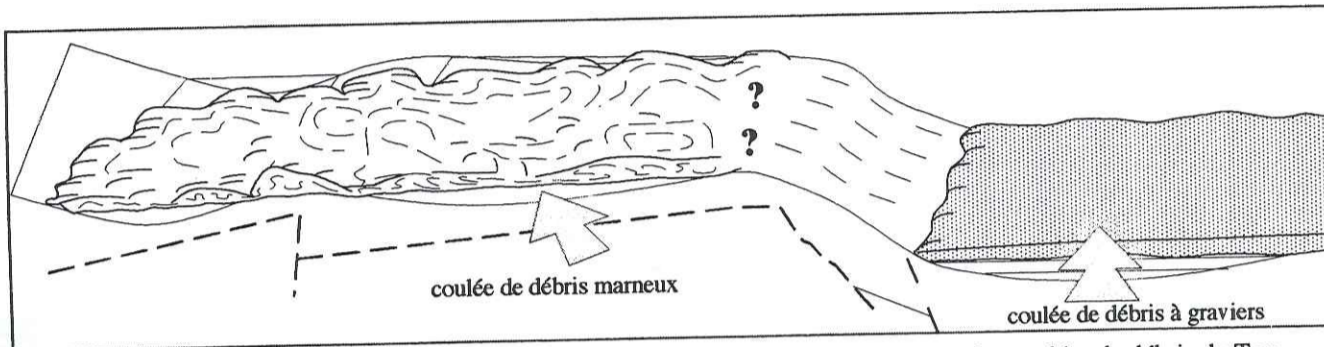


Fig.4.42c-Essai de reconstitution paléomorphologique de la crête de la Barre au moment des coulées de débris du Top Lowstand de Pr3.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

Membre supérieur de la crête de la Barre
Route de Braux

Annot, Braux

Echelle : 1/350

Date : Aout 97

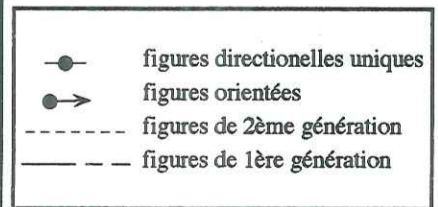
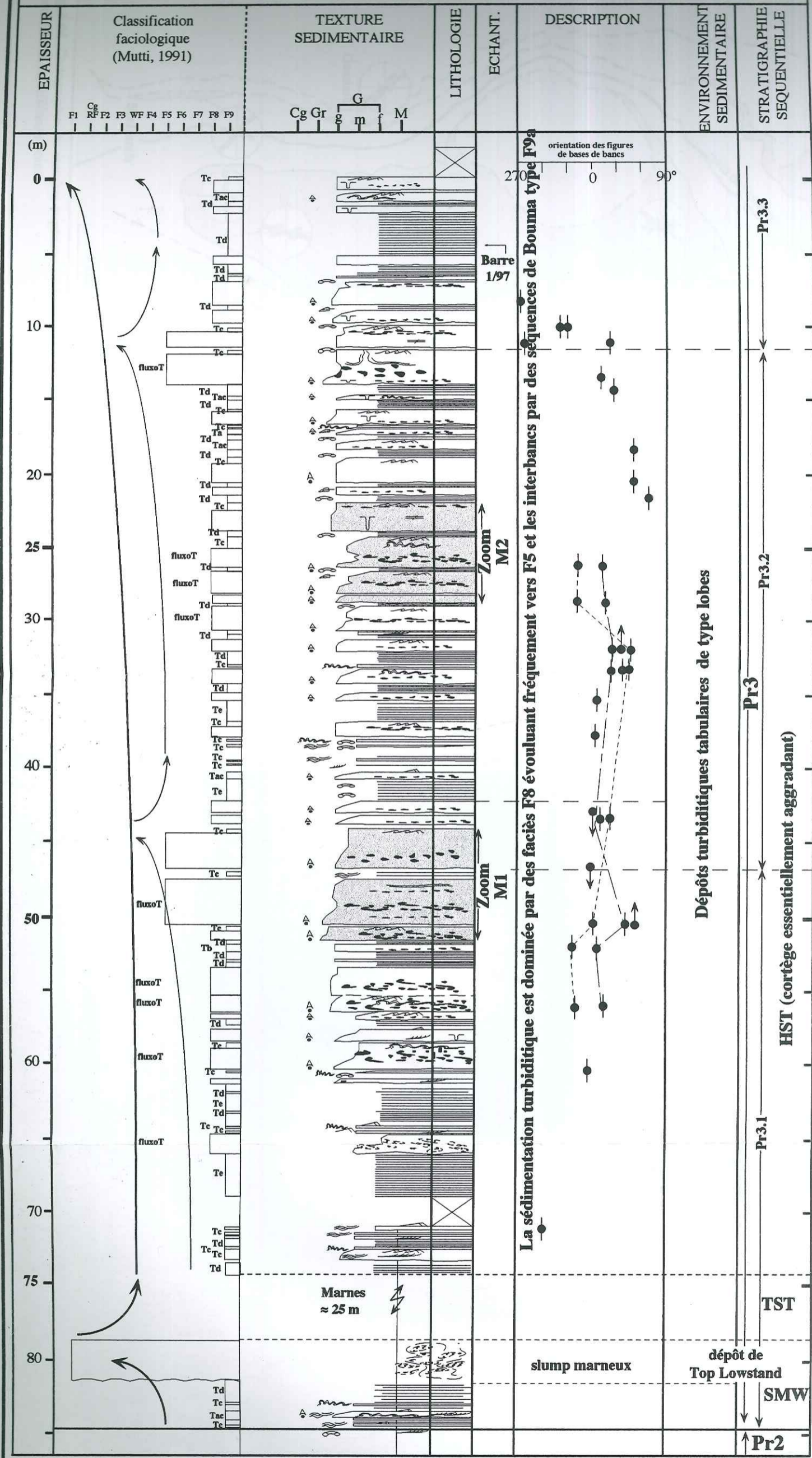


Fig.4.43-Colonne lithologique et faciologique de la séquence de la crête de la Barre. Interprétation séquentielle.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

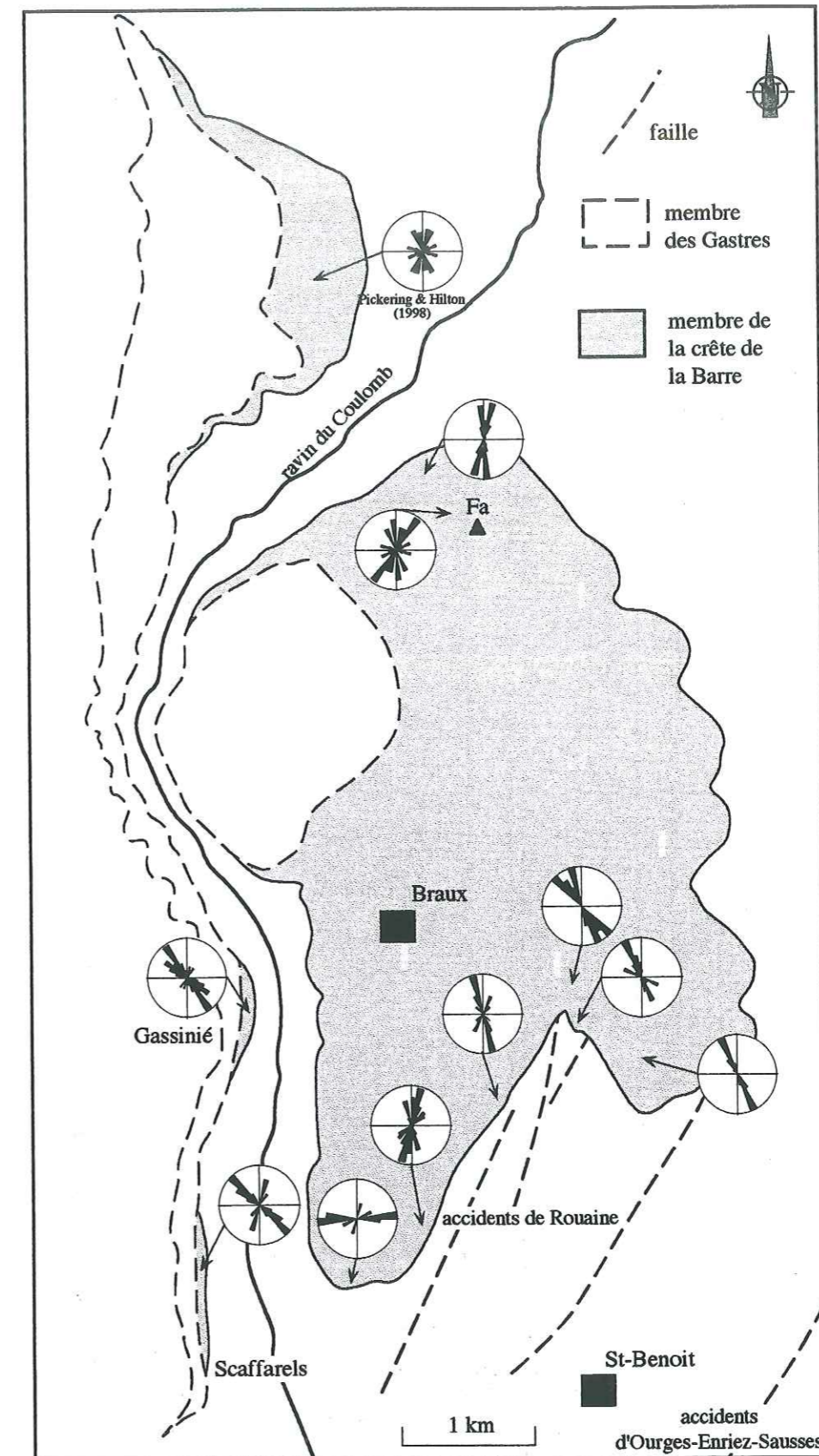


Fig.4.44. Cartographie du membre supérieur de la crête de la Barre et rosaces des écoulements en différents points.

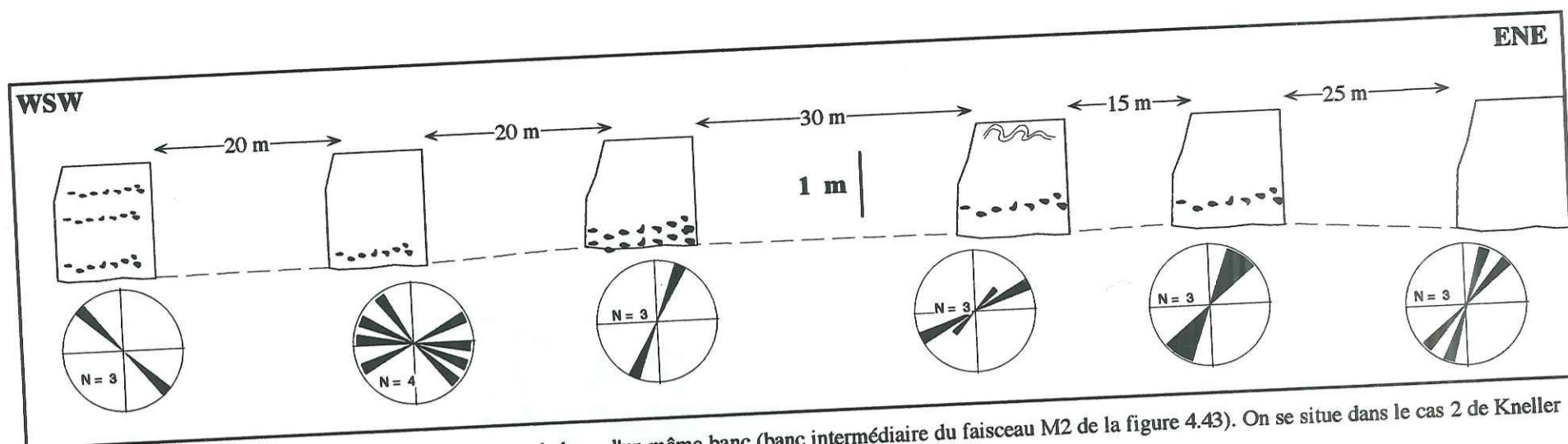


Fig.4.45b-Variations latérales des directions des figures de base d'un même banc (banc intermédiaire du faisceau M2 de la figure 4.43). On se situe dans le cas 2 de Kneller et al. (1998), où le dépôt gravitaire déborde partiellement de la morphologie.

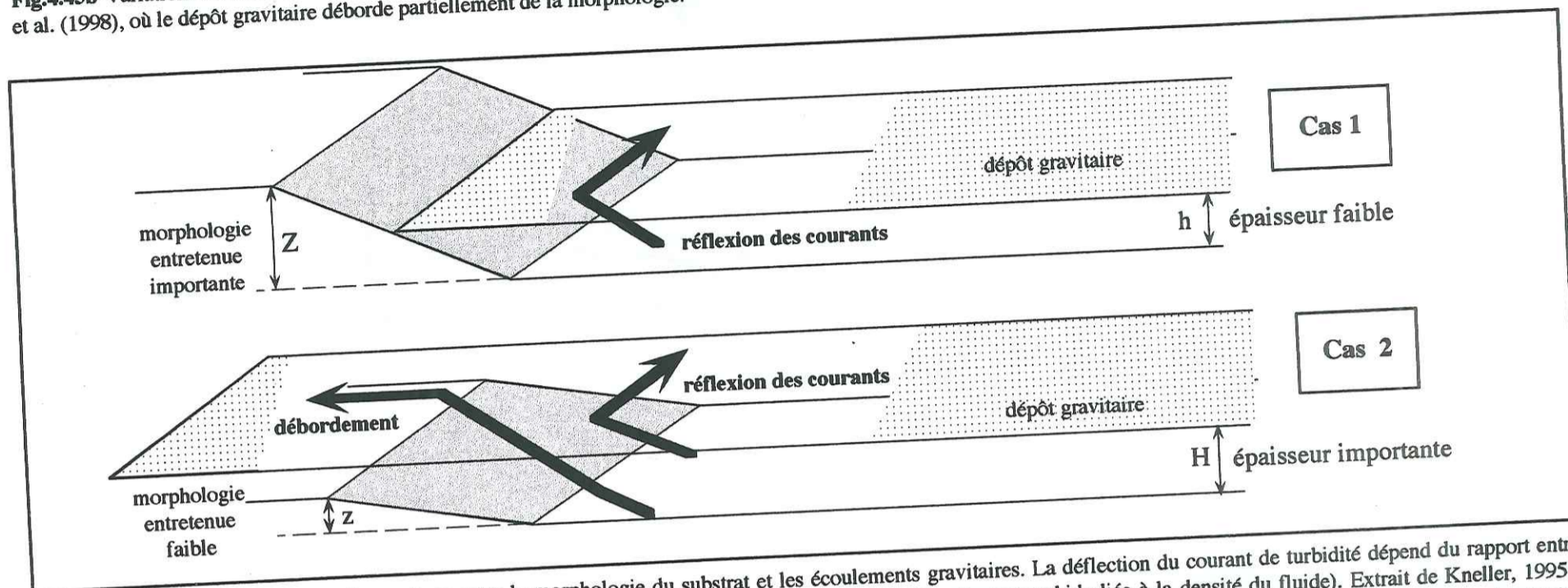


Fig.4.45b-Schéma interprétatif des interactions entre la morphologie du substrat et les écoulements gravitaires. La déflexion du courant de turbidité dépend du rapport entre l'épaisseur de la coulée et la hauteur de la morphologie (il faut également intégrer la vitesse de l'écoulement turbide liée à la densité du fluide). Extrait de Kneller, 1995 ; Kneller *et al.*, 1998. Dans le cas 1, le rapport h/Z faible entraîne une réflexion sur la morphologie. Dans le cas 2, le rapport H/z élevé entraîne une réflexion mineure, les dépôts les plus occidentaux débordant sur la morphologie.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

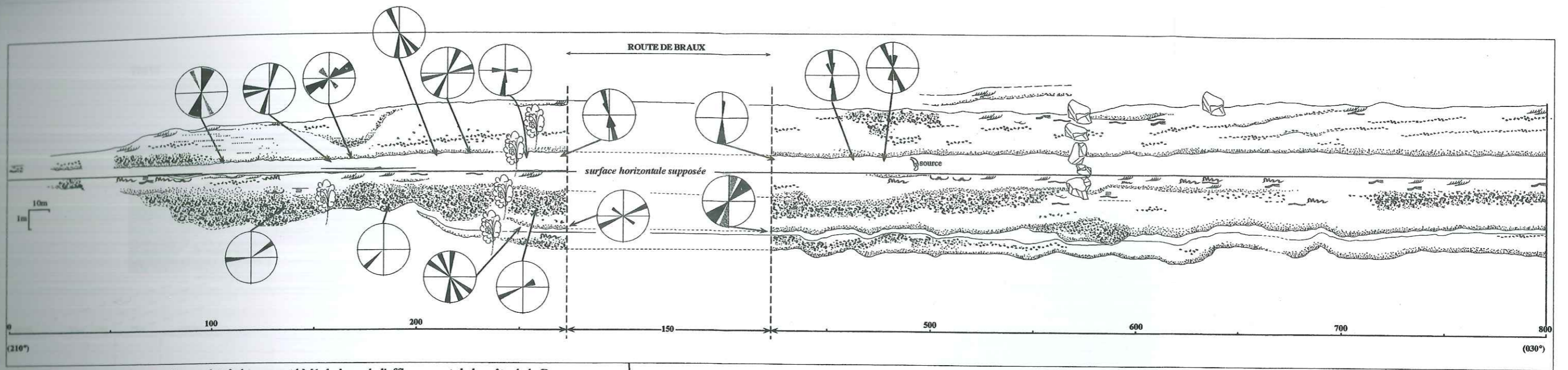


Fig.4.46a-Organisation interne du couplet de bancs, noté M1, le long de l'affleurement de la crête de la Barre.

mesures des figures directionnelles (groove, goutières) de 1ère génération (1); de 2ème génération (2). la génération 2 recoupe les figures de génération 1.

Sens des figures orientées (flute)

sens des perpendiculaires à la génératrice des slumps orientés

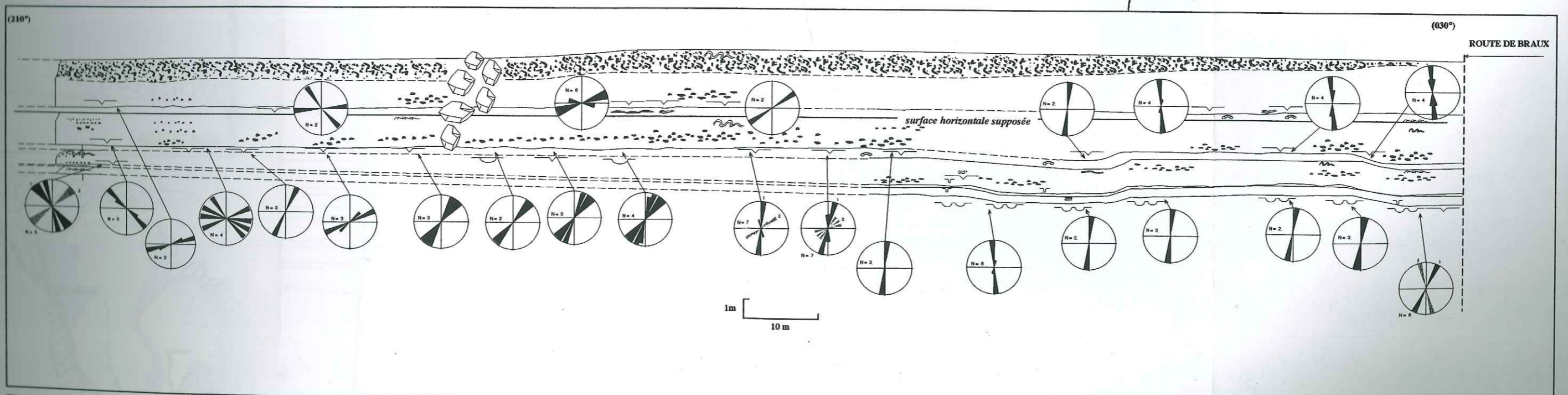
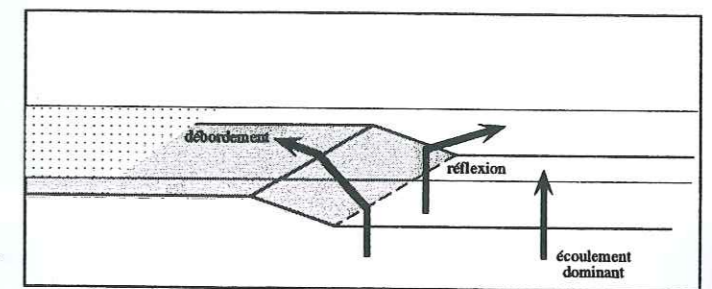
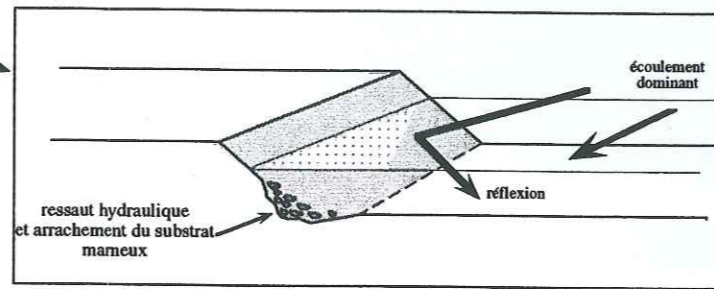


Fig.4.46b-Organisation interne du groupe de bancs, noté M2, dans l'extrémité occidentale de l'affleurement de la crête de la Barre, à l'ouest de la route de Braux. Les sens et directions de transports relevés à la base des bancs sont représentés dans les rosaces.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

Panorama de la Crête de la Barre

WSW

ENE

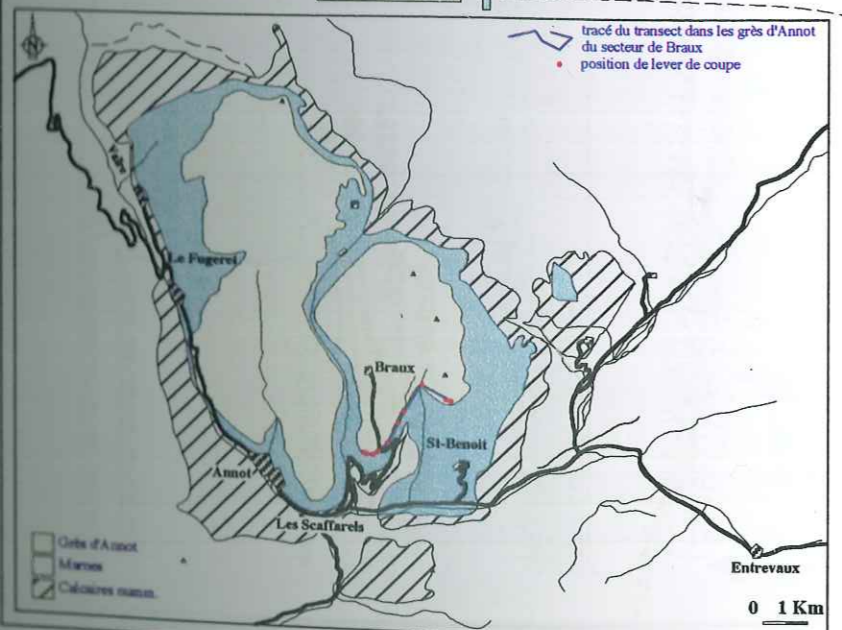
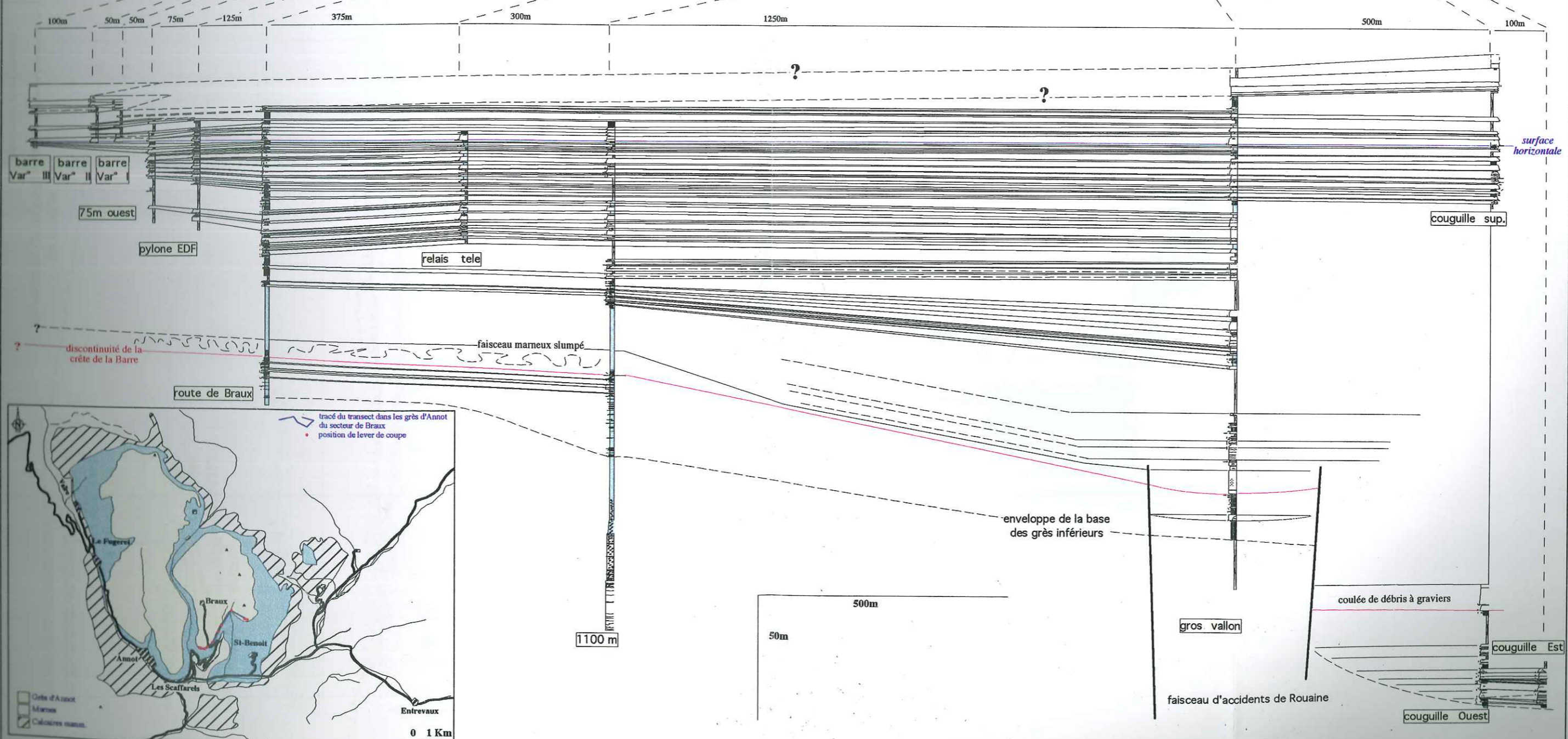
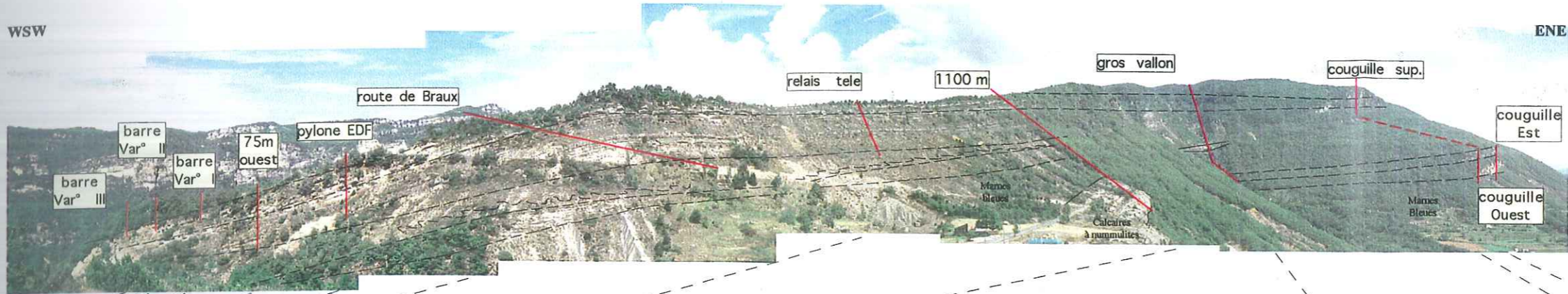


Fig.4.47-Corrélations latérales des grès supérieurs de la crête de la Barre sur près de 3 km. Le transect est perpendiculaire aux directions d'écoulements. L'organisation tabulaire et la continuité latérale plurikilométrique des dépôts turbiditiques de Pr3 caractérisent une sédimentation de type lobe pour lequel le régime est essentiellement aggradant (HST de Pr3). Le secteur de St-Benoit constitue, comme précédemment une aire de sédimentation préférentielle dans laquelle les séquences de IVème ordre (Mutti, 1985 ; Mutti, 1992) sont plus nombreuses que dans l'extrémité occidentale de la crête de la Barre.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

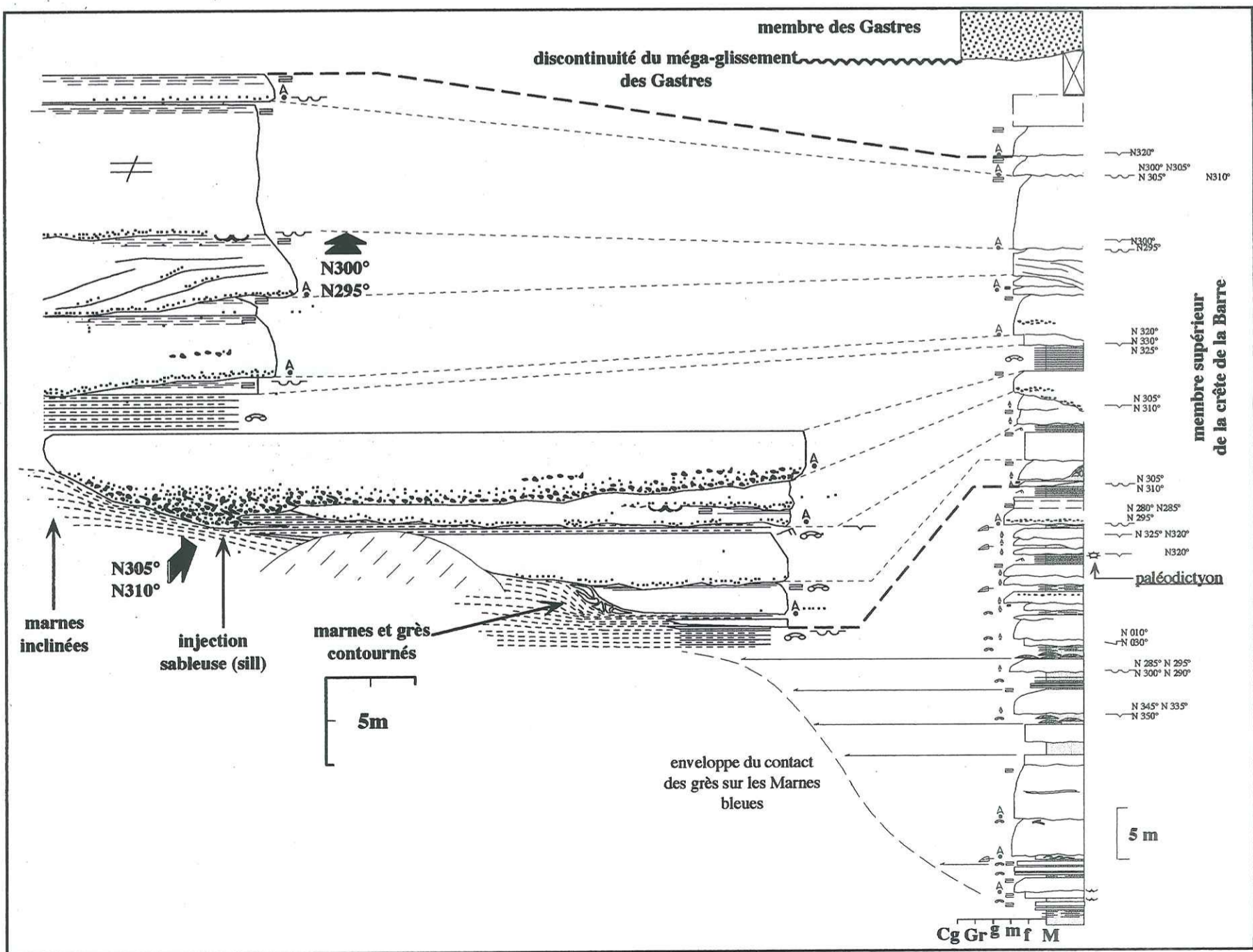


Fig.4.48-Colonne lithologique du membre supérieur de la crête de la Barre en rive droite du Coulomb à la hauteur du Gassinié. L'onlap franc est localement érosif avec des géométries dissymétriques qui s'amincissent très rapidement à proximité de la paléopente. Les dépôts gréseux sont alors fréquemment contournés et injectés dans les marnes.

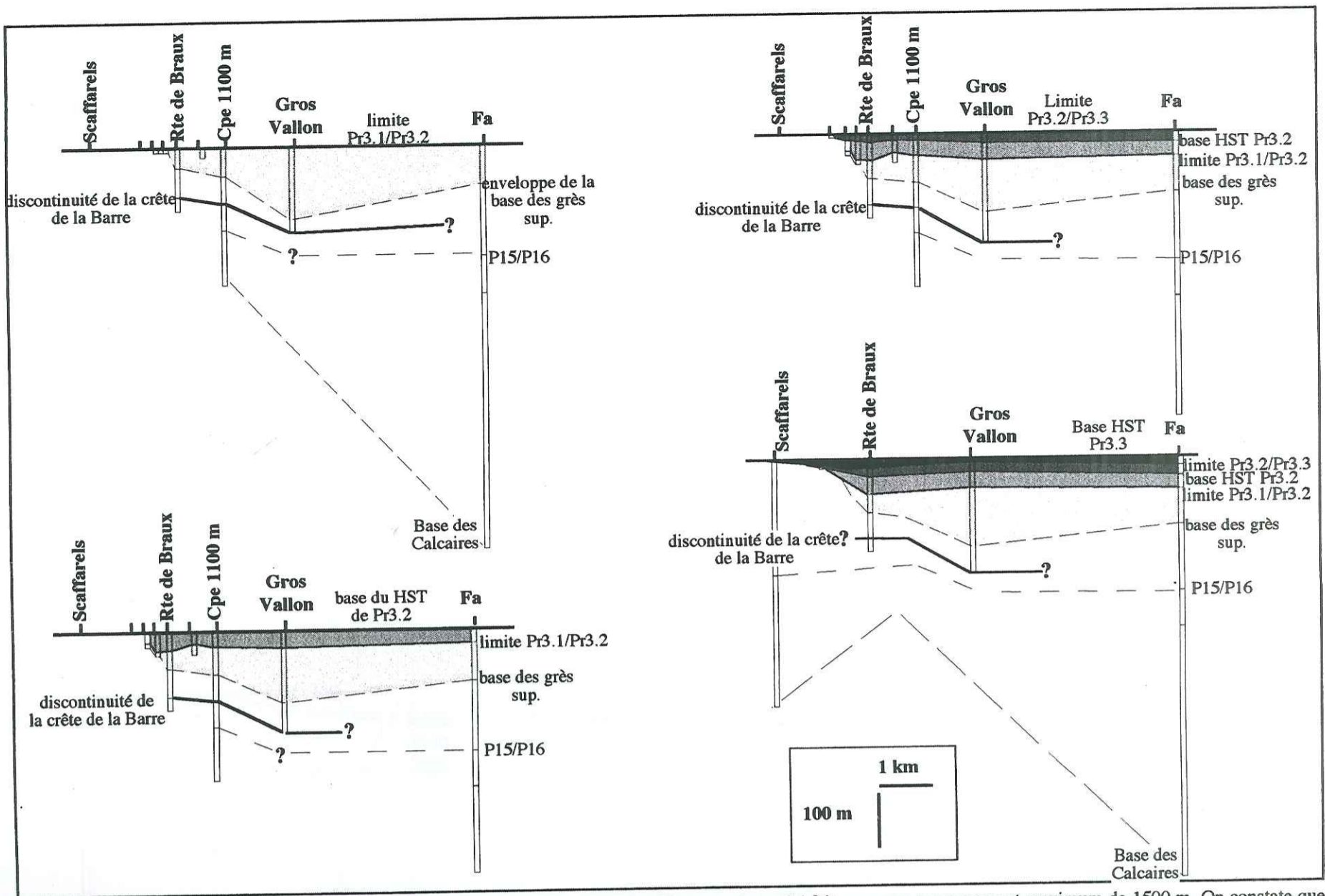


Fig.4.49-Evolution des Profils E-W décompactés, des Scaffarels au col du Fa. La décompactation a été faite pour un recouvrement maximum de 1500 m. On constate que la décompactation ne vient pas inversée les géométries mais amplifie les morphologies préexistantes. La terminaison occidentale de la crête de la Barre constitue une zone haute, progressivement ennoyée par les grès supérieurs.

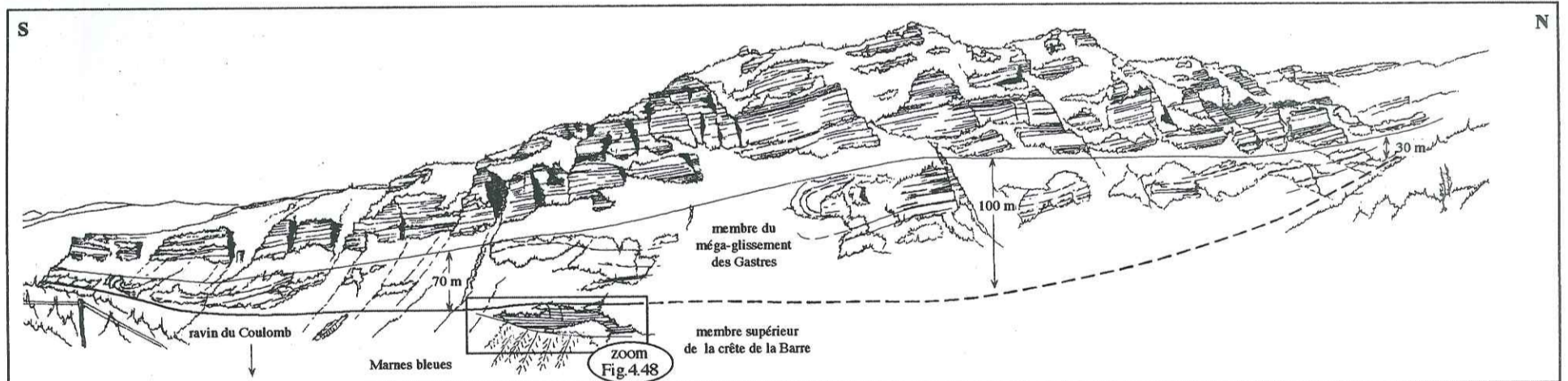


Fig.4.50a-Panoramas des Gastres, en face de Braux (Panorama 4 de la figure 4.32).

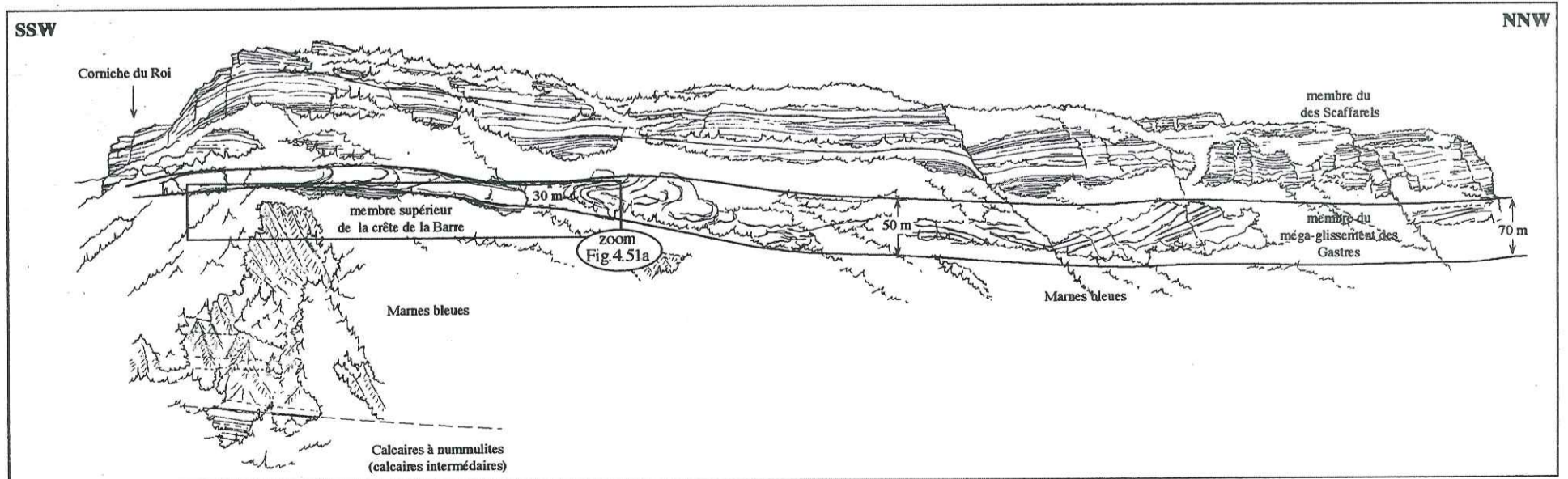
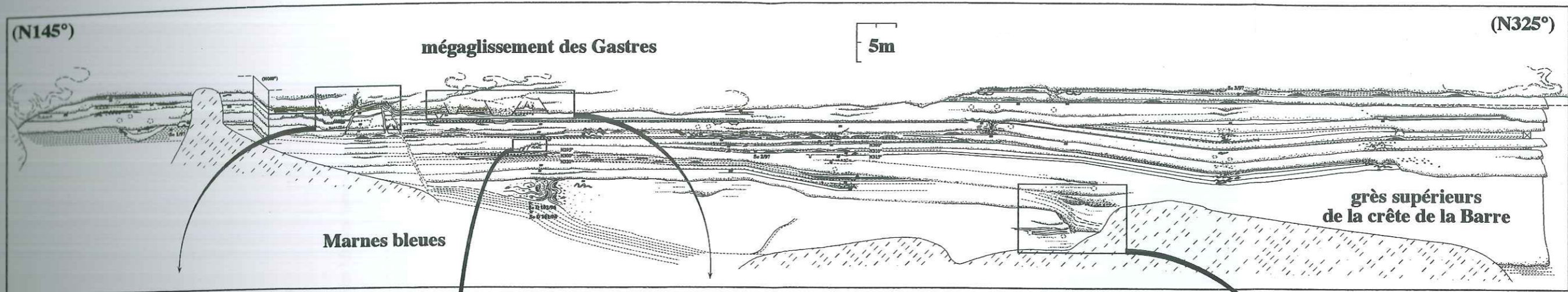
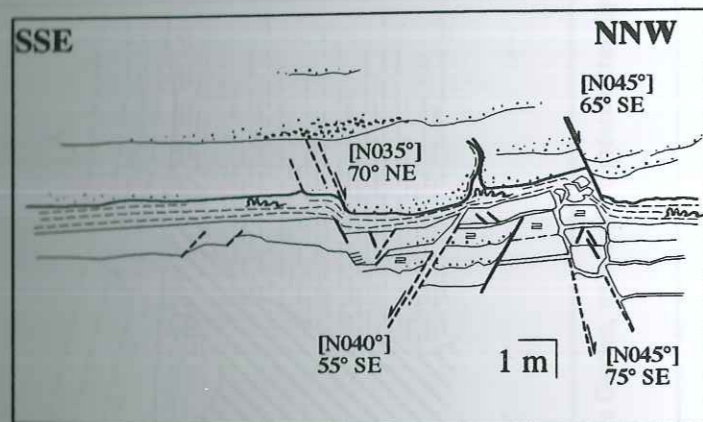


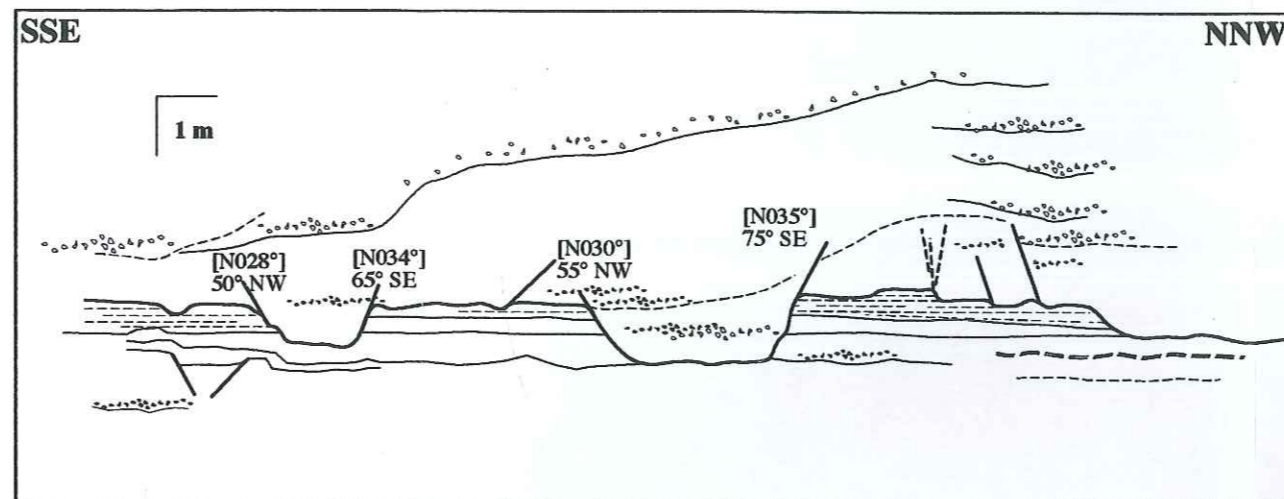
Fig.4.50b-Panoramas des Gastres, en face des Scaffarels. (Panorama 3 de la figure 4.32).



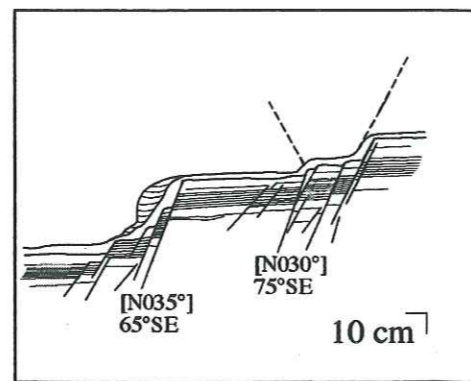
4.51a- Transect au contact de la discontinuité des Gastres. Les grès supérieurs et la surface d'érosion du mégaglisement des Gastres montrent de nombreuses failles synsédimentaires. Ce zoom est localisé sur la figure 4.50b.



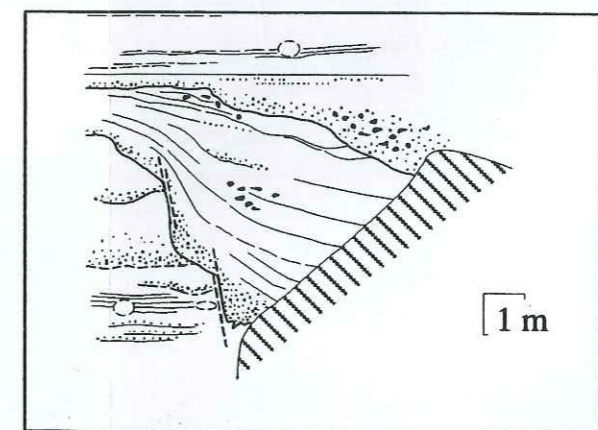
Propagation des failles dans les grès supérieurs.



Surface d'érosion du mégaglisement des Gastres. Elle présente des structures faillées en marches d'escalier qui traduisent l'effet de surcharge lors de la mise en place du mégaglisement superposé.



Terme Td d'une séquence de Bouma affecté par des microfailles.



Flanc faillé d'un chenal dans les grès supérieurs. Cela souligne le jeu synsédimentaire de ces accidents au cours des grès supérieurs de la crête de la Barre.

Fig.4.51b- Différents zooms au contact du mégaglisement des Gastres et dans les grès supérieurs de la crête de la Barre. Ils mettent en évidence des fracturations synsédimentaires qui résultent de l'effet de charge lié à la mise en place brutale du mégaglisement des Gastres. Elles présentent une orientation préférentielle N040° qui se superpose au canevas structural principal du bassin avec les accidents du faisceau de Rouaine et du Var.

tel-00921215, version 1, 20 Dec 2013

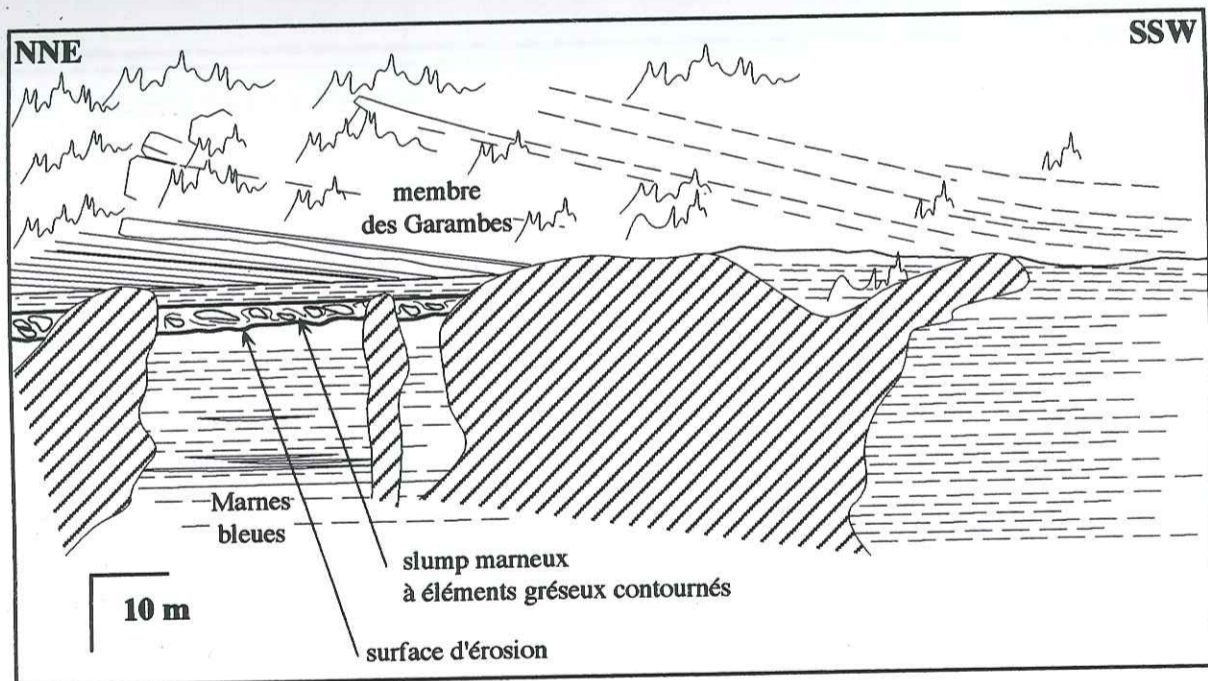


Fig.4.52a-Panorama du Fugeret-Zoom de l'Oratoire. On retrouve, comme au niveau des Gastres, un ensemble gréseux chaotique au toit des Marnes bleues. Au-dessus apparaît un intervalle marno-silteux avant les grès massifs du membre des Garambes.

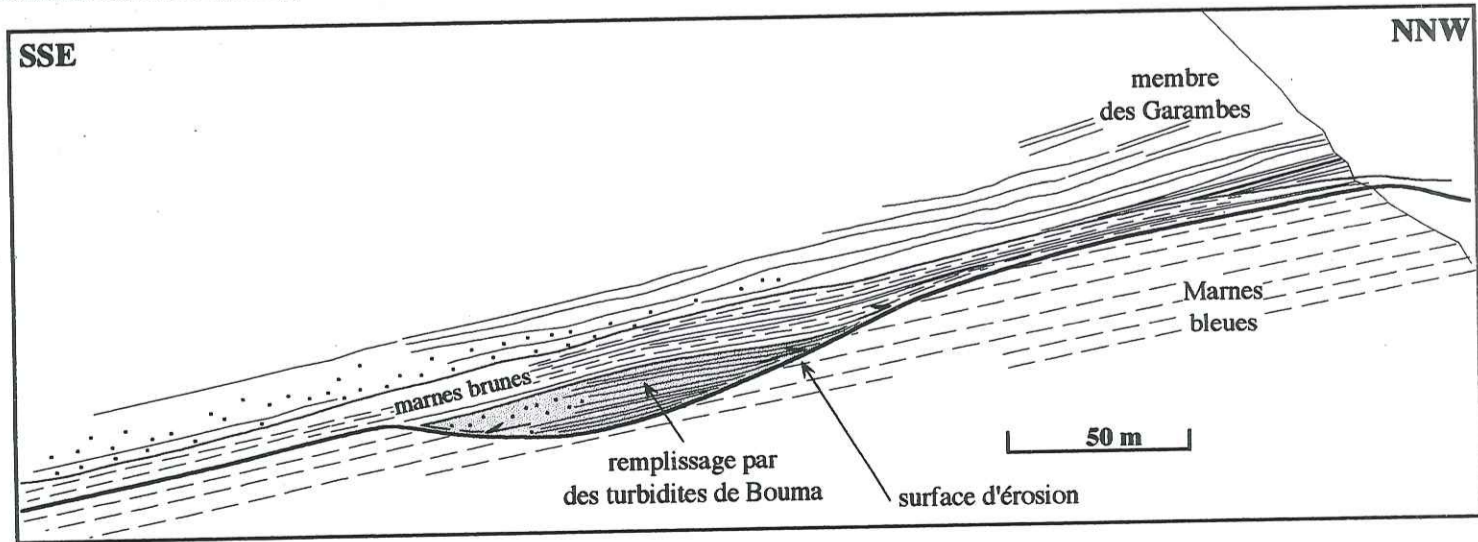


Fig.4.52b-Panorama de la Tête du Ruch. Au sommet des Marnes bleues apparaît une surface d'érosion à géométrie concave. Elle est comblée par des fines turbidites de bouma. Ces dépôts sont surmontés de marnes silteuses à faciès de marnes brunes avant que n'arrivent les grès du membre des Garambes. (extrait de Aps, 1987 ; Pickering & Hilton, 1998).

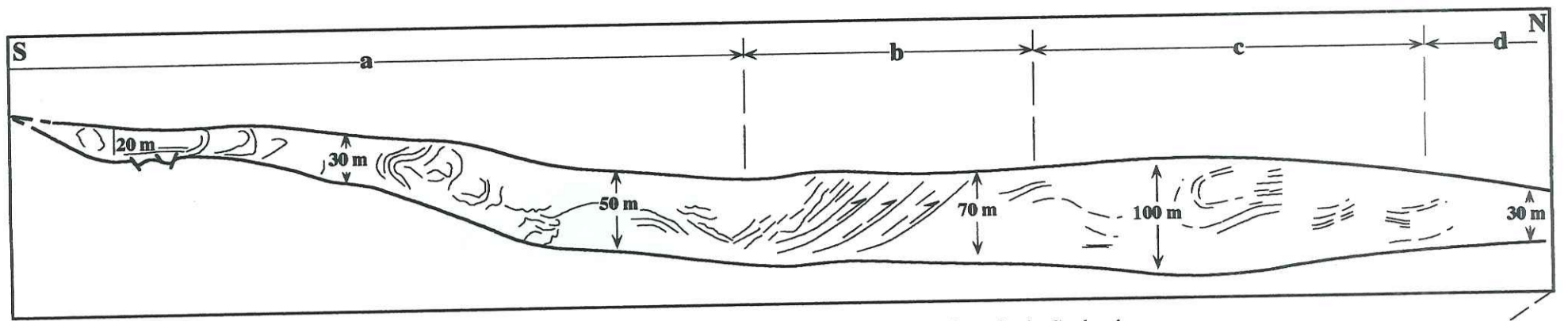


Fig.4.53a-Organisation interne du mégaglisement des Gastres le long du transect submériidien en rive droite du ravin du Coulomb.

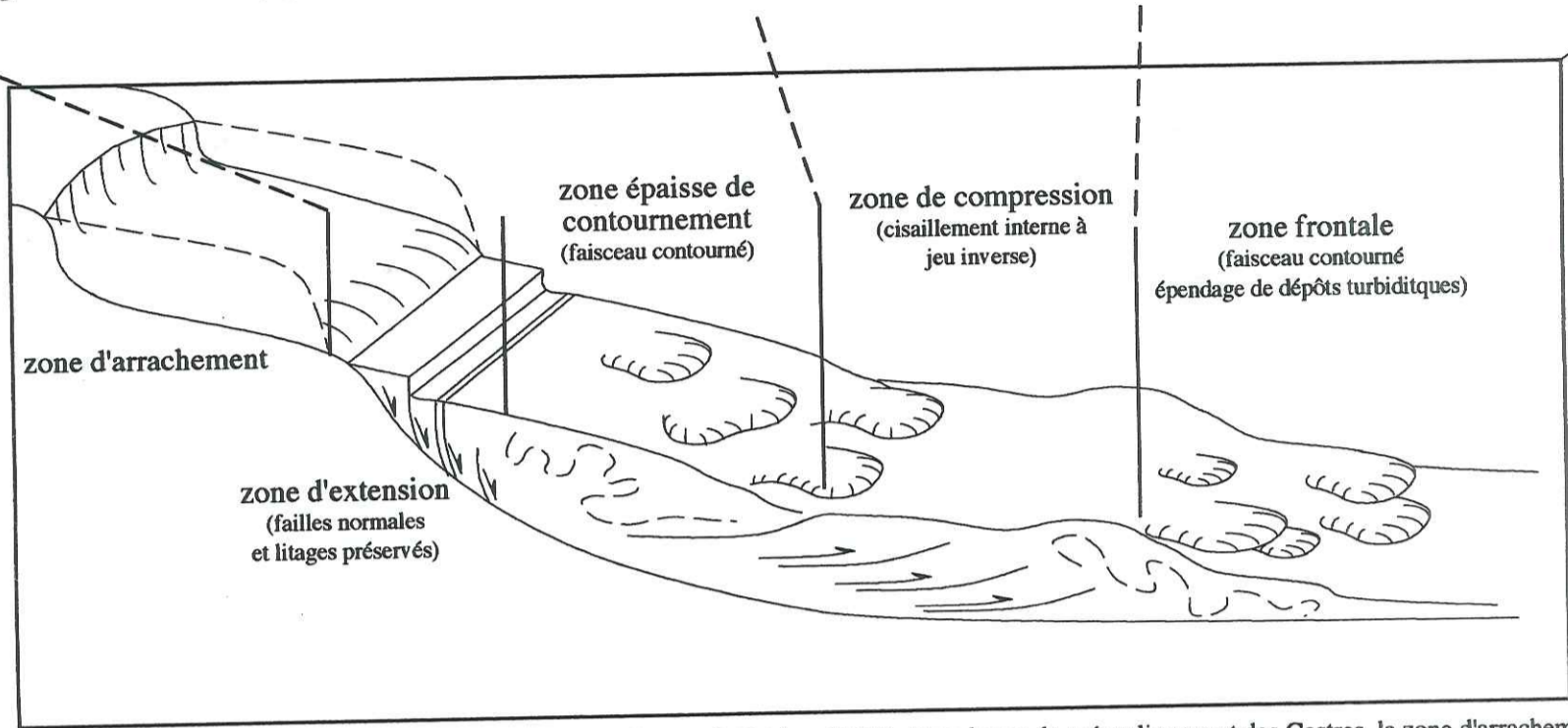


Fig.4.53b-Architecture spatiale d'un mégaslump selon Galloway & Hobbay (1996). Dans le cas du mégaglisement des Gastres, la zone d'arrachement doit être relativement proximal (par rapport à la plateforme) en raison de la présence de galets de taille conséquente, flottants dans la matrice grés-graveleuse.

Gastres Sud 1 + Corniche du Roi

Annot, Gastres

Echelle : 1/500

Date : Aout 1996

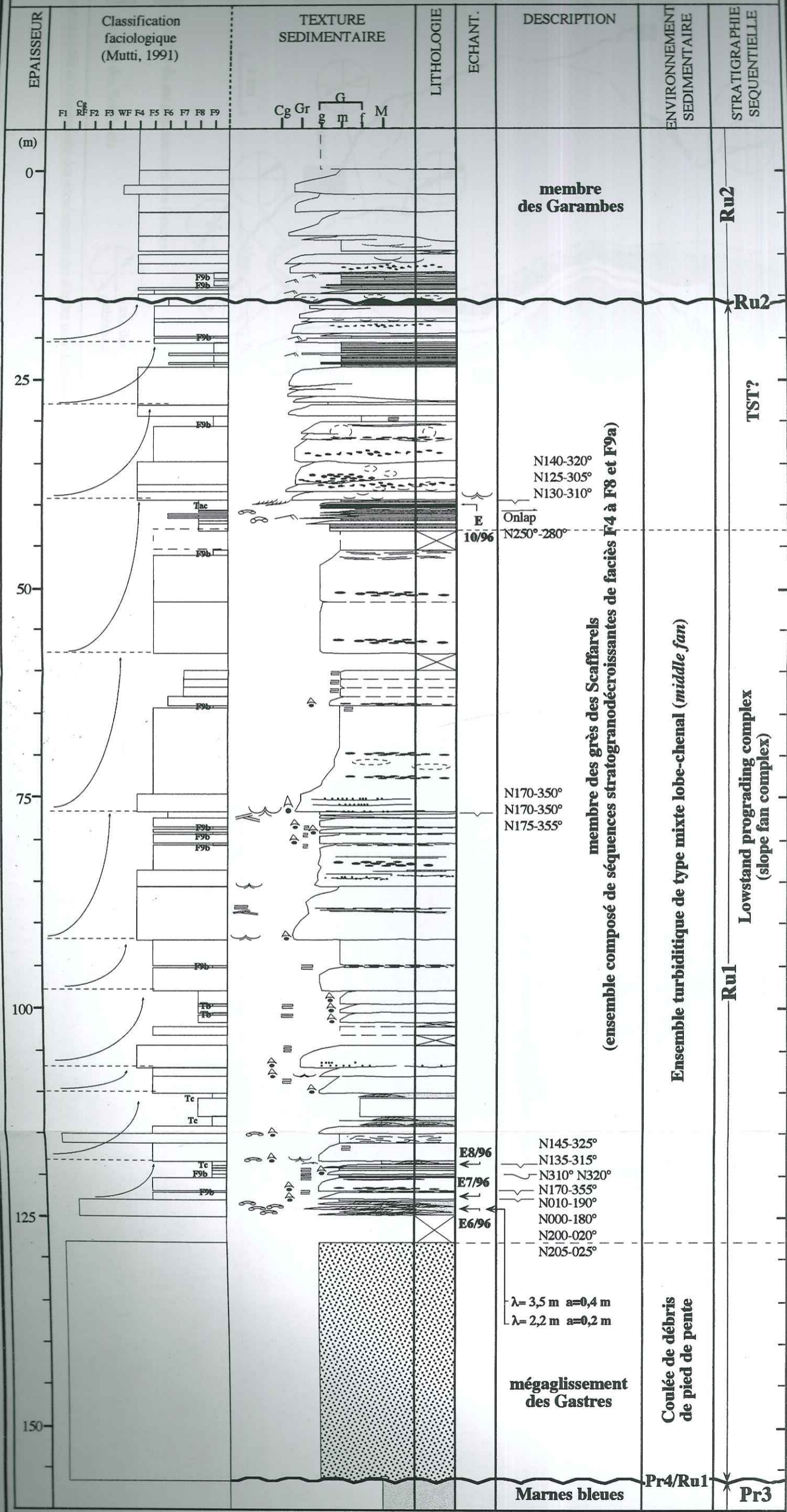


Fig.4.54-Colonne lithofaciologique composite de la séquence des Scaffarels. Interprétation séquentielle.

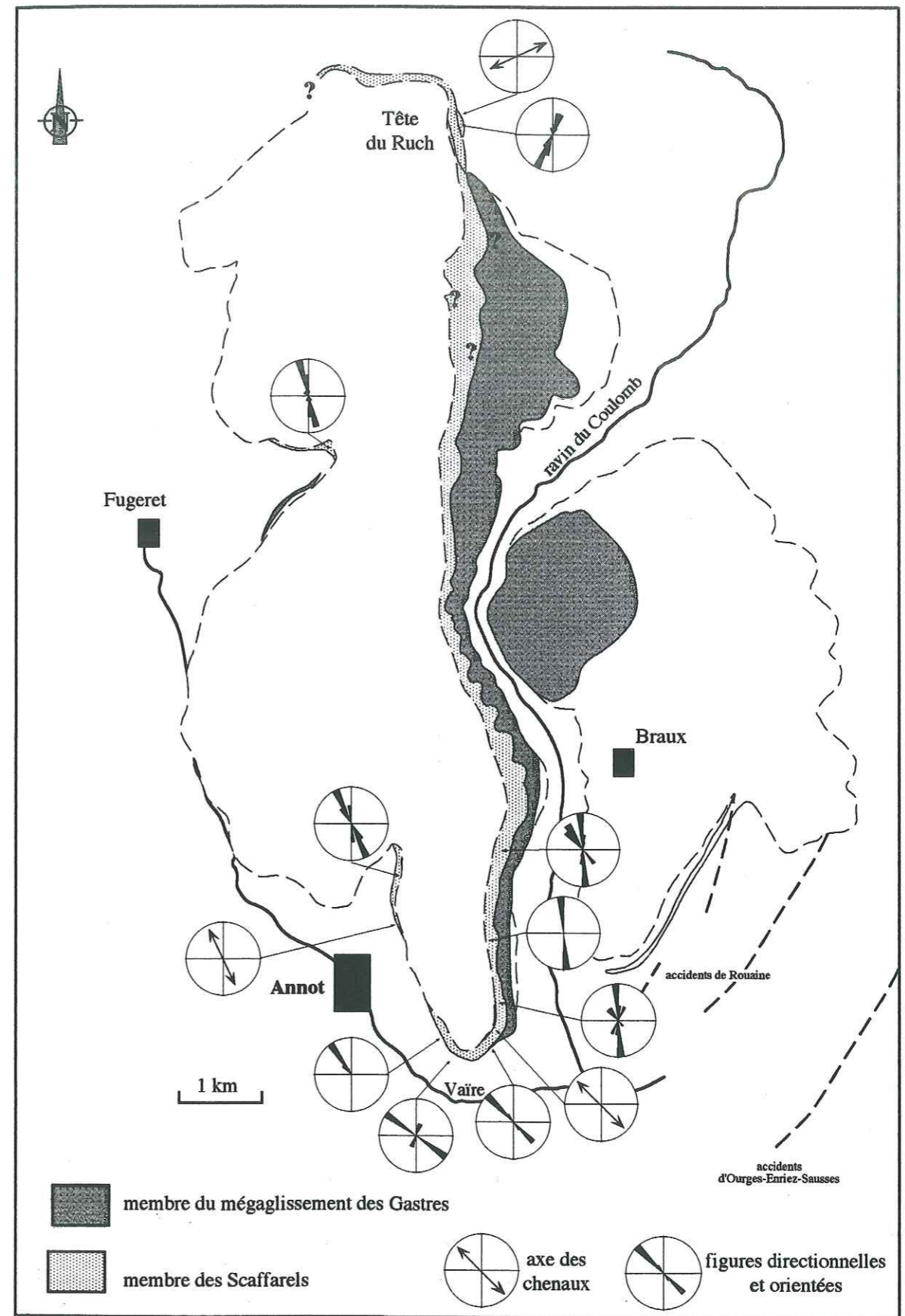


Fig.4.55-Cartographie et orientations des écoulements des dépôts turbiditiques de la séquence des Scaffarels.

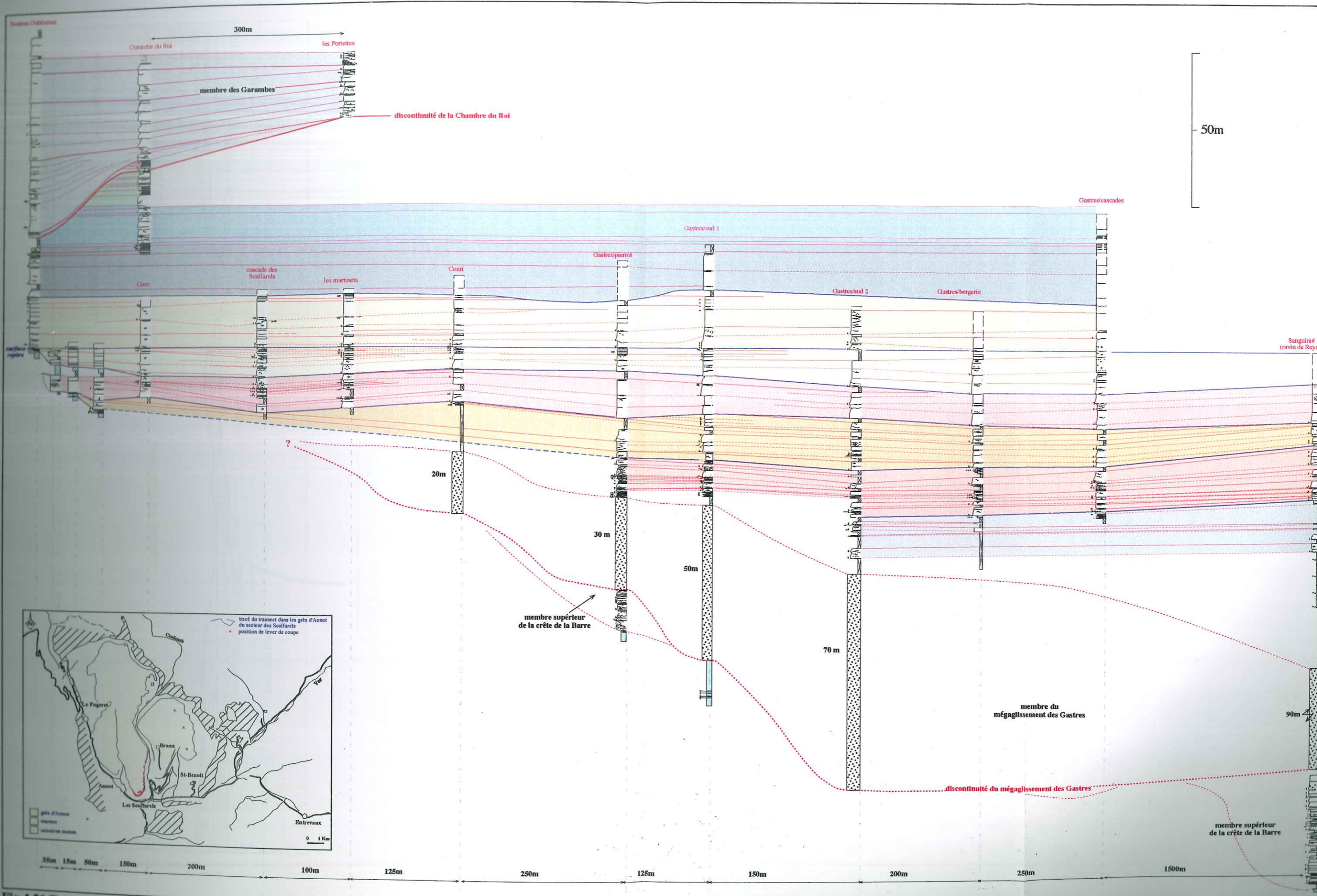


Fig.4.56-Transect en rive droite du ravin du Coulomb, dans le membre des grès des Scaffarels. Ils montrent des géométries tabulaires avec des extensions (latérales et longitudinales) plurihectométriques à kilométriques. Leur organisation interne montre des structures chenalisantes sporadiques peu développées. Le membre des Scaffarels est caractéristique d'une organisation mixte de type lobe-chenal.

tel-00921215, version 1, 20 Dec 2013

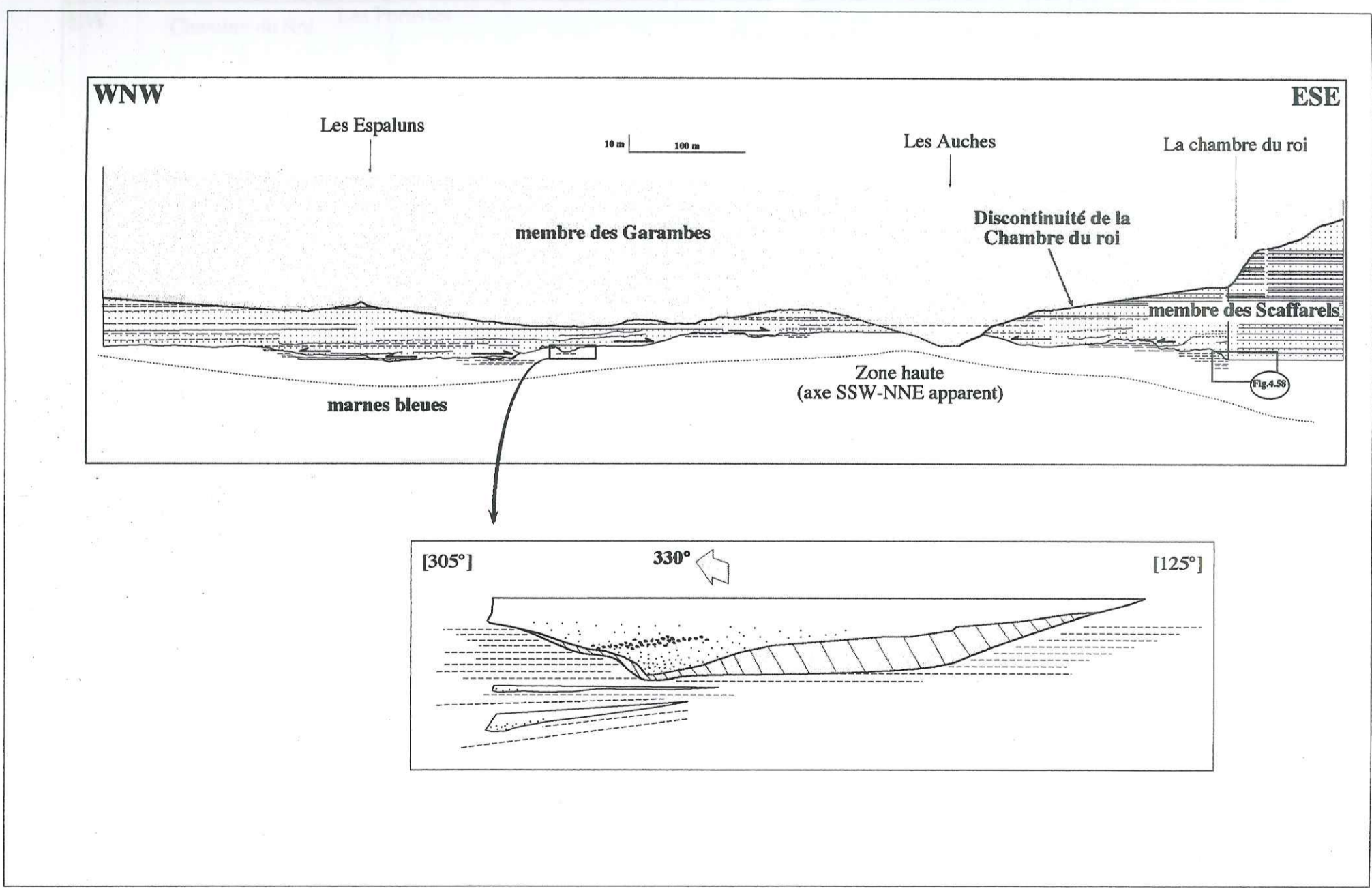


Fig. 4.57-Transect subéquatorial au-dessus de la localité d'Annot. Le membre des Scaffarels, largement érodé, montre un développement différentiel de part et d'autre d'une morphologie haute contre laquelle les dépôts arrivent en onlap. De plus il présente des géométries chenalisantes fréquentes.

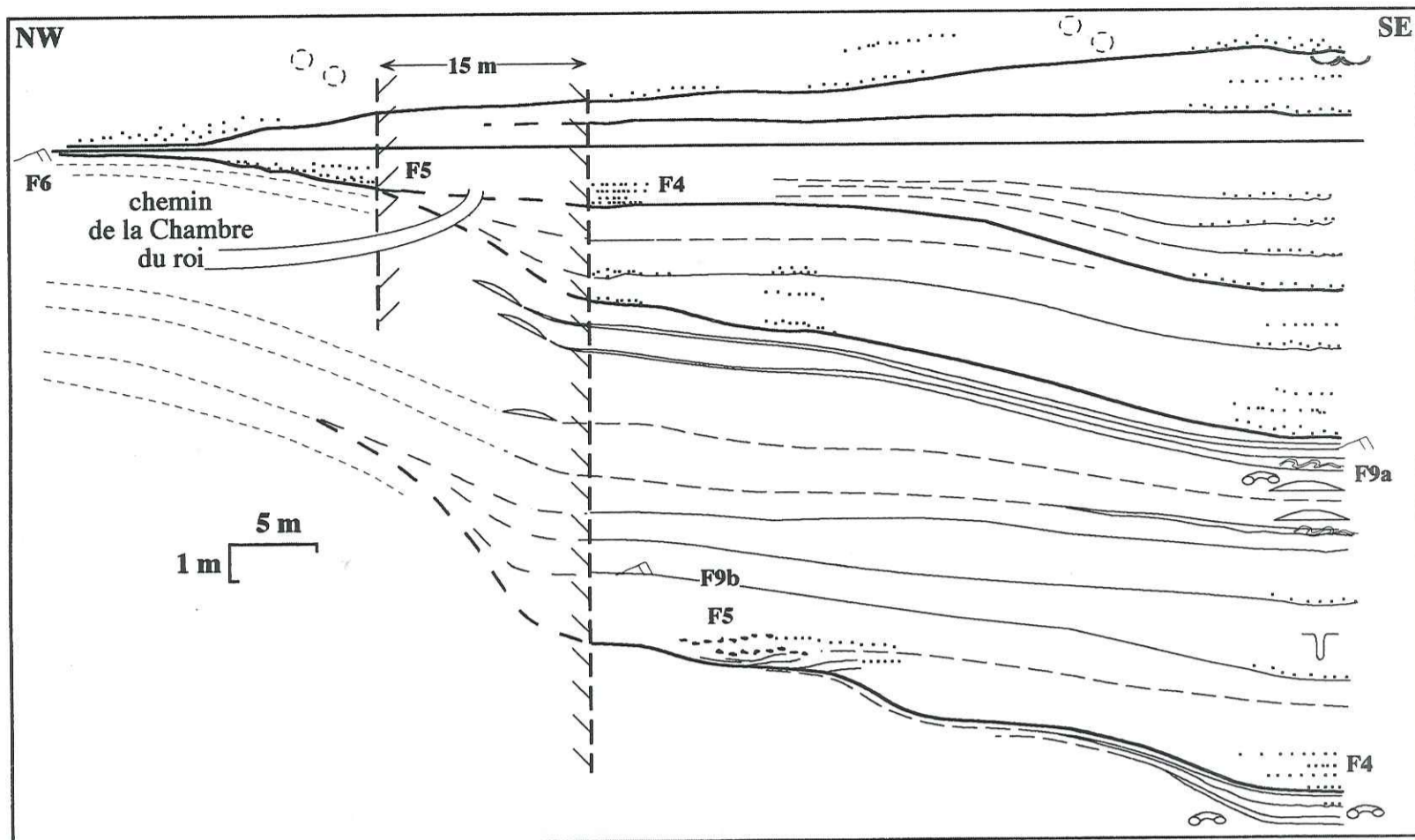


Fig.4.58-Variations latérales, géométriques et faciologiques des grès des Scaffarels à proximité d'une morphologie haute. On constate des changements rapides, de faciès et d'épaisseurs des barres gréseuses, et à l'inverse des interbancs silto-gréseux. Cet affleurement est localisé sur la figure 4.57.

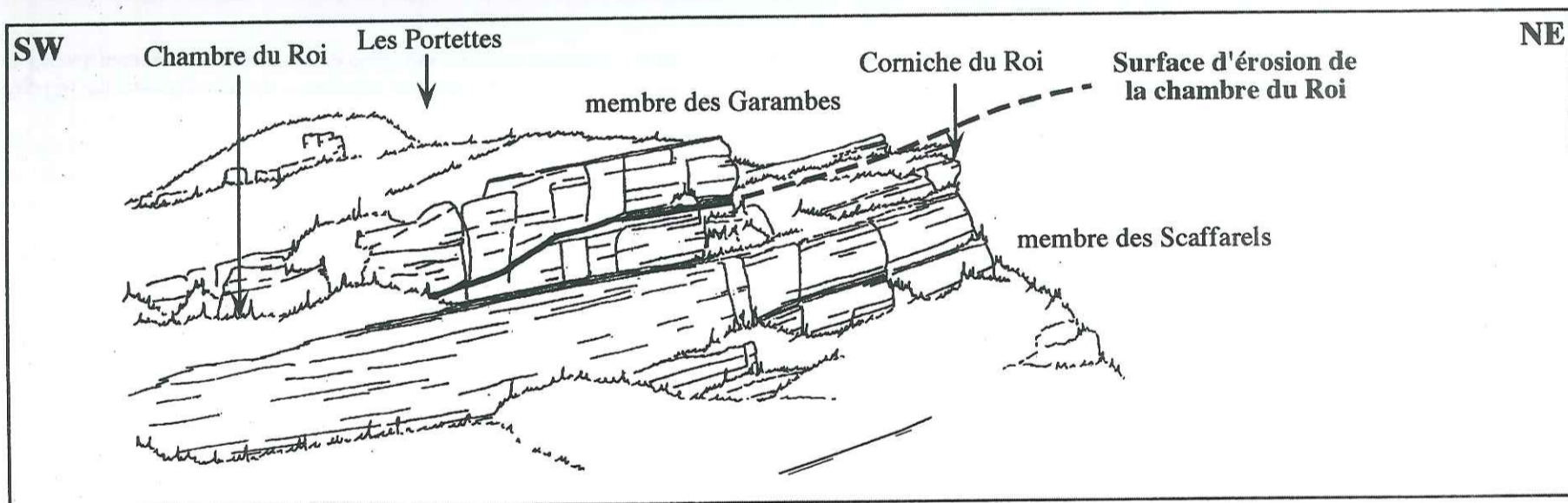


Fig.4.59a-panorama de la corniche du Roi au-dessus de la localité des Scaffarels.

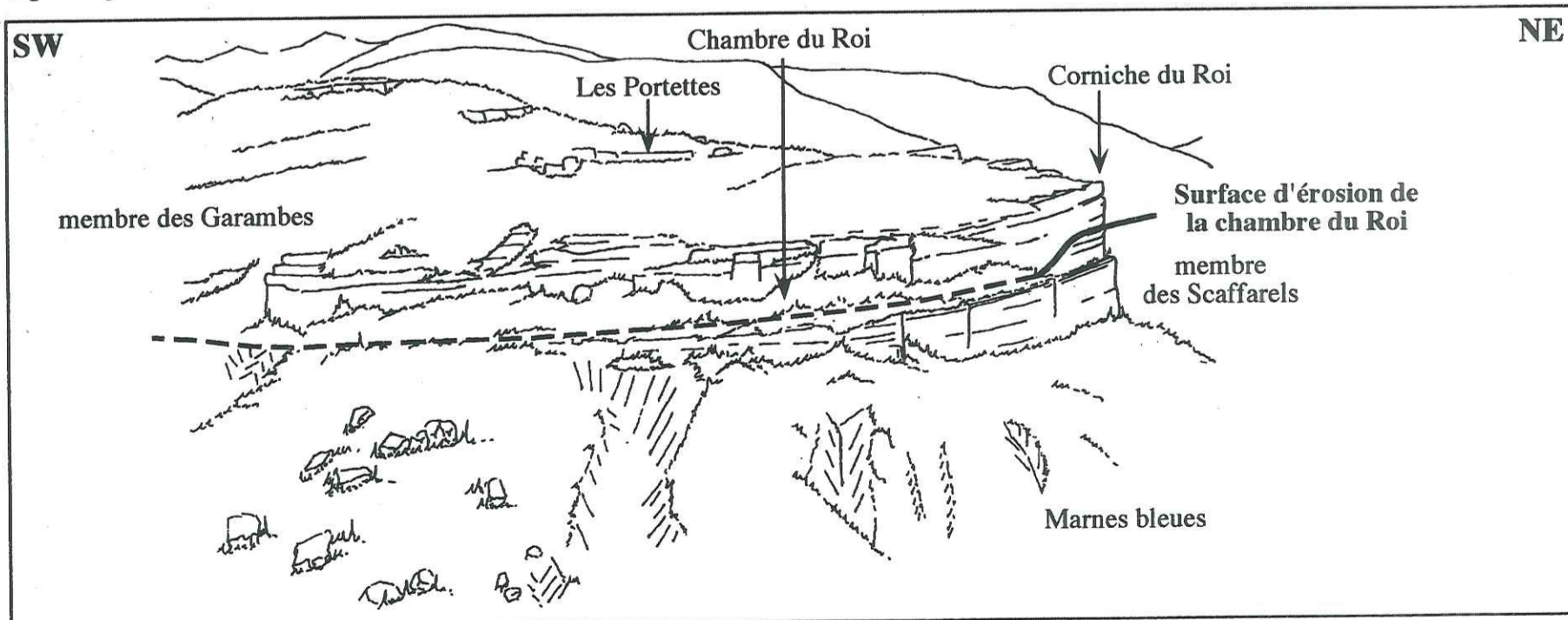
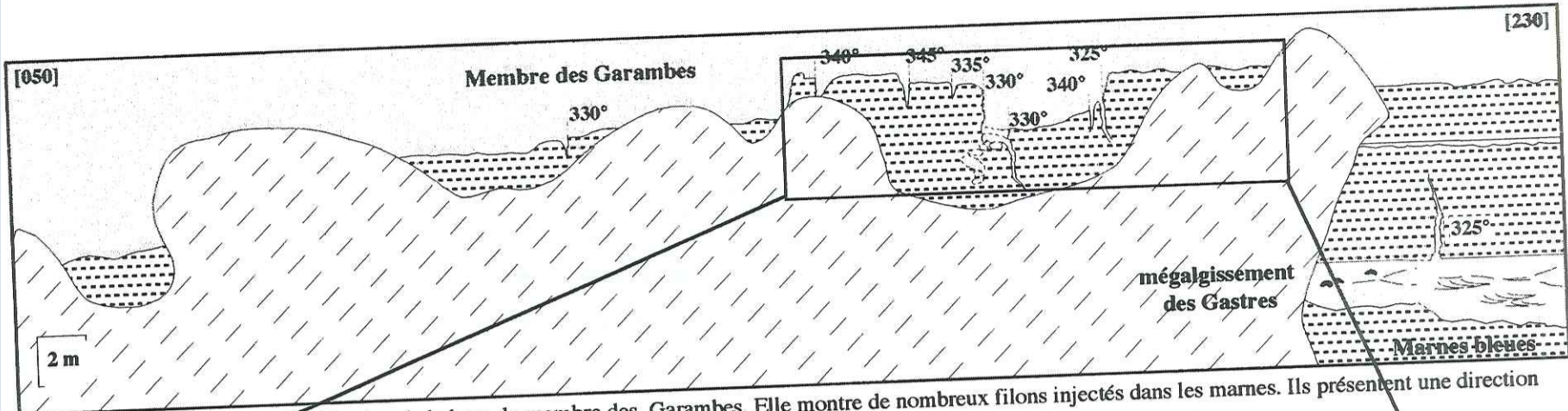
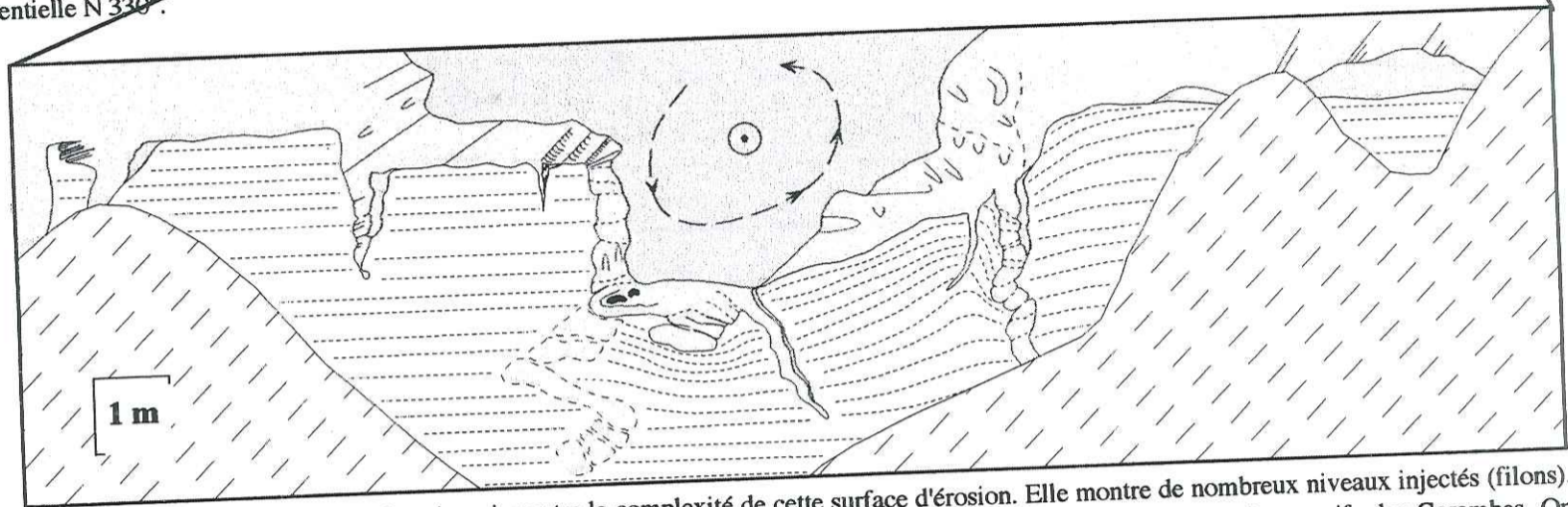


Fig.4.59b-panorama des Garambes à la corniche du Roi.



Evolution latérale de la surface d'érosion de la base du membre des Garambes. Elle montre de nombreux filons injectés dans les marnes. Ils présentent une direction préférentielle N 330°.



Zoom de l'affleurement du ravin du coin qui montre la complexité de cette surface d'érosion. Elle montre de nombreux niveaux injectés (filons). Les marnes sous-jacentes, déformées, montrent l'effet de la compaction différentielle sous la surcharge des grès massifs des Garambes. On notera la présence de flutes per descensum sur le flanc gauche et des flutes per ascensum sur le flanc droit de cette mégagouttière plurimétrique. Les figures d'abrasion observées permettent d'interpréter l'orientation de l'écoulement. Il est de l'ESE vers l'WNW et le vortex d'écoulement est anti-horaire.

Fig.4.61-Surface d'érosion de la base des grès des Garambes. Cette surface est complexe et montre de nombreuses injections qui reflètent la vitesse et la densité de l'écoulement au cours de l'érosion/dépôt des premiers termes du membre des Garambes. En tireté, la végétation masque l'affleurement.

tel:00921215, version 1 - 20 Dec 2013

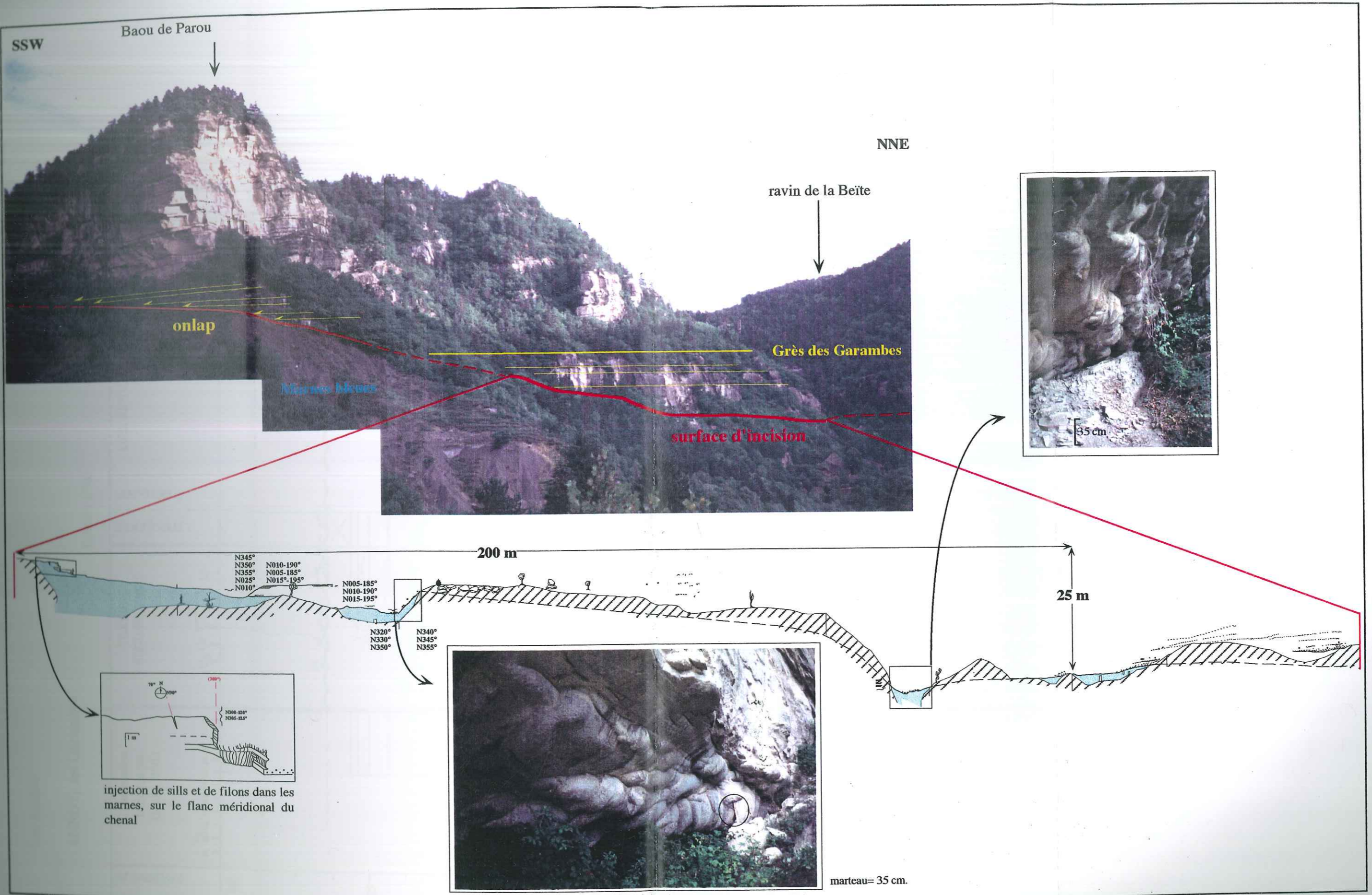


Fig.4.60-Panorama du ravin de la Beite au Baou de Parou au nord d'Annot. La base du membre des Garambes se caractérise par une surface d'incision prononcée directement sur les Marnes bleues. L'ordre de grandeur de l'incision est de 25 m de profondeur en 200 m. Elle montre localement des méga-flutes de profondeur pluridécimétrique et de largeur métrique qui reflètent l'intensité érosive de l'écoulement (le transport se fait de gauche à droite, soit vers le NNW). On remarquera qu'au pied du Baou de Parou, les grès supérieurs ne sont plus aussi érosifs, ils se déposent en onlap sur les Marnes bleues. (Ce transect a été levé en collaboration avec O. Parize, CGES/ENSMP).

Les Auches

x :

ANNOT, les Garambes

y :

Echelle : 1/500

Date : Aout 97

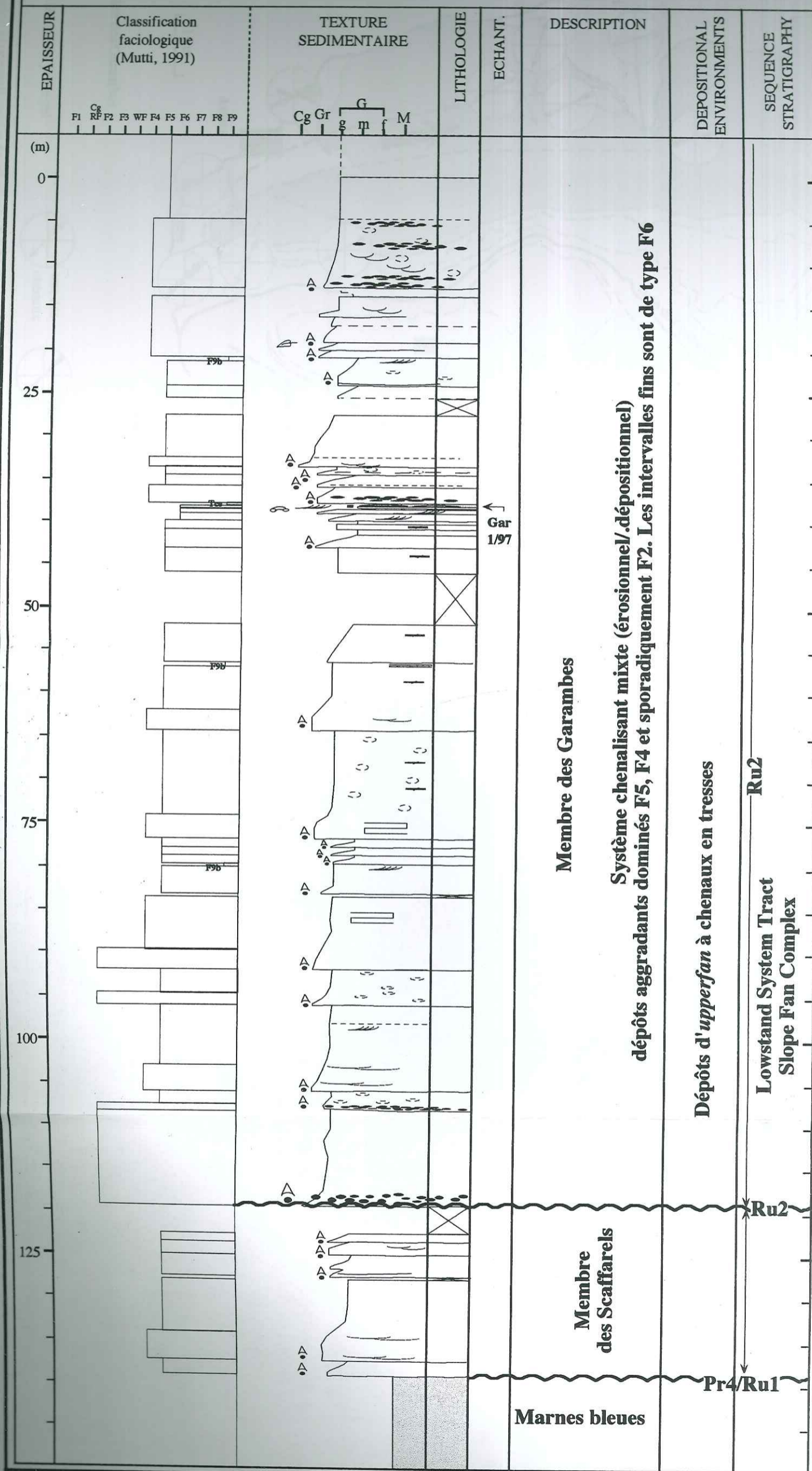


Fig.4.62-Colonne litho-faciologique du membre des Garambes. Interprétation séquentielle.

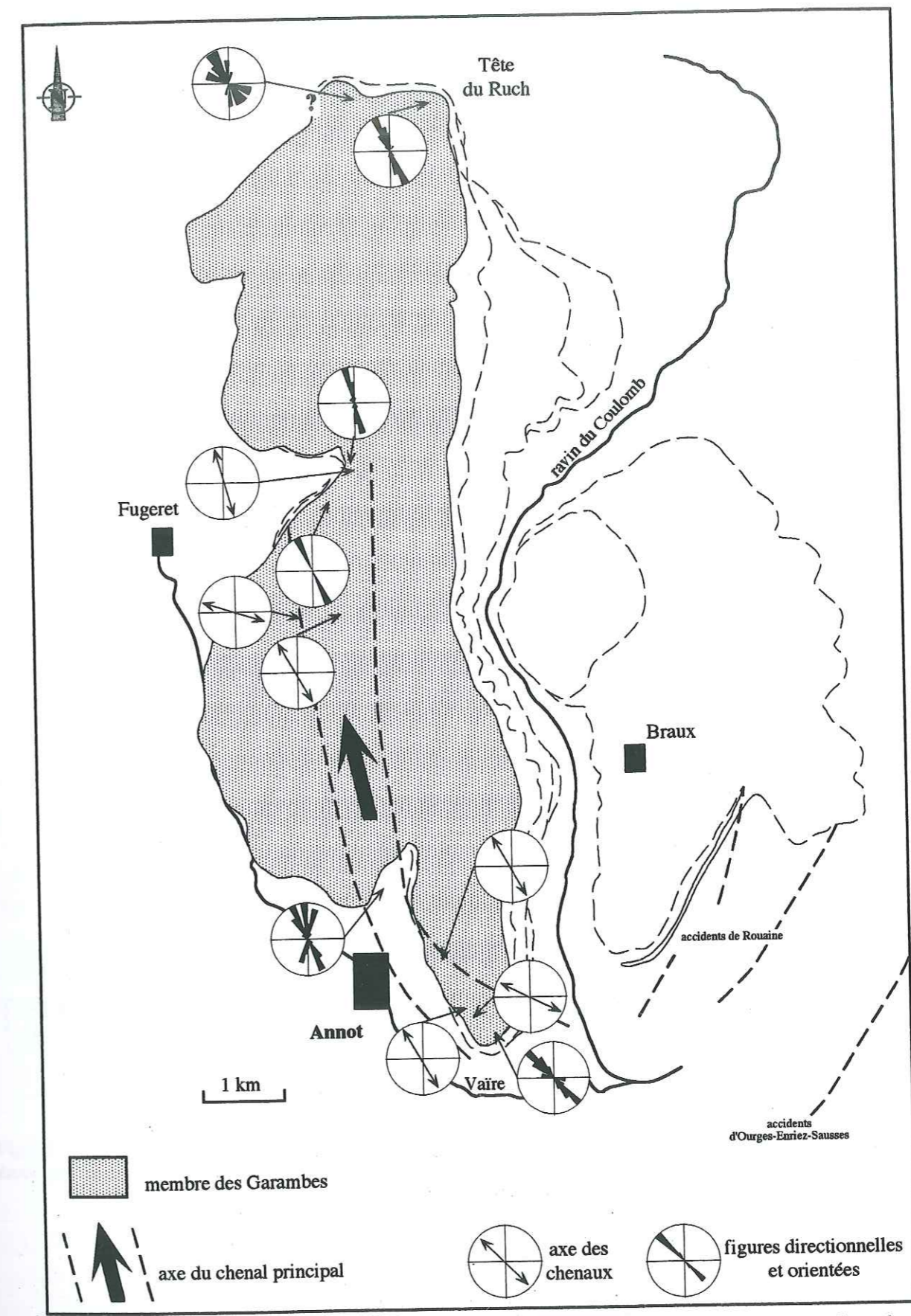
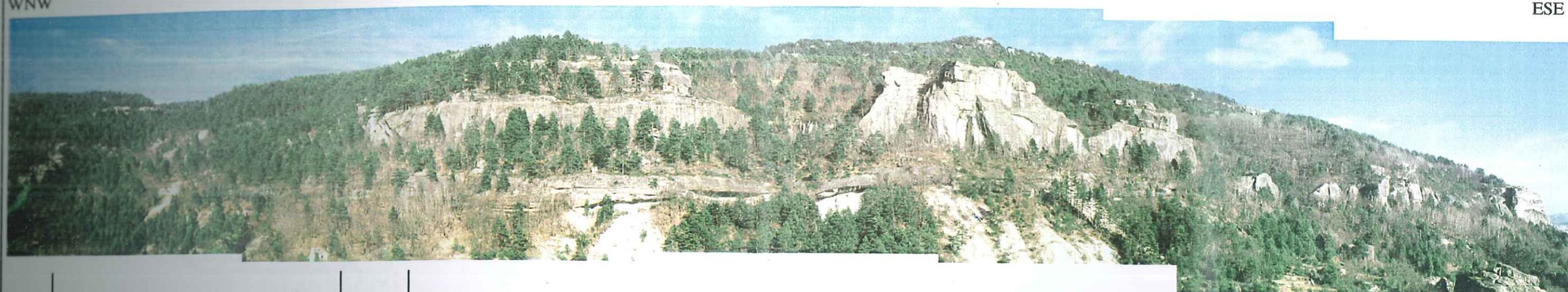


Fig.4.63-Cartographie et orientations des écoulements des dépôts turbiditiques de la séquence des Garambes.

WNW

ESE



-Panorama de la barre des Garambes au-dessus de la localité d'Annot-

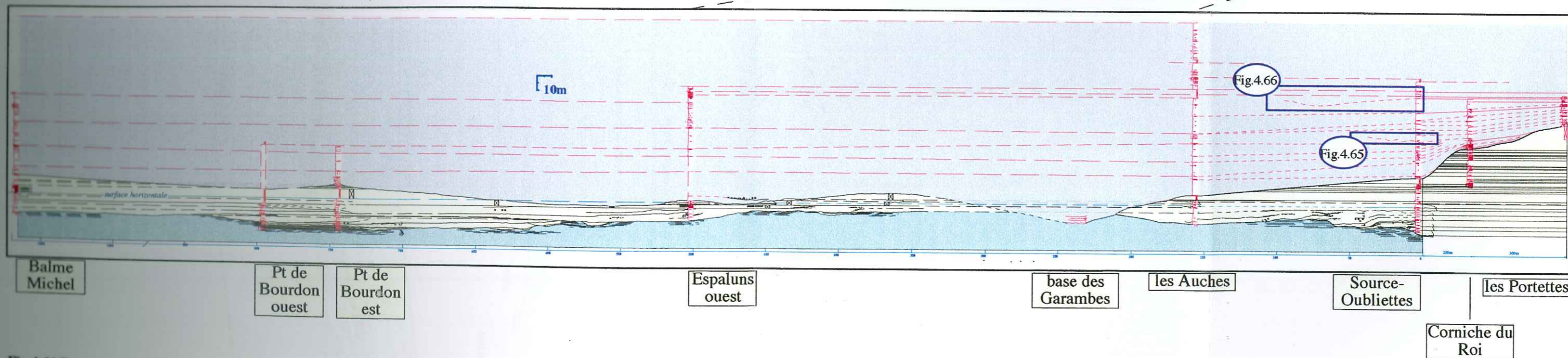


Fig.4.64-Panorama des Garambes au-dessus de la localité d'Annot et transect de corrélations. La surface située à la base des grès des Garambes est une discontinuité majeure marquée par une forte incision des grès des Scaffarels. L'incision atteint localement 60 m et érode totalement les grès sous-jacents (coupe de la base des Garambes) où le membre des Garambes repose directement sur les Marnes bleues. L'architecture du chenal principal est caractéristique du type mixte *erosional/depositional*.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

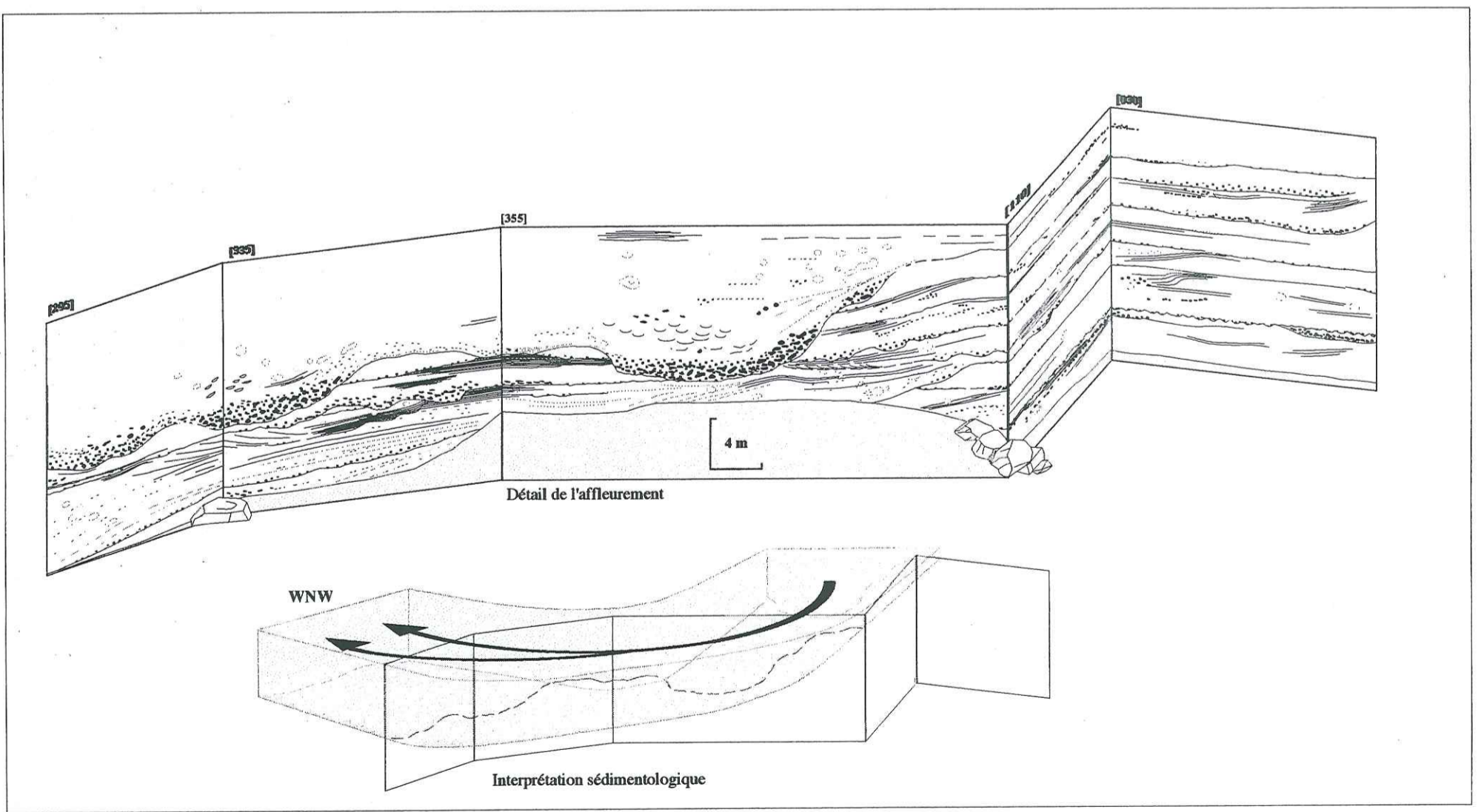
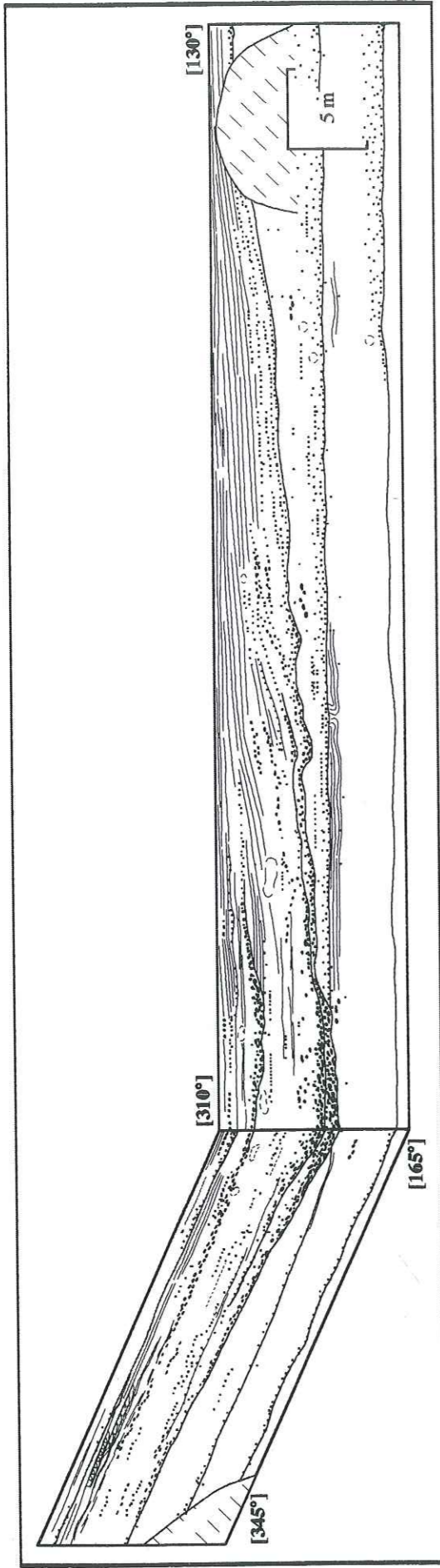
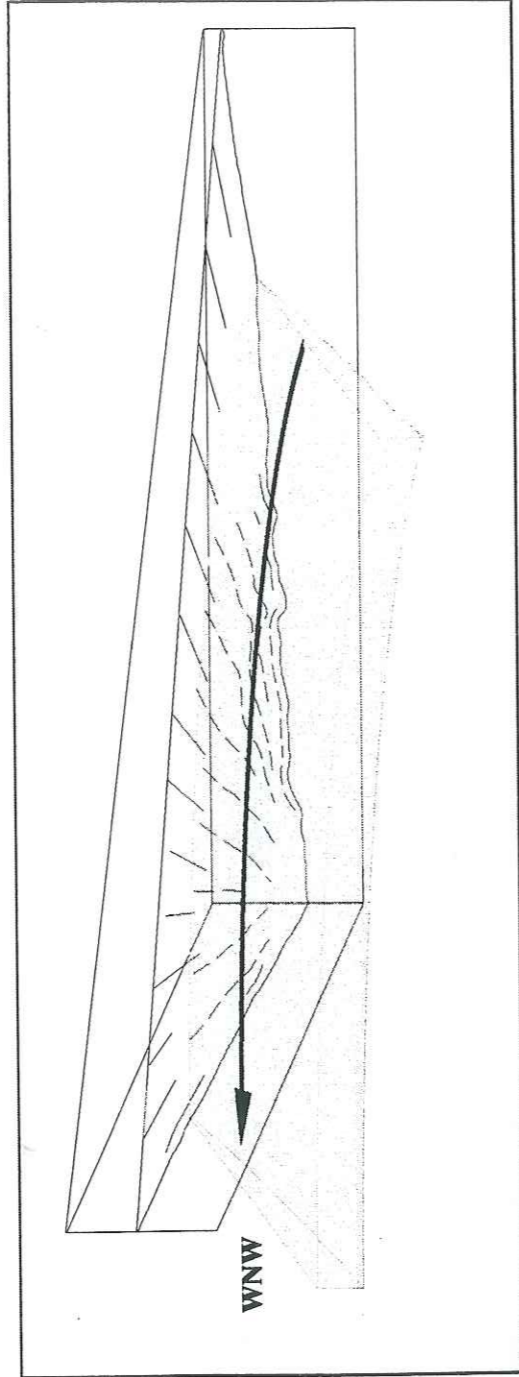


Fig.4.65- Organisation interne des grès des Garambes de la chambre du roi. On observe des géométries chen alisantes qui présentent une architecture de chenaux en tresses. L'association de faciès et ces géométries sont caractéristiques de la partie supérieure d'un système turbiditique (*upper fan*). (Localisation sur la figure 4.64).



Détail de l'affleurement.



Interprétation sédimentologique.

Fig.4.66-Chenal isolé dans les grès des Garambes entre la coupe des Auches et la coupe des Oubliettes. (Localisation sur la figure 4.64).

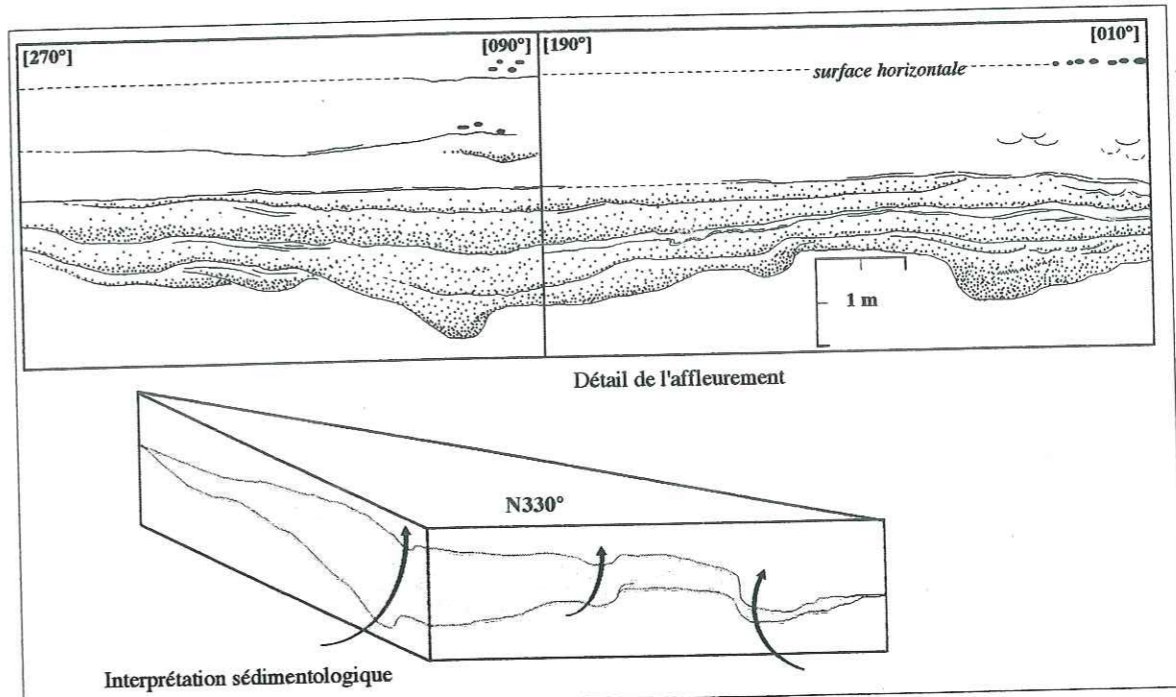


Fig.4.67-Goutières d'érosion dans les grès des Garambes de la Chapelle St-Pierre.

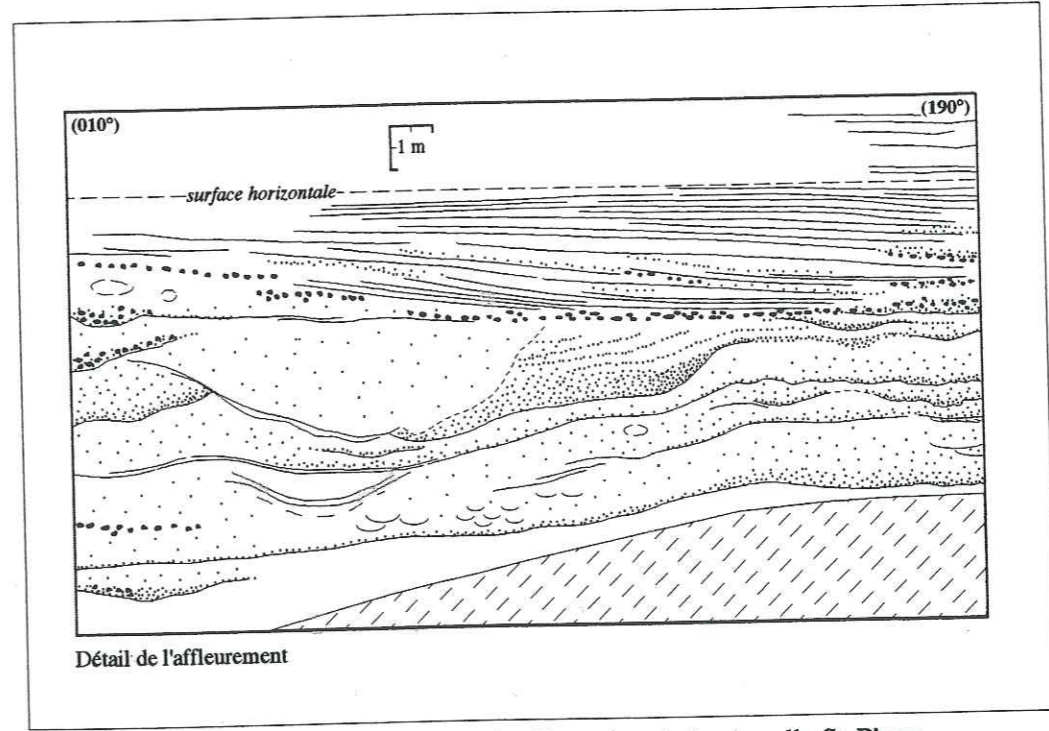


Fig.4.68-Chenaux amalgamés des grès des Garambes de la chapelle St-Pierre.

IV - SYNTHESE DU SYSTEME TURBIDITIQUE
DES GRES D'ANNOT

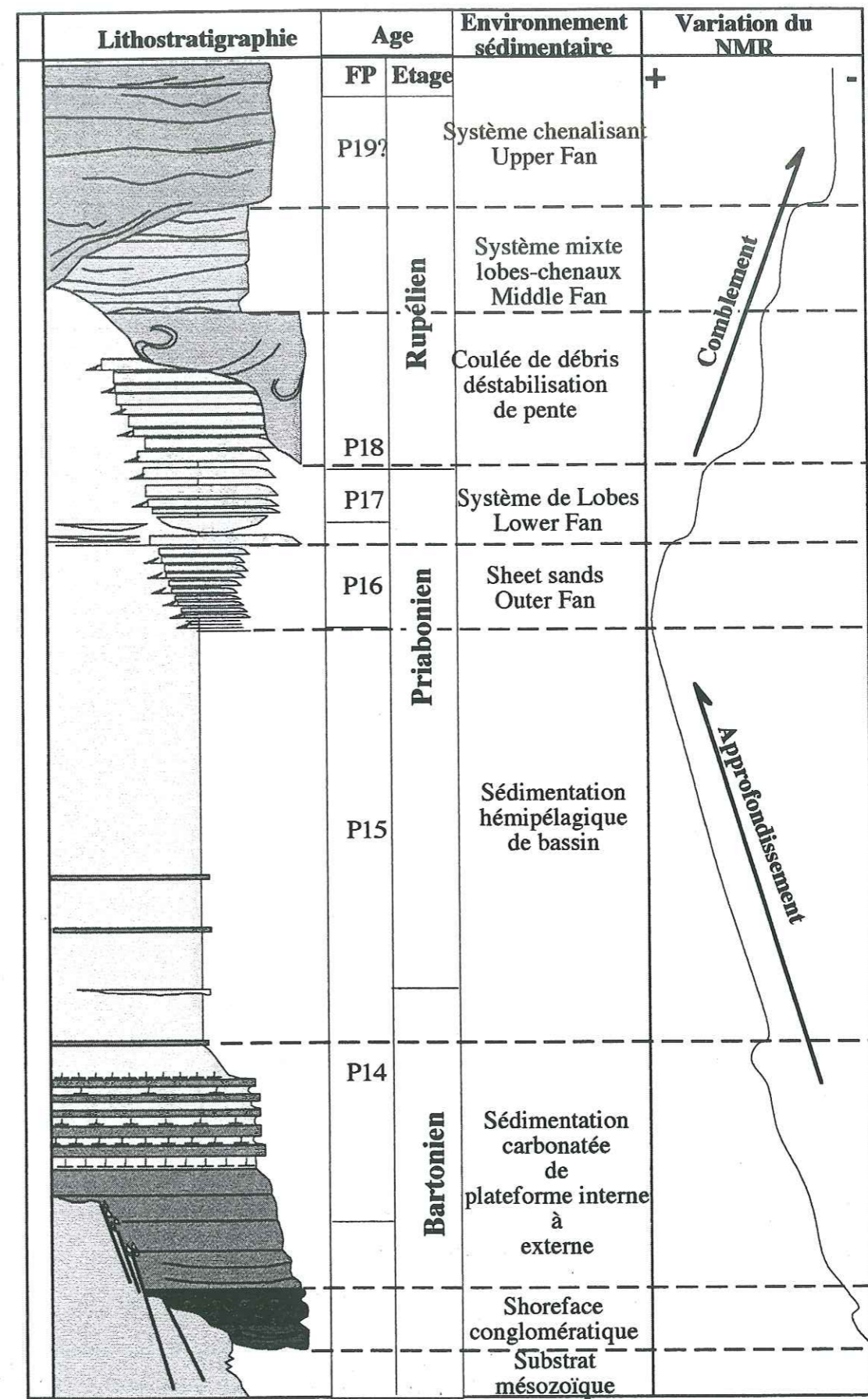


Fig.4.69-Colonne synthétique de la série paléogène du synclinal d'Annot et interprétation environnementale.

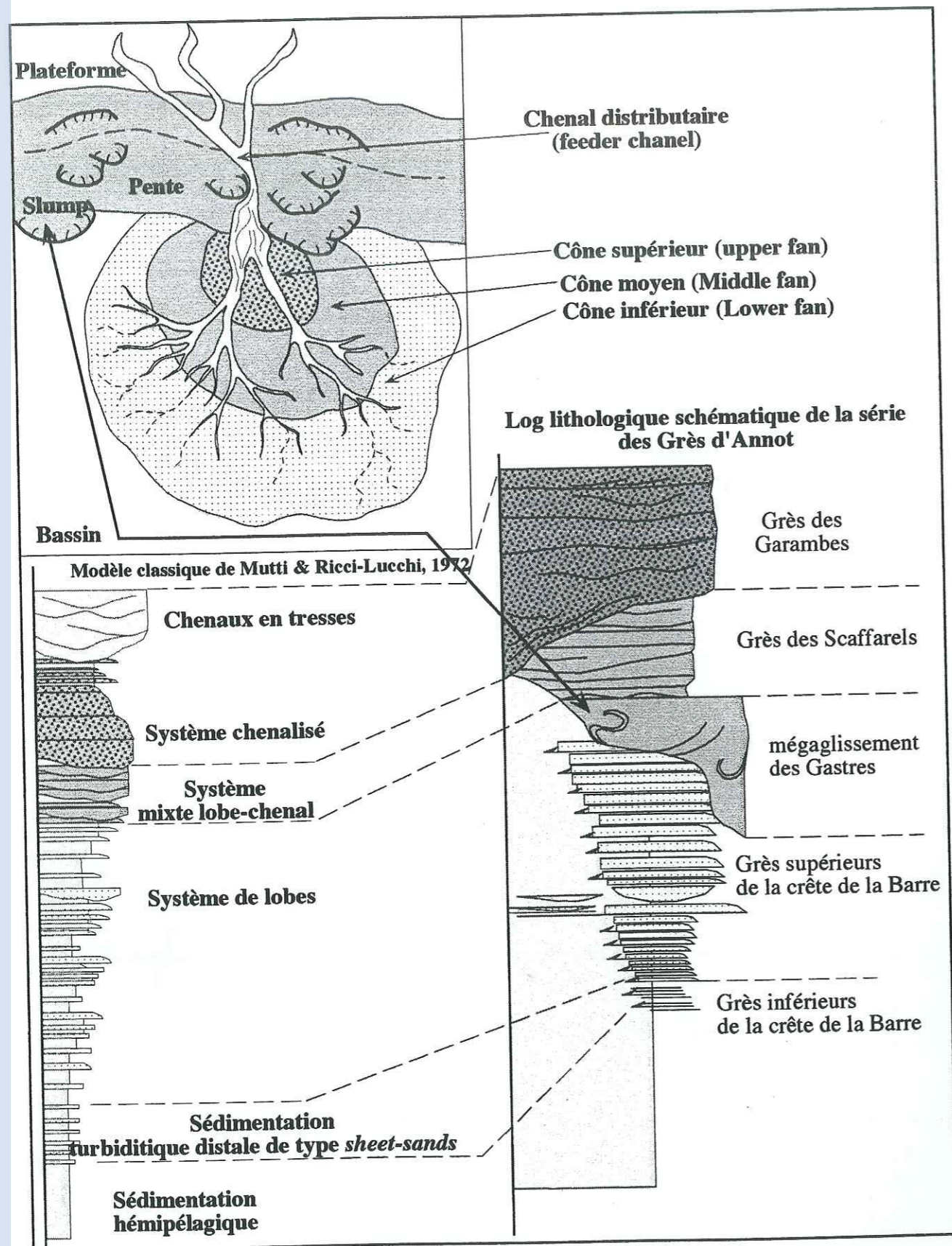


Fig.4.70-Modèle morphologique et faciologique classique de comblement d'un bassin de *foredeep* par un complexe turbiditique, à lobes attachés, dominé par des sables (Mutti & Ricci-lucchi, 72 ; Reading & Richards, 94). Comparaison avec la série des Grès d'Annot. On notera la succession *thickening-coarsening up*.

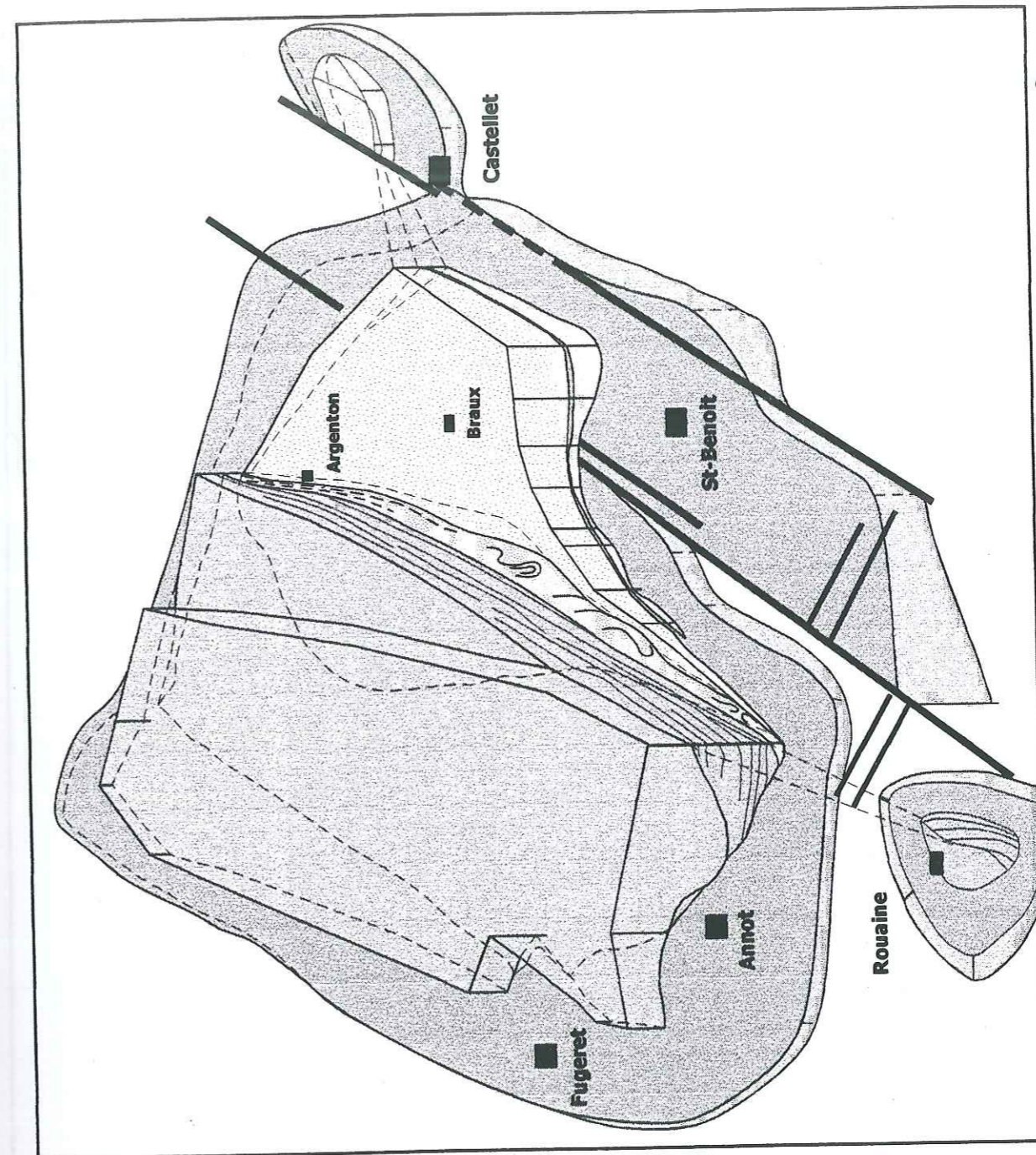


Fig.4.71-Reconstitution schématique de l'organisation spatiale de chacun des membres de la série des Grès d'Annot. On constate une migration spatiale de chacun des membres vers le secteur ouest du bassin. Dans le même temps le complexe turbiditique évolue de dépôts distaux à des dépôts de plus en plus proximaux (Cf. Fig.4.70).

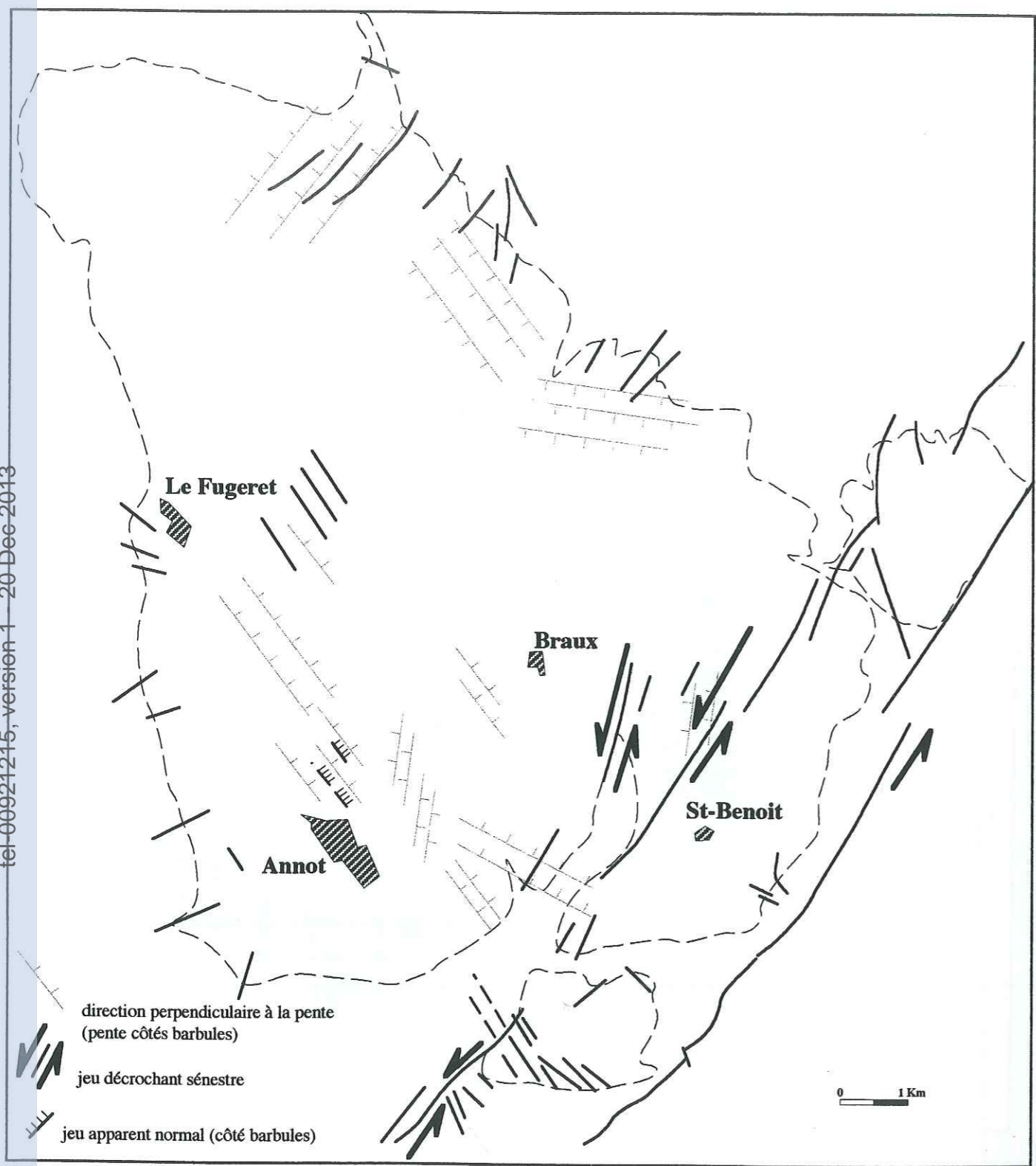


Fig.4.72-Canevas structral du synclinal d'Annot et orientations des paléopentes reconstrués (modifié de Pickering & Hilton, 1998). Les accidents N020°-040° du faisceau de Rouaine et du Var ont joué au cours de la sédimentation des conglomérats infranummulitiques aux grès des Scaffarels. Par la suite, les observations de terrain montrent que dans le secteur occidental du bassin ce sont principalement les accidents N310°-330° qui jouent au cours de la sédimentation des grès des Garambes. Ils constituent les directions privilégiées de fracturations et d'injections synsédimentaires. Les paléopentes reconstruées montrent une bonne superposition de leur orientation avec le squelette structural du bassin qui appuie le contrôle synsédimentaire de ces accidents sur l'architecture du remplissage sédimentaire.

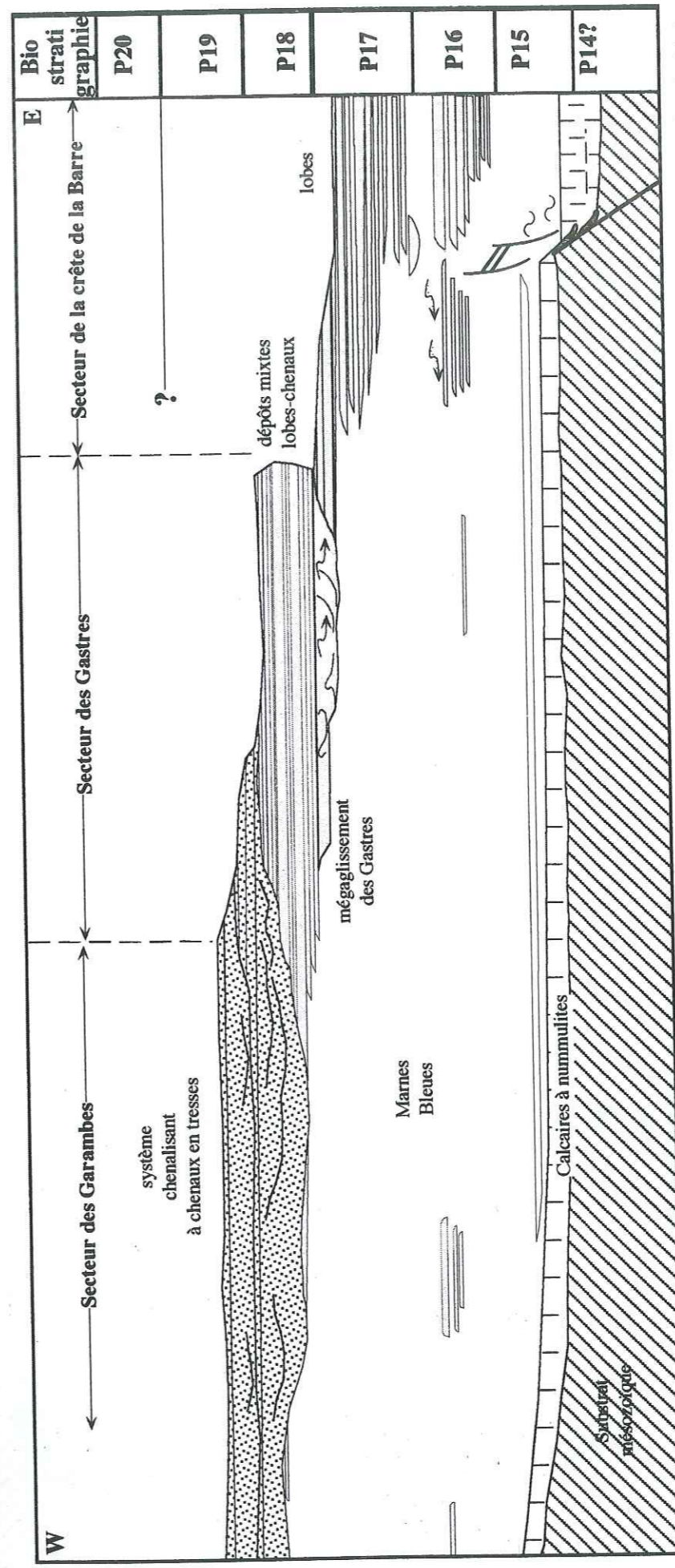
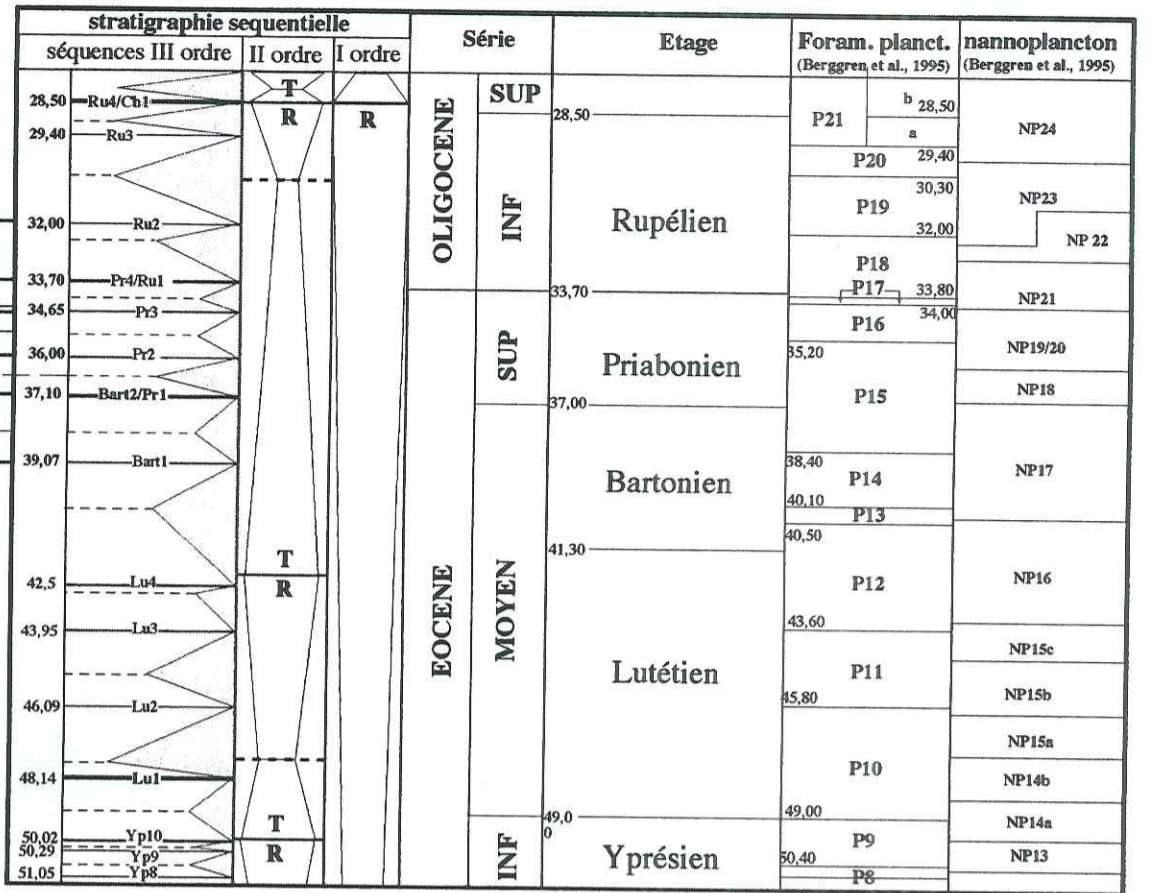
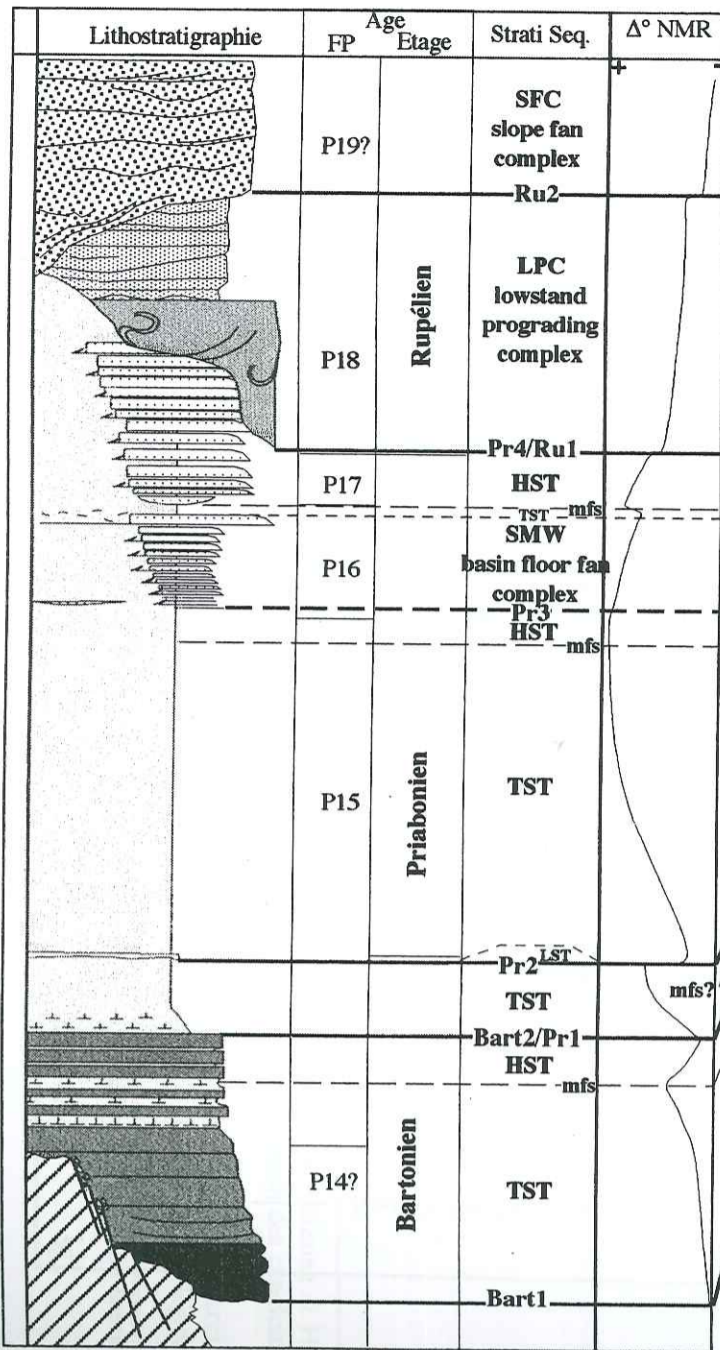
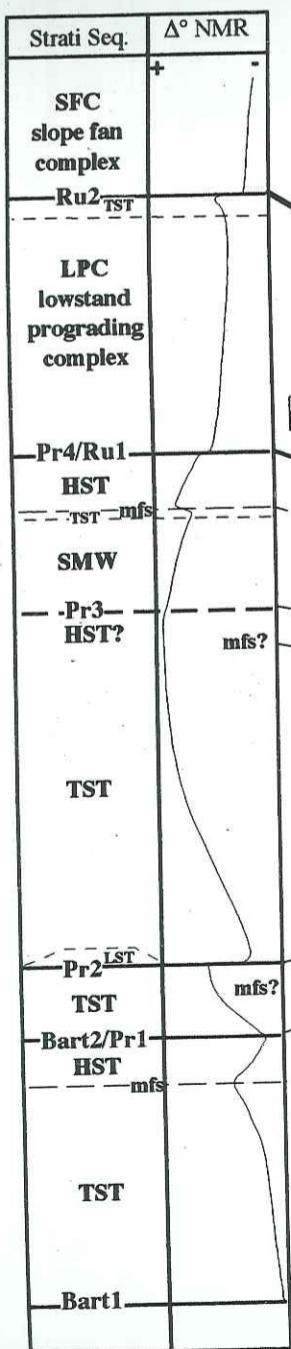


Fig.4.73-Migration spatio-temporelle du système turbiditique des Grès d'Annot. La migration des dépôts-centres s'ajoute à l'évolution sédimentaire du cône sous-marin, de dépôts de type lobes aux système chenalissant.



Hardenbol et al., 1998

Fig.4.74-Corrélations chronostratigraphiques des séquences Bart1 à Ru2 avec les séquences standards de troisième ordre (selon la charte de Hardenbol et al., 1998). Représentation des cortèges sédimentaires et des surfaces caractéristiques.



▨ intervalle non préservé

Régression forcée

Subsidence tectonique

Séquences de dépôts avec la courbe eustatique (Haq et al., 1987), et courbe des fluctuations isotopiques (Abreu et al., 1998)

Courbes eustatiques de court terme et long terme (Haq et al., 1987)

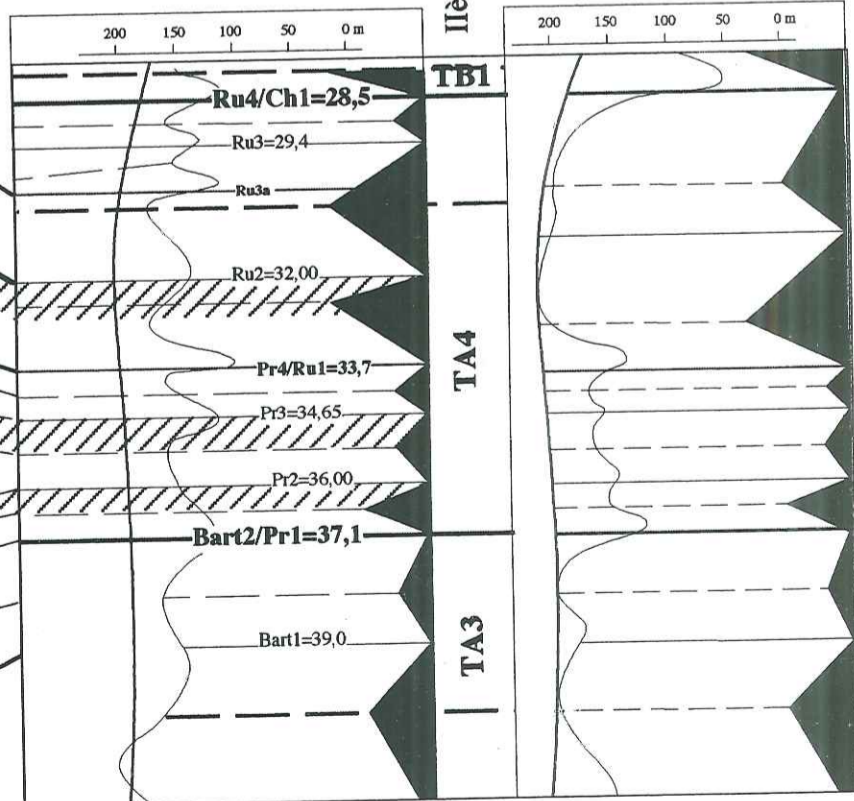


Fig.4.75-Modulation des fluctuations eustatiques par la tectonique sur la sédimentation éo-oligocène du synclinal d'Annot.

V - CORRELATIONS AVEC
LES FORMATIONS DE SAINT-ANTONIN

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

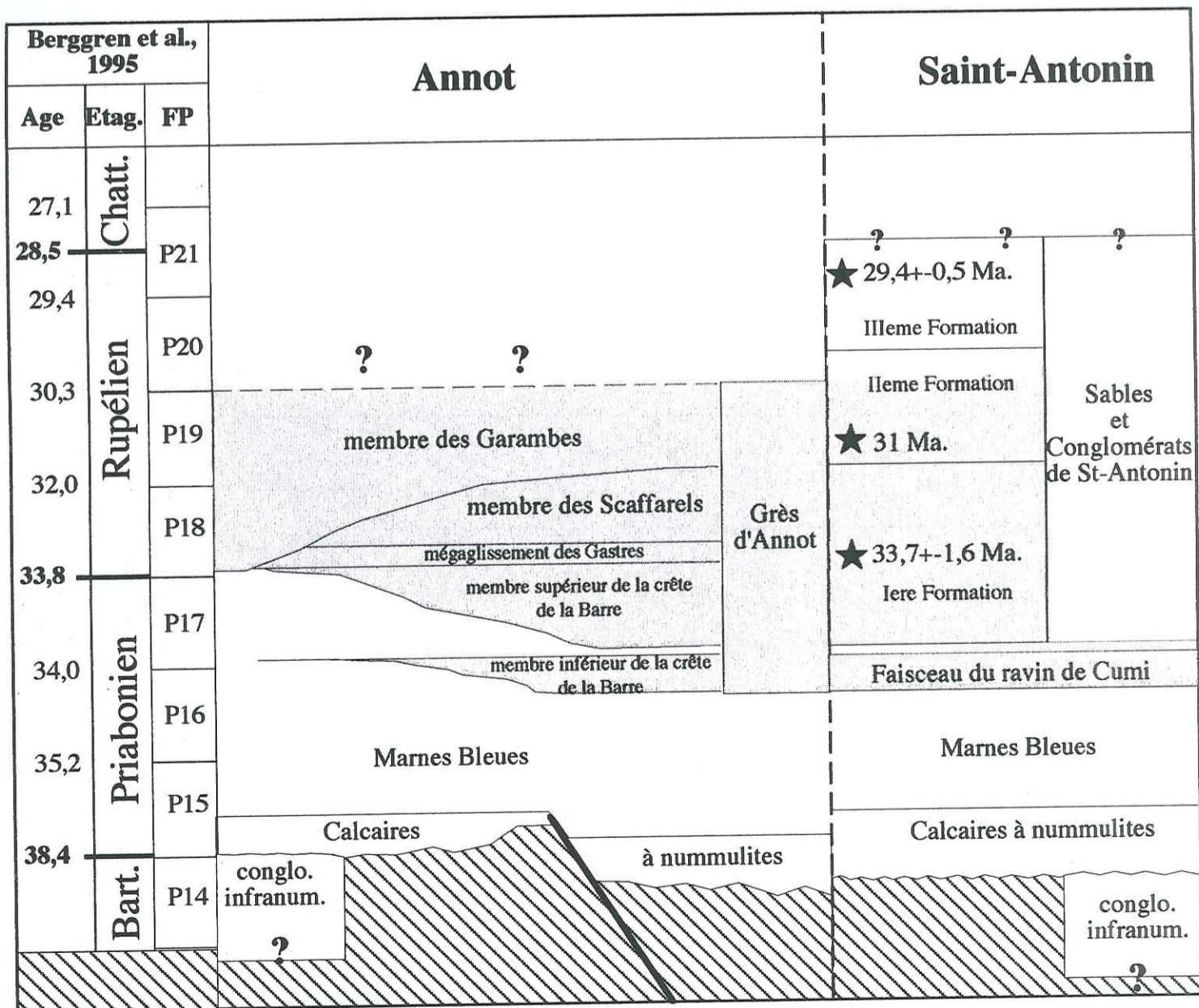


Fig.4.76-Corrélations litho-biostratigraphiques des séries du synclinal d'Annot et du synclinal de St-Antonin ★ datation des manifestations volcaniques de St-Antonin

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

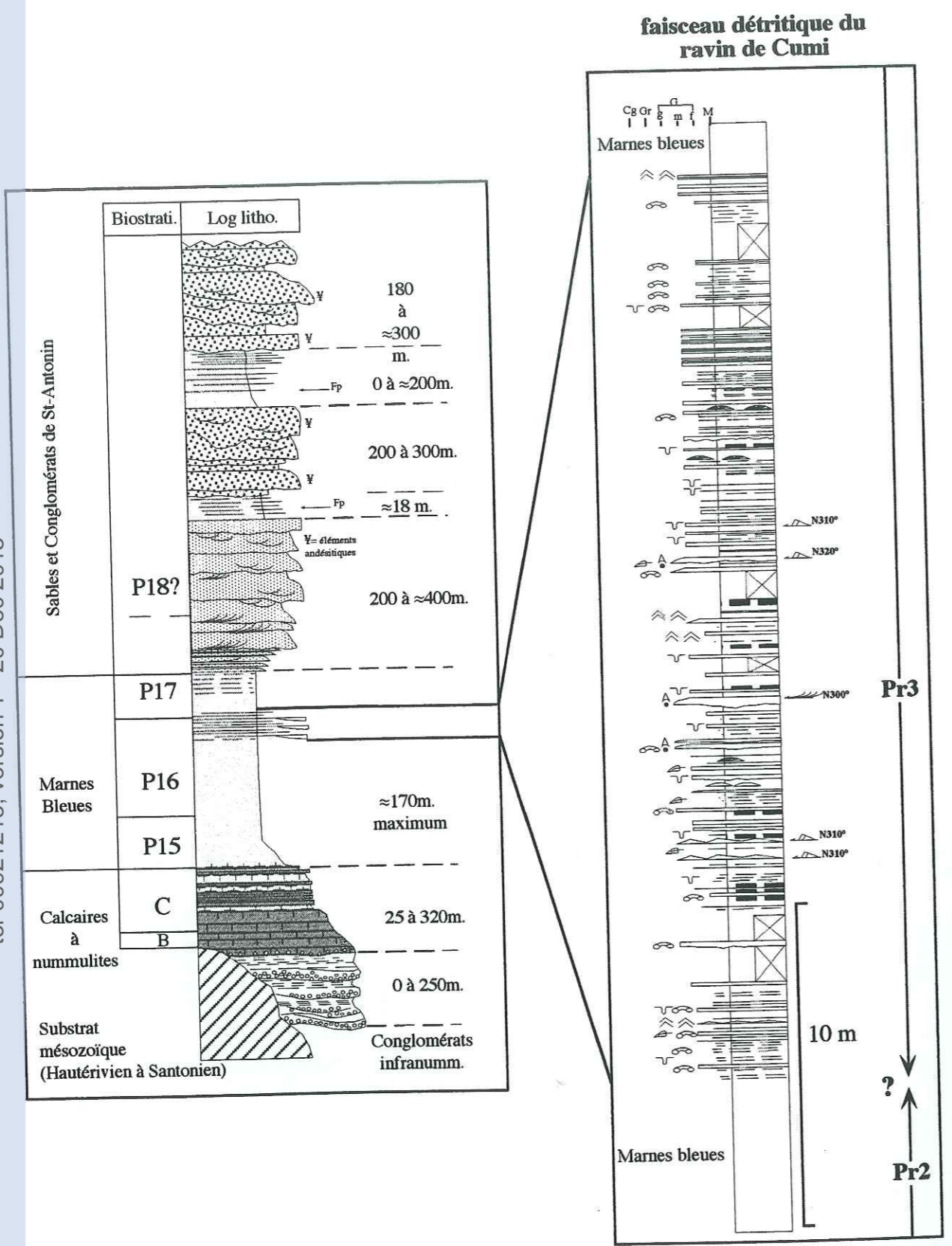


Fig.4.77-Détail lithofaciologique du faisceau gréseux du ravin de Cumi.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

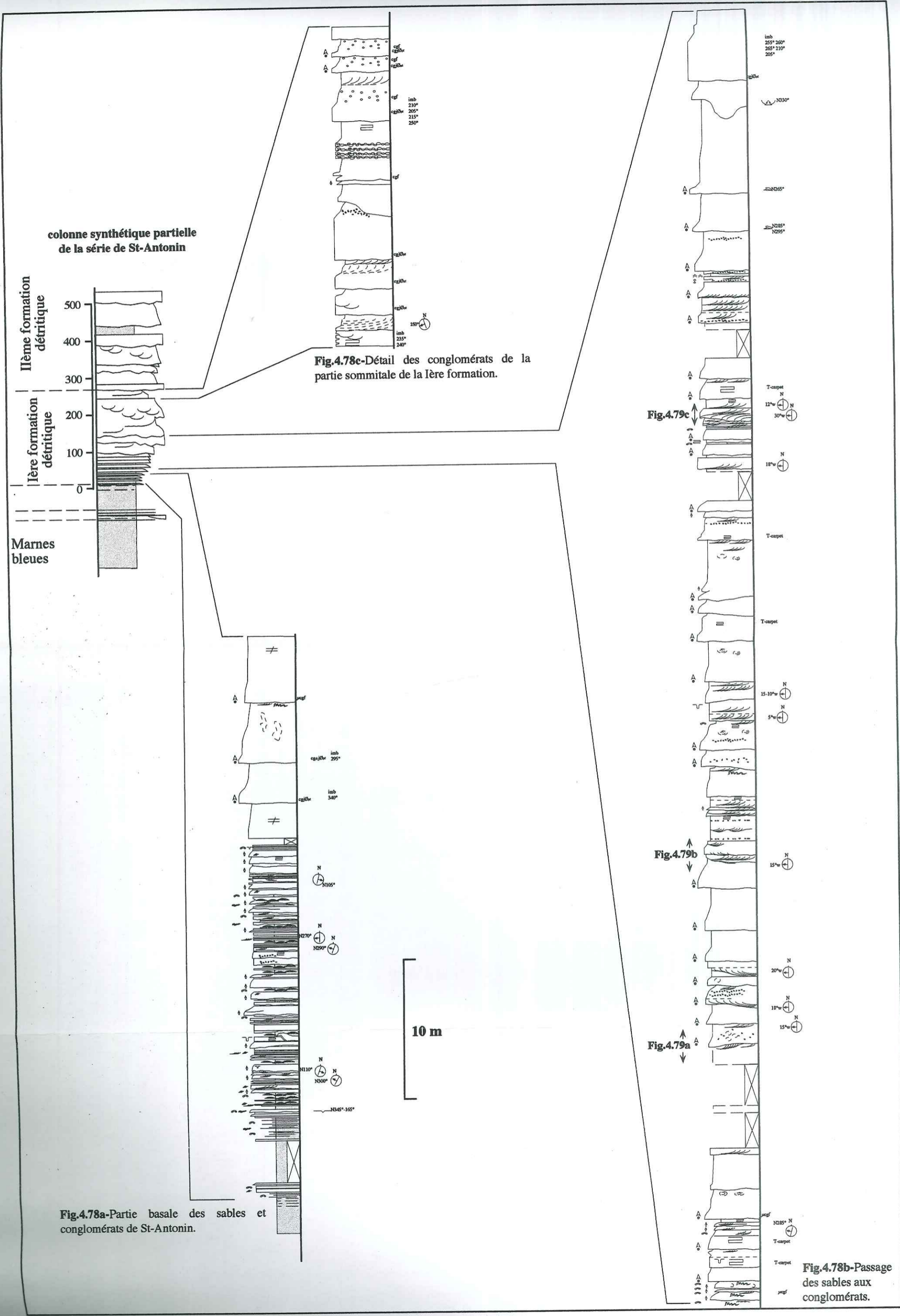


Fig.4.78-Colonnes lithologiques détaillées de la première formation détritique de St-Antoine.



Fig.4.79a-Stratifications obliques tangentielles à drapage argileux qui signent des influences tidales mineures sur une sédimentation à dominante alluviale. Faciès F5 de la séquence de crue de Mutti *et al.* (1994). Le courant dominant se fait de la droite vers la gauche.

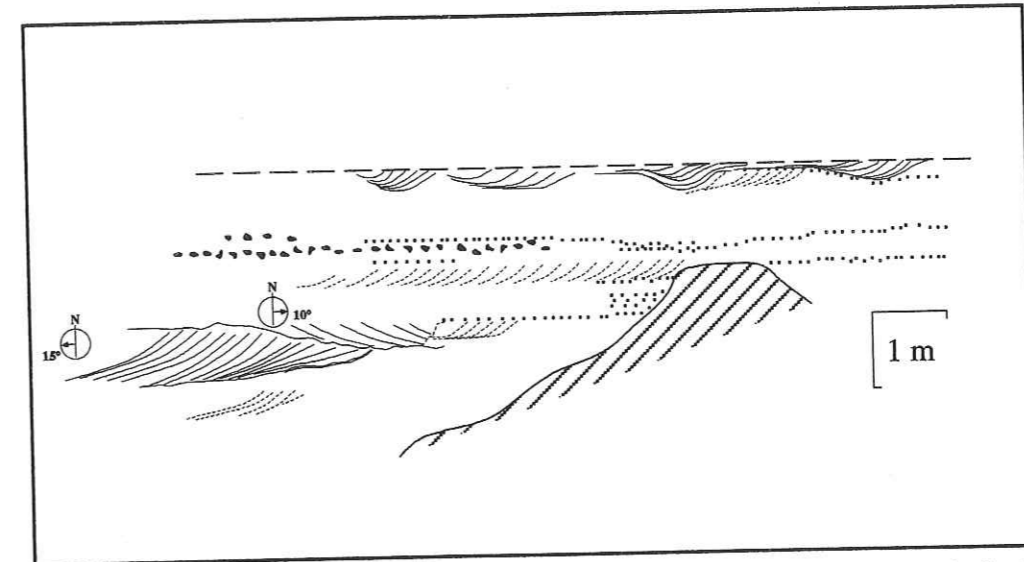


Fig.4.79b-Organisation interne complexe au sommet d'une séquence de crue à faciès F3 dominant (sable massif).

N.B. : Ces zooms d'observation sont localisés sur la figure 4.78b

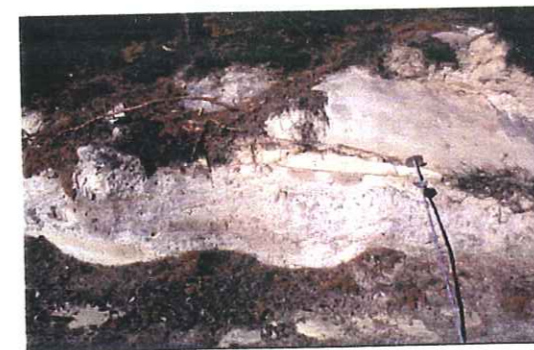


Fig.4.79c-Faisceau à stratifications obliques tangentielles à graviers, organisés en champ de mégarides. Faciès F4 de la séquence de crue de Mutti *et al.* (1994). (Jacob=1,5 m). Le courant dominant se fait de la droite vers la gauche.

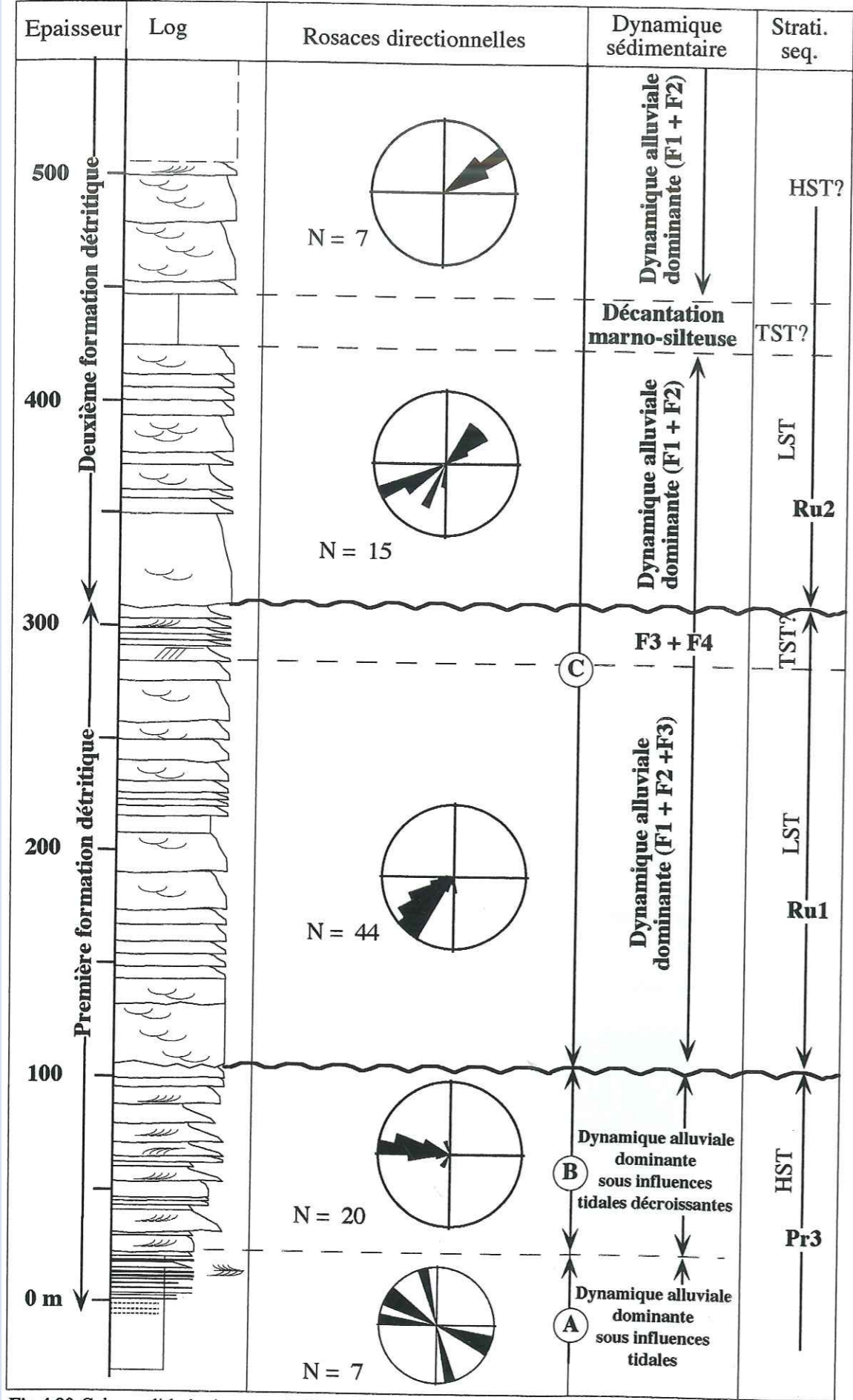


Fig.4.80-Colonne lithologique synthétique de la première formation détritrique. Evolution des sens de courant. Modification des environnements sédimentaires. Proposition de découpage séquentiel.

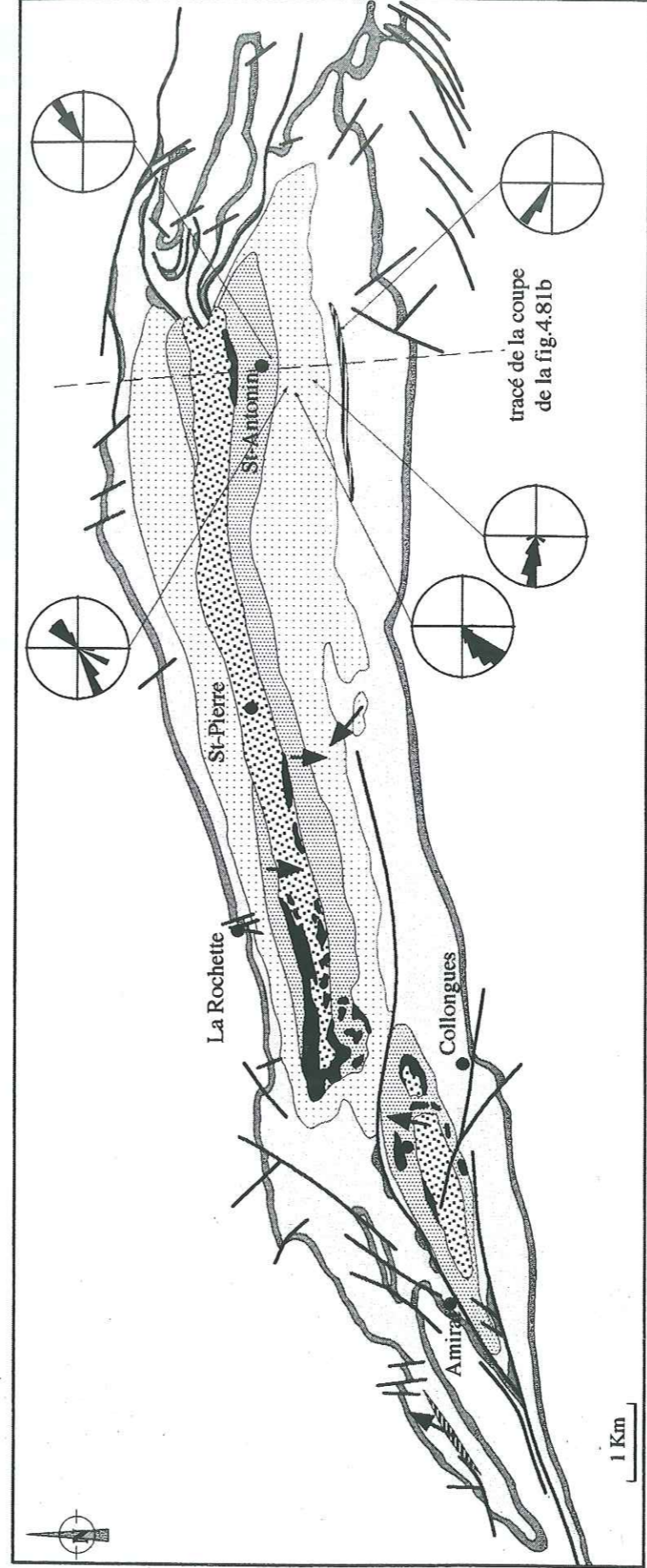


Fig.4.81a-Carte synthétique du synclinal de St-Antonin et rosaces des écoulements dans le secteur oriental du bassin. On observe de fortes modifications des sens de transport qui reflètent des changements des aires de drainage et de la morphologie du bassin.

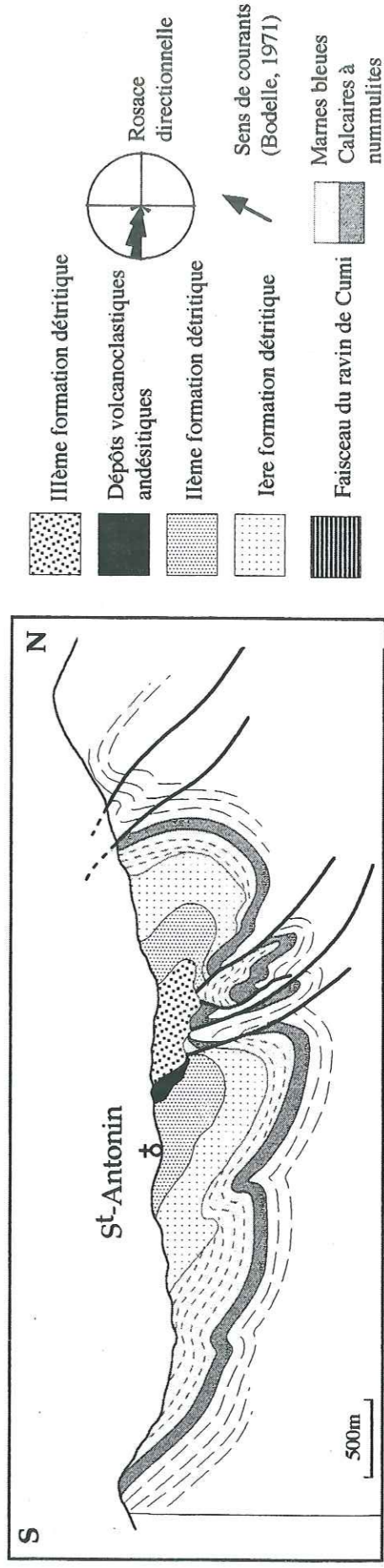


Fig.4.81b-Coupe subméridienne dans la partie orientale du synclinal de St-Antonin. Elle montre une géométrie de bassin plicatif complexe dans lequel les dépôts détritriques présentent un éventail synsédimentaire avec des séries réduites et des discordances dans le secteur nord du synclinal (Campredon & Giannerini, 1986).

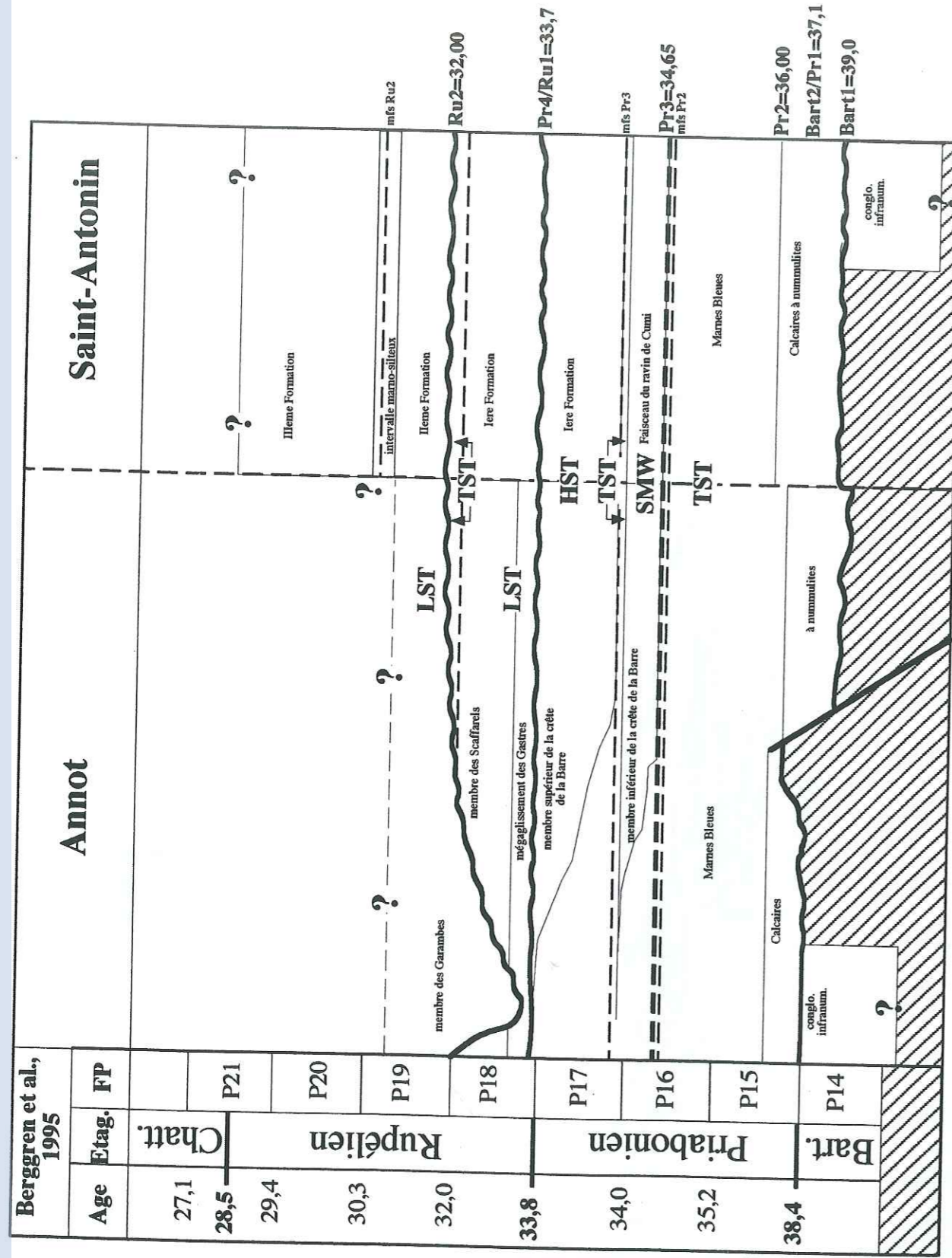


Fig.4.82-Corrélations chronostratigraphiques entre le synclinal d'Annot et de Saint-Antonin.

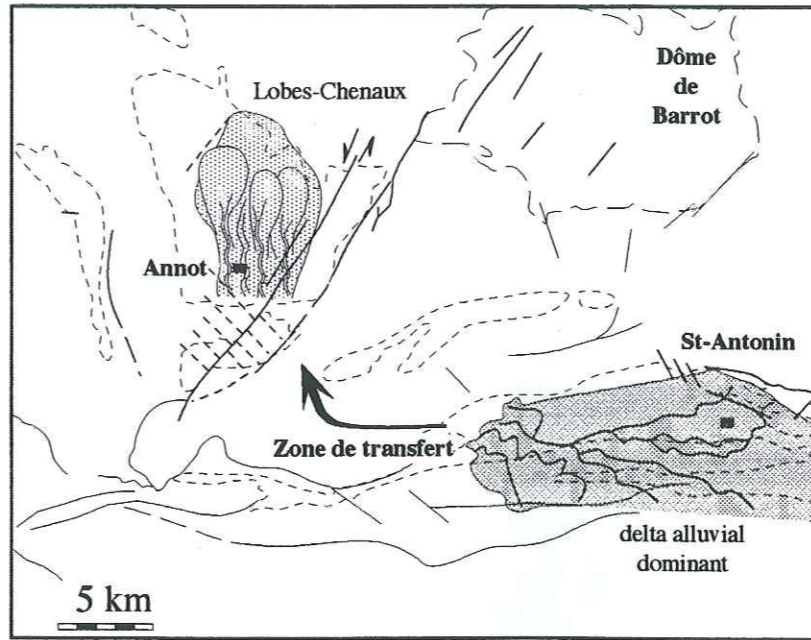


Fig.4.83b-Le système fluvio-turbiditique au cours du LST de la séquence Ru1.

Fig.4.83a-Le système fluvio-turbiditique au cours du HST de la séquence Pr3.

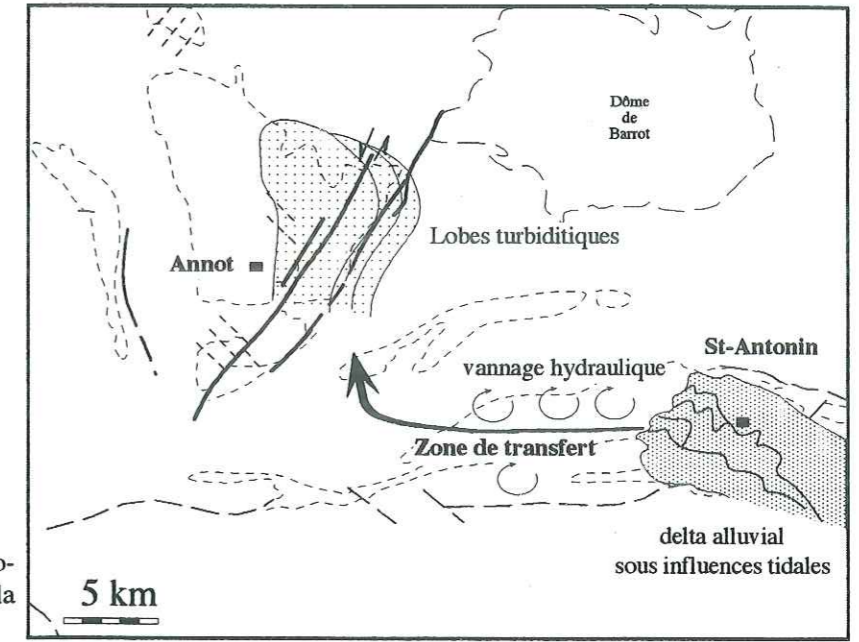
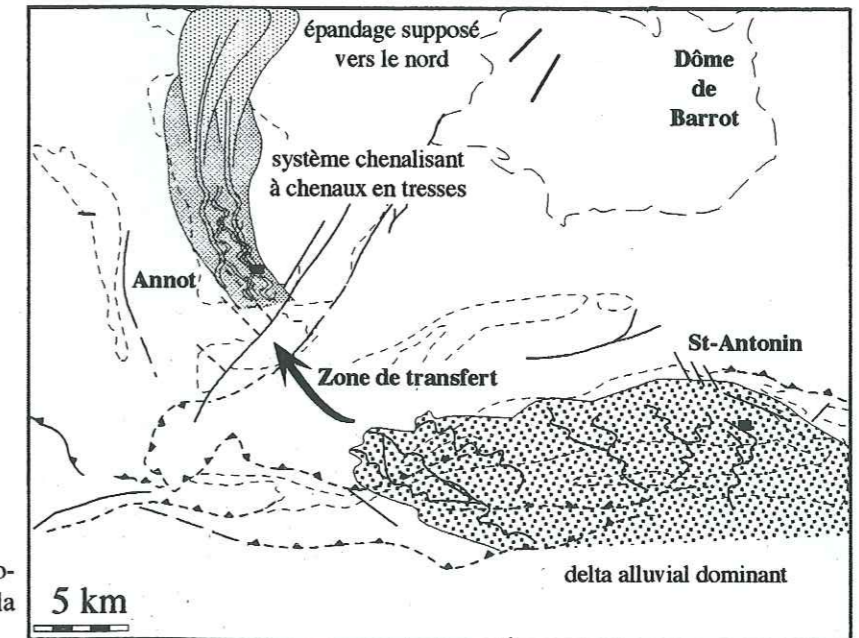


Fig.4.83c-Le système fluvio-turbiditique au cours du LST de la séquence Ru2.



**CINQUIEME PARTIE :
CONCLUSIONS GENERALES**

I - LE CANEVAS TECTONO-SEDIMENTAIRE DES
SYNCLINAUX PALEOGENES DE L'ARC DE
CASTELLANE

II - INTERACTIONS TECTONO-EUSTATIQUES

III- PERSPECTIVES

I - LE CANEVAS TECTONO-SEDIMENTAIRE
DES SYNCLINAUX PALEOGENES
DE L'ARC DE CASTELLANE

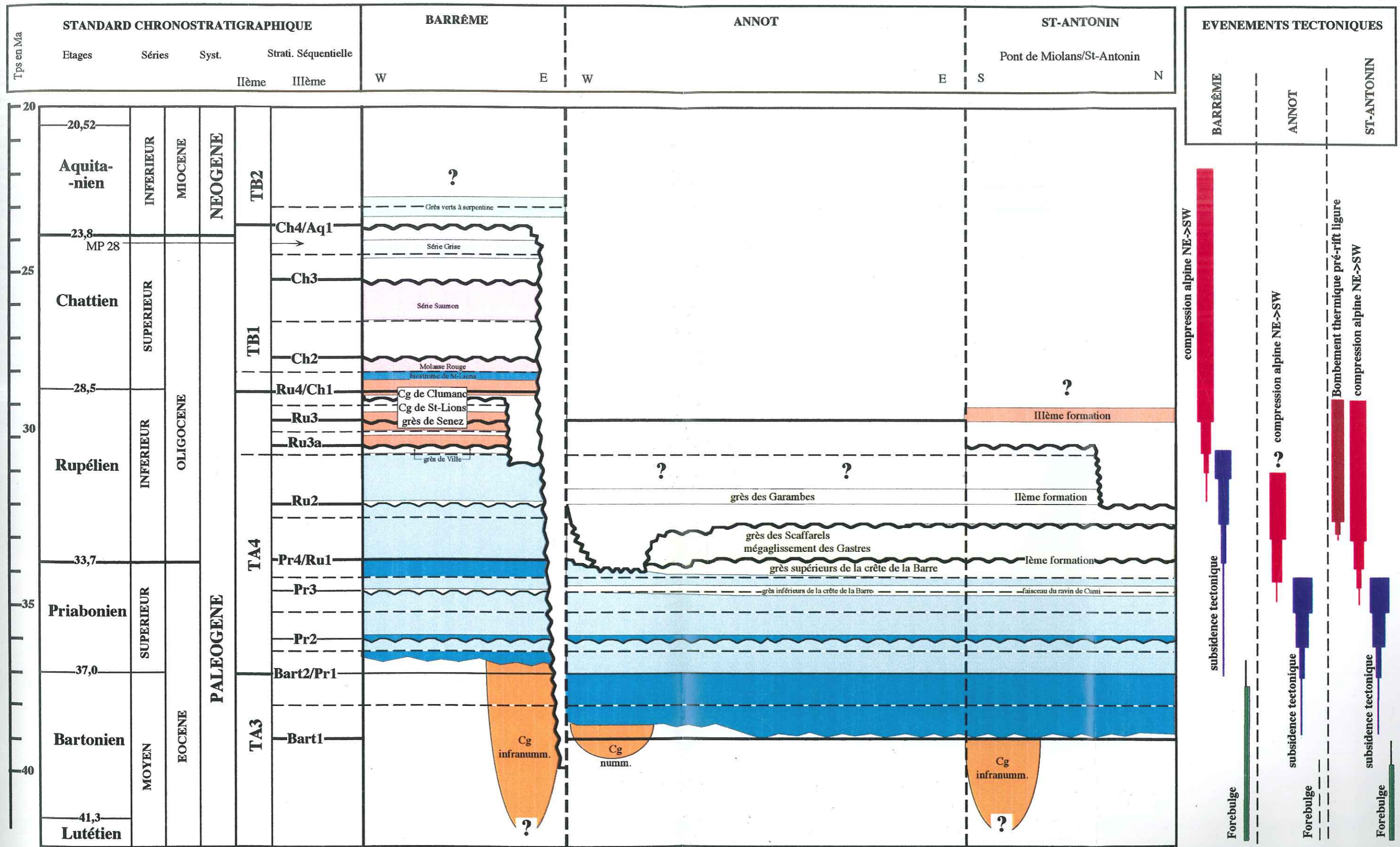


Fig.5.1-Diagramme chronostratigraphique du remplissage sédimentaire tertiaire des bassins de Barrême, Annot et St-Antonin.

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

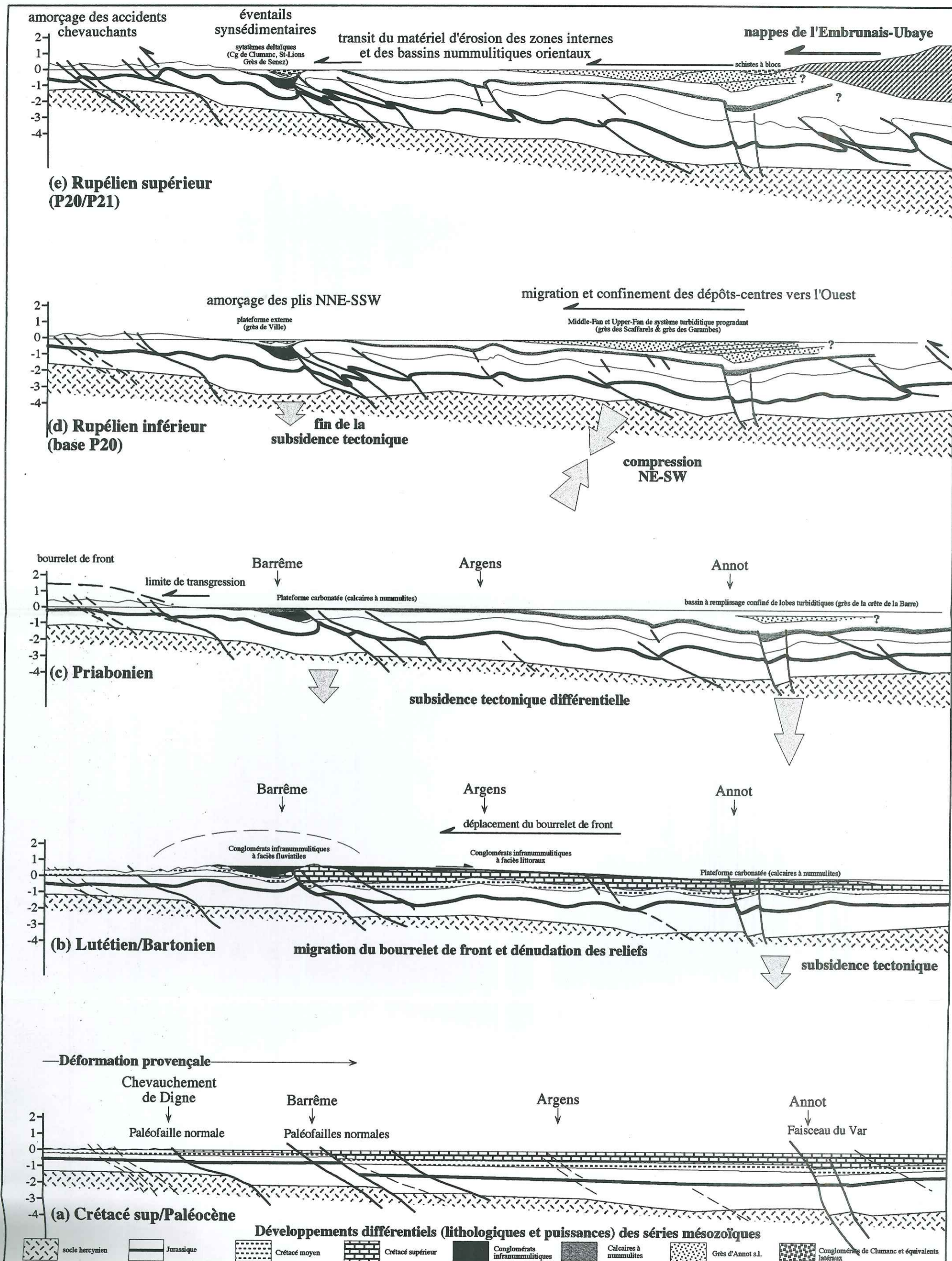


Fig.5.2-Evolution du domaine d'avant-pays des Alpes méridionales au cours du Paléogène. (a) Paléogéographie au Crétacé supérieur ; (b) Paléogéographie à l'Eocène moyen ; (c) Paléogéographie à l'Eocène supérieur ; (d) Paléogéographie à l'Oligocène inférieur ; (e) Paléogéographie à l'Oligocène moyen. Ce transect équatorial est modifié de Lickorish & Ford (1998).

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

II - INTERACTIONS
TECTONO-EUSTATIQUES

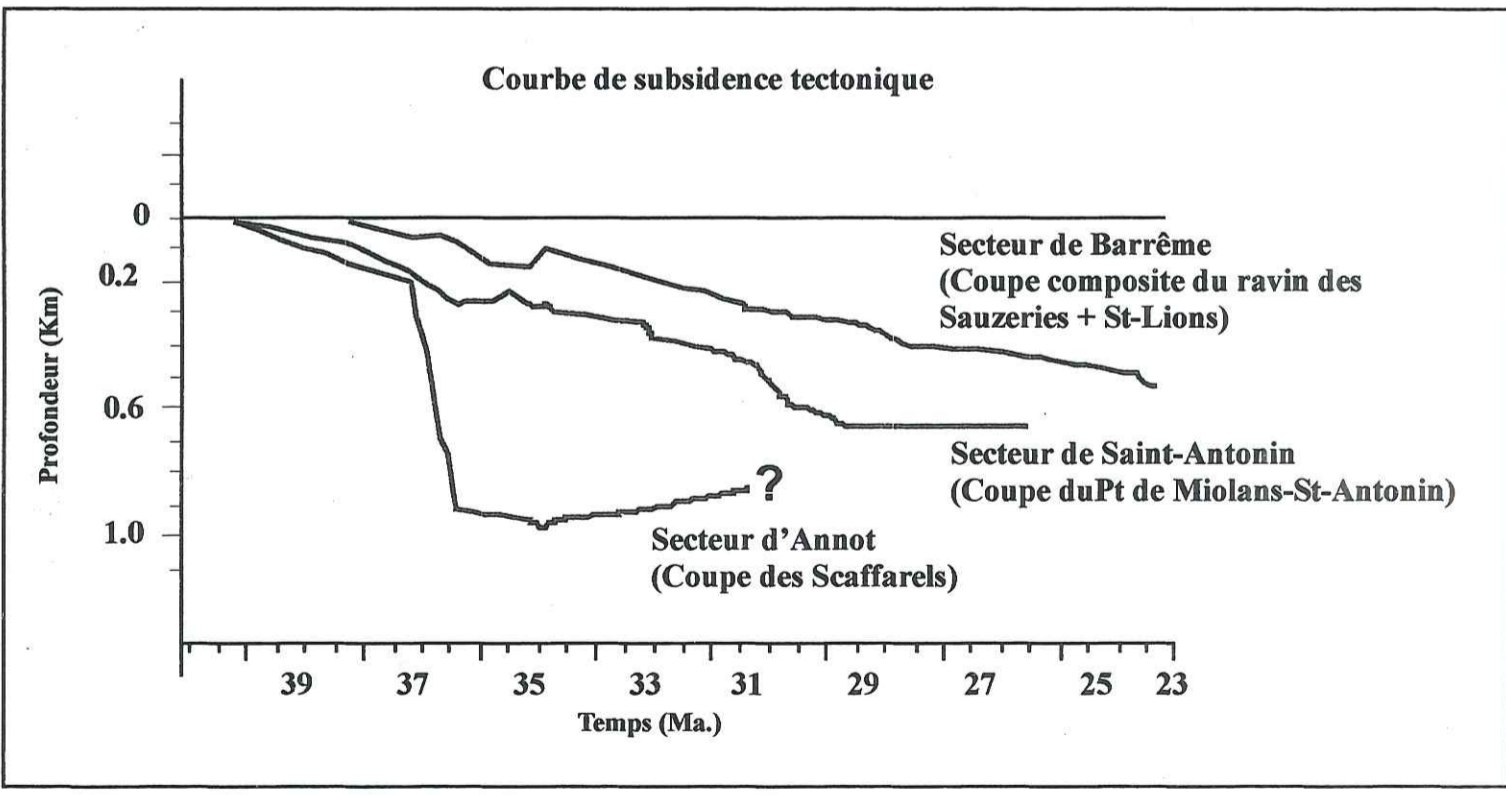


Fig.5.3- Courbes de subsidence tectonique représentatives des bassins d'Annot, Barrême et St-Antonin. On note un diachronisme de la subsidence entre les secteurs d'Annot/St-Antonin et Barrême, mais surtout une intensité très contrastée du taux entre le secteur d'Annot et les deux autres bassins pour le même intervalle de temps, compris entre 37 et 35,5 Ma. Ceci représente l'approfondissement rapide et important du secteur d'Annot.
A l'inverse, à la fin de cette période, la subsidence s'atténue fortement à Annot, alors qu'elle se poursuit dans les deux autres bassins en raison du caractère plicatif de la déformation favorisant le développement d'une subsidence locale. (N.B. : L'évolution en dents de scie des courbes de subsidence résulte des variations eustatiques non intégrées dans le logiciel GENEX utilisé ici).

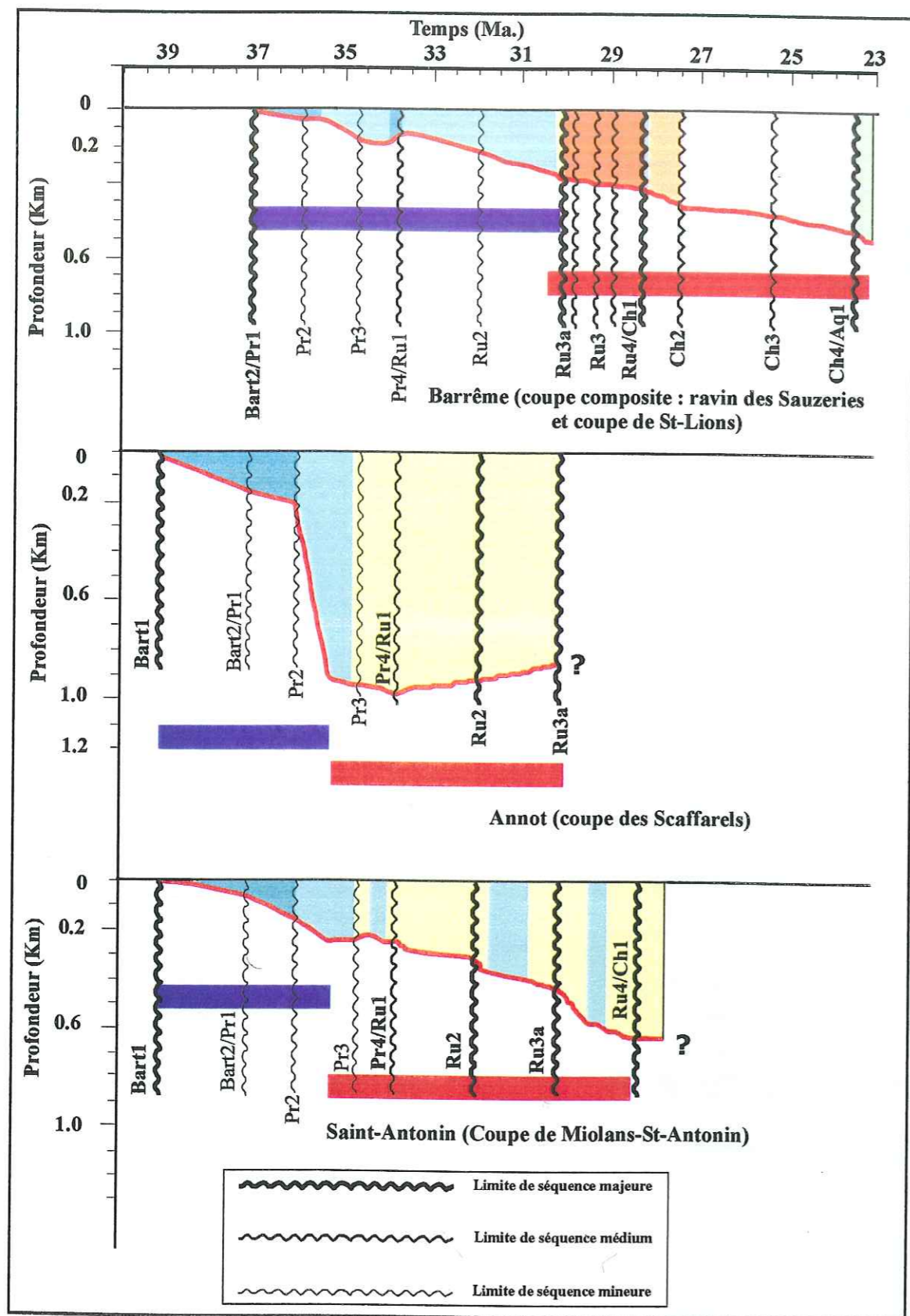


Fig.5.4-Signatures des limites de séquences dans chacun des bassins en relation avec l'intensité de la subsidence tectonique (en bleu) puis de la surrection (en rouge). On retrouve ici une modulation locale de l'enregistrement des séquences de dépôts, fortement contrôlée par la tectonique. On notera la différence d'amplitude locale des discontinuités en comparaison avec le standard chronostratigraphique d'Hardenbol *et al.* (1998).

ANNEXES

I - TABLEAUX D'ANALYSES DES ECHANTILLONS

II - PLANCHES DES FORAMINIFERES
PLANCTONIQUES

secteur/cpe	Ech.	Mx détritiques débris ligneux Ostracodes F. benthiques F. planctoniques T. bulbrooki T. rohri Morozovella s.l. M. spinulosa G. cerro. pomeroli G. cerro. cerro. G. cerro. cerro/coco G. cerro. coco. G. cerro. coco/cunia G. cerro. cunia. G. tripartita G. yeguaensis G. gortanii G. ouachitaensis s.s. G. ouachitaensis gnauki G. ampliapertura G. pseudoampliapertura G. venezuelana G. pseudovenezuelana G. euapertura G. eocaena G. officinalis G. praeulloides s.s. G. praeulloides occulosa G. praeulloides leroyi G. increbescens C. dissimilis P. mica P. danvillensis P. naeguiwichiensis Hantkenina alabamensis G. tapuriensis G. cipero. angustumblicata G. cipero. anguliofficialis G. cipero. angulituralis G. cipero. ciproensis G. opima nana G. opima opima T. gemma T. munda F. crétaqués	Barreme	
			Clumanc	C.richard
	E1-1/97	ab.	Ø	
	E1-2/97	ab.	Ø	
	E1-3/97	ab.	Ø	
	E1-4/97		r	*
	E1-5/97		f f	*
	E2-1/97			*
	E2-2/97			*
	Cr0/98	ab f	r c * *	*
	Cr1/98	ab.	Ø Ø	*
	Cr2/98	ab.	c Ø r	*
	Treuiller			
	C5/97	ab f	Ø r	
	C16/97	ab ab.	Ø Ø	
	T1/98	f	Ø r	

secteur/cpe	Ech.	Mx détritiques débris ligneux Ostracodes F. benthiques F. planctoniques T. bulbrooki T. rohri Morozovella s.l. M. spinulosa G. cerro. pomeroli G. cerro. cerro. G. cerro. cerro/coco G. cerro. coco. G. cerro. coco/cunia G. cerro. cunia. G. tripartita G. yeguaensis G. gortanii G. ouachitaensis s.s. G. ouachitaensis gnauki G. ampliapertura G. pseudoampliapertura G. venezuelana G. pseudovenezuelana G. euapertura G. eocaena G. officinalis G. praeulloides s.s. G. praeulloides occulosa G. praeulloides leroyi G. increbescens C. dissimilis P. mica P. danvillensis P. naeguiwichiensis Hantkenina alabamensis G. tapuriensis G. cipero. angustumblicata G. cipero. anguliofficialis G. cipero. angulituralis G. cipero. ciproensis G. opima nana G. opima opima T. gemma T. munda F. crétaqués	Barreme	
			Clumanc	Rav.colle
	Rc004/c		ab f	
	Rc004/c		r r	*
	Rc005		c	*
	Rc006	ab.	r	*
	Rc007	f	c c c	*
	Rc009	c	r r	*
	Rc010	ab.	r Ø	*
	Rc011	ab.	Ø	*
	C.richard			
	C1/96	r	c c ab ab.	*
	C2/96	f	c r	*
	C3/96	ab.		*
	C4a/96			*
	C4b/96			*
	C4c/96			*
	EB6/97	ab.	r r *	*

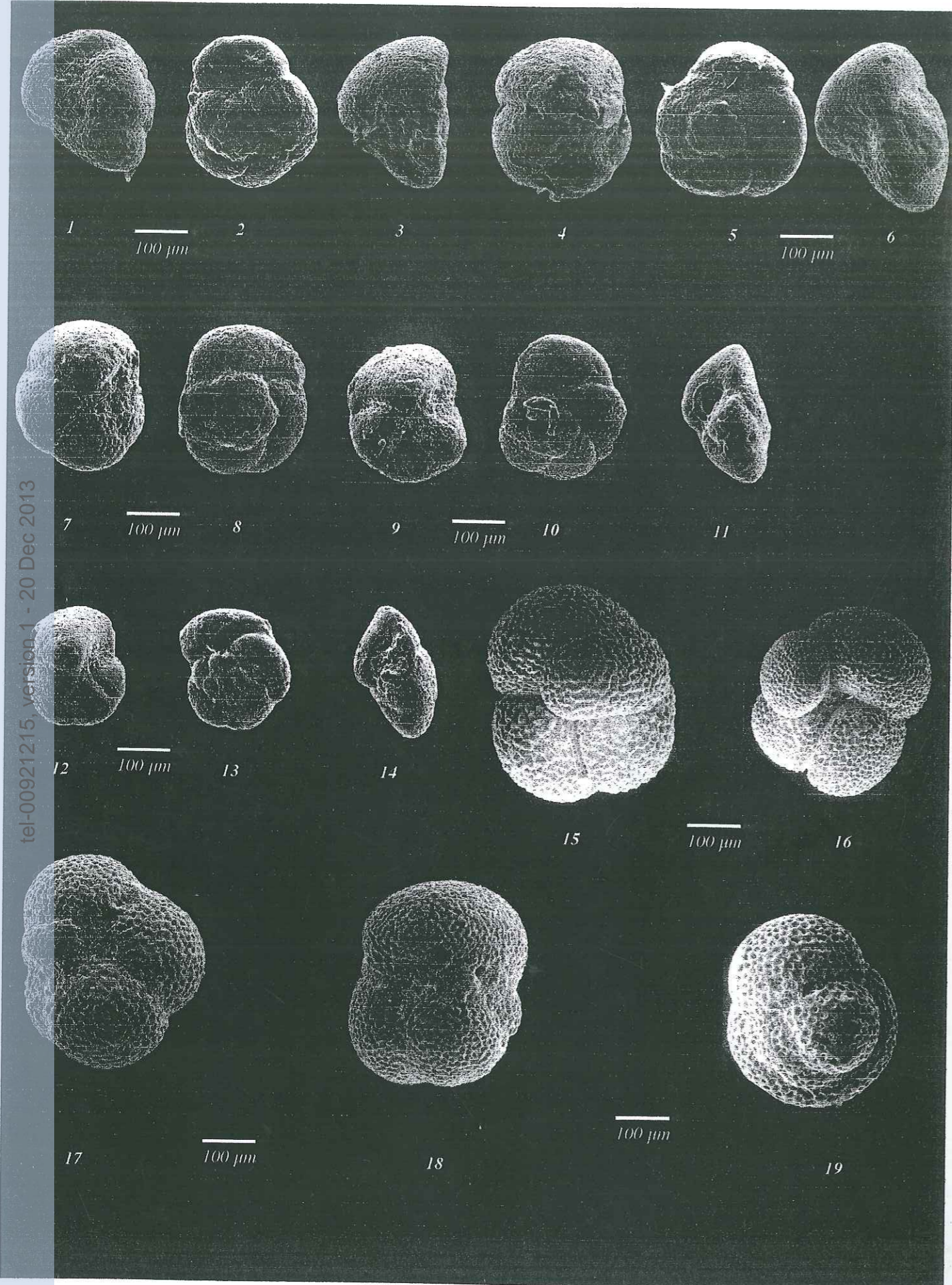


PLANCHE 1

(L= vue latérale, O= vue ombilicale, S= vue spirale)

1. *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*-*Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* Transition, P, Ech. BP 1/98
2. *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*, S, Ech. BP 7/98
3. *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*, L, Ech. BP 7/98
4. *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*-*Turborotalia cerroazulensis cocoensis* Transition, O, Ech. SCD 070/95
5. *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*-*Turborotalia cerroazulensis cocoensis* Transition, S, Ech. SCD 070/95
6. *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*-*Turborotalia cerroazulensis cocoensis* Transition, L, Ech. SCD 070/95
7. *Turborotalia cerroazulensis cocoensis*, O, Ech. SCD 080/95
8. *Turborotalia cerroazulensis cocoensis*, S, Ech. SCD 080/95
9. *Turborotalia cerroazulensis cocoensis*- *Turborotalia cerroazulensis cunialensis* Transition, O, Ech. SCD 080/95
10. *Turborotalia cerroazulensis cocoensis*- *Turborotalia cerroazulensis cunialensis* Transition, S, Ech. SCD 080/95
11. *Turborotalia cerroazulensis cocoensis*- *Turborotalia cerroazulensis cunialensis* Transition, L, Ech. SCD 080/95
12. *Turborotalia cerroazulensis cunialensis*, O, Ech. SCD 095/95
13. *Turborotalia cerroazulensis cunialensis*, S, Ech. SCD 095/95
14. *Globorotalia cerroazulensis cunialensis*, L, Ech. SCD 095/95
15. *Catapsydrax dissimilis*, O, Ech. O. Pierrard, L.S.C.E. (52-56)
16. *Catapsydrax dissimilis*, O, Ech. O. Pierrard, L.S.C.E. (56-60)
17. *Catapsydrax dissimilis*, O, Ech. RC 001/95
18. *Globigerina tapuriensis*, O, Ech. C1/96
19. *Globigerina tapuriensis*, S, Ech. C1/96

tel-00921215, version 1 - 20 Dec 2013

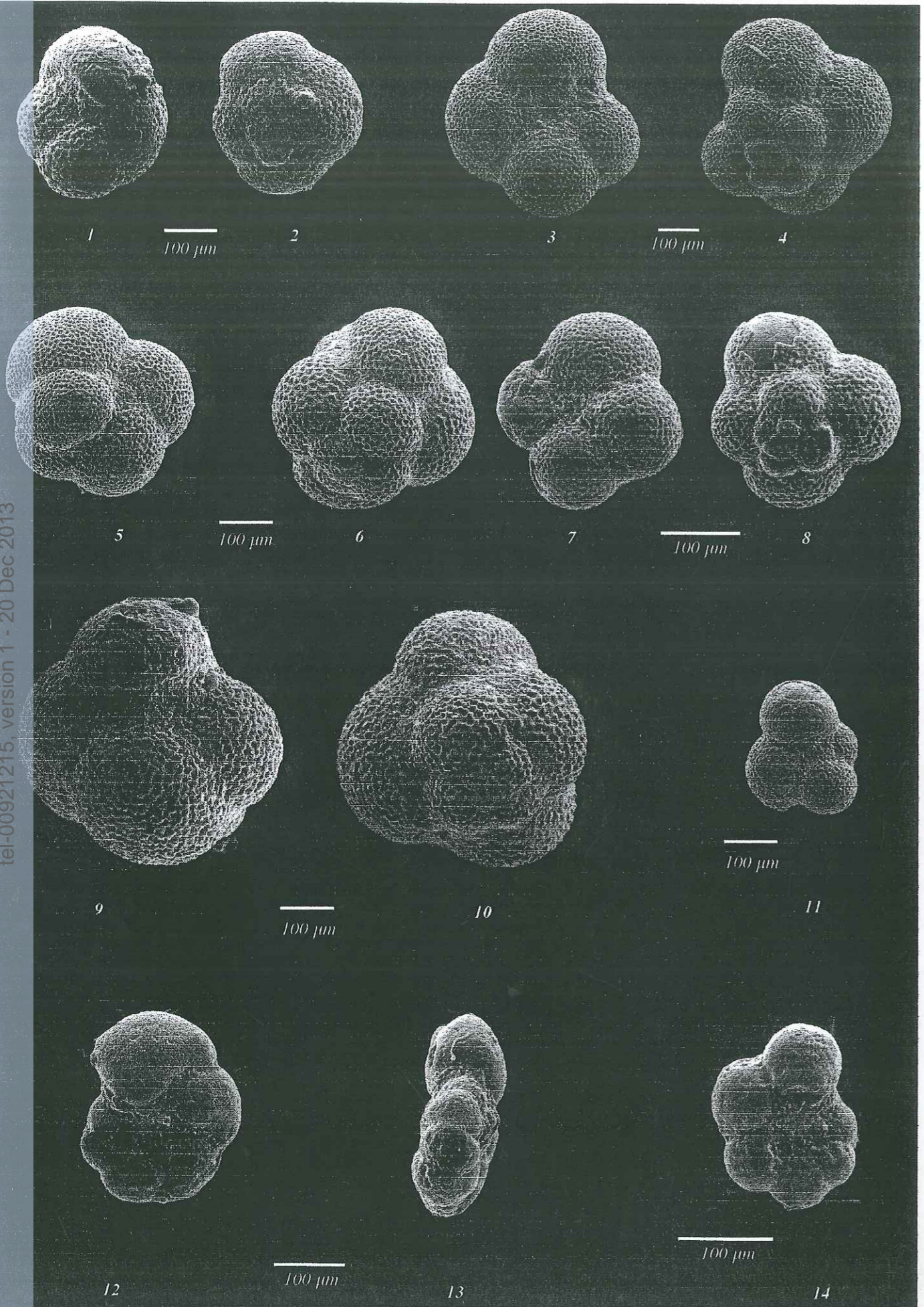


PLANCHE 2

(L= vue latérale, O= vue ombilicale, S= vue spirale)

1. *Globorotalia increbescens*, O, Ech. SCD 101/95
2. *Globorotalia increbescens*, S, Ech. SCD 101/95
3. *Globigerina ouachitaensis gnaucki*, O, Ech. RC 001/96
4. *Globigerina ouachitaensis gnaucki*, S, Ech. RC 001/96
5. *Globigerina gortanii*, O, Ech. C 1/96
6. *Globigerina gortanii*, S, Ech. C 1/96
7. *Globigerina ouachitaensis ouachitaensis*, O, Ech. RC 001/96
8. *Globigerina ouachitaensis ouachitaensis*, S, Ech. RC 001/96
9. *Globigerina venezuelana*, O, Ech. C 1/96
10. *Globigerina venezuelana*, S, Ech. C 1/96
11. *Globigerina eocaena*, O, Ech. BP 9/97
12. *Pseudohastigerina micra*, L, Ech. SCD 095/95
13. *Pseudohastigerina micra*, O, Ech. SCD 095/95
14. *Pseudohastigerina naguwichiensis* L, Ech. SCD 080/95

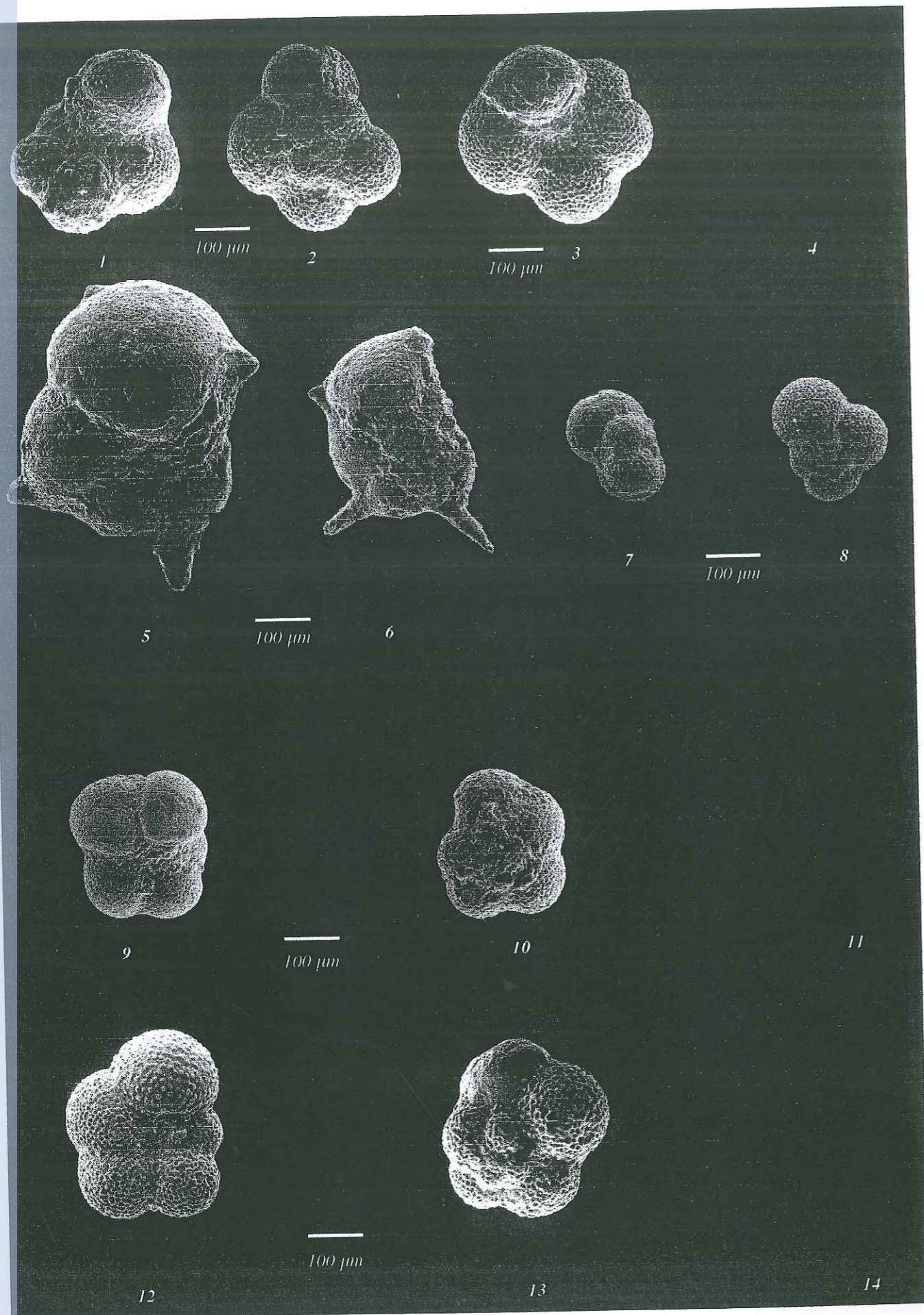


PLANCHE 3

(L= vue latérale, O= vue ombilicale, S= vue spirale)

1. *Globigerina ciproensis angustiumblicata*, O, Ech. Sa 104/95
2. *Globigerina ciproensis angustiumblicata* S, Ech. Sa 104/95
3. *Globigerina ciproensis ciproensis*, O, Ech. Sa 104/95
- 4.
5. *Hantkenina alabamensis* L, Ech. SCD070/95
6. *Hantkenina alabamensis* L, Ech. SCD070/95
7. *Globigerina praebulloides occlusa*, O, Ech. E 17/96
8. *Globigerina praebulloides occlusa*, S, Ech. E 17/96
9. *Globorotalia opima nana-Globorotalia opima opima* Transition, O, Ech. Sa 104/95
10. *Globorotalia opima nana-Globorotalia opima opima* Transition, S, Ech. Sa 104/95
- 11.
12. *Globorotalia opima opima* , O, Ech. Sa 104/95
13. *Globorotalia opima opima* , S, Ech. Sa 104/95

Callec Yannick (2001) - La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin).

E.N.S.M.P. Mém. Sc. de la Terre, n° 43 - 2001 - ISBN : 2-900788-44-7 - ISSN : 0985-9829

Mots-clés : *bassin d'avant-pays, Paléogène, Alpes externes méridionales, tectonique, eustatisme*

Résumé - *Les bassins d'avant-pays alpins constituent des domaines où il est possible de caractériser et de quantifier les relations entre la tectonique et la sédimentation. . Nous avons ciblé notre étude sur les bassins marins paléogènes d'Annot, Barrême et Saint-Antonin dans le domaine externe des Alpes méridionales.*

Les nouvelles études biostratigraphiques montrent un diachronisme insoupçonné entre le système d'Annot/Saint-Antonin et le bassin de Barrême, et des taux de sédimentation contrastés dans le temps et dans l'espace. L'analyse verticale de faciès aboutit à proposer un découpage en cortèges sédimentaires. Nous observons des évolutions semblables et synchrones de l'enregistrement des séquences de dépôts, entre les bassins d'Annot et Saint-Antonin, et entre les différents systèmes deltaïques de Barrême.

L'intégration des données biostratigraphiques nous permet de corréliser le découpage séquentiel entre les bassins, mais également avec les standards chronostratigraphiques. L'histoire marine des bassins paléogènes de l'arc de Castellane est compatible avec la superséquence TAA. Cependant la déformation active dans les bassins d'avant-pays, tout d'abord liée à la subsidence tectonique du foredeep puis à la surrection, conduit à une modulation de l'enregistrement eustatique. La subsidence tectonique amplifie les remontées et atténue les chutes eustatiques. Ce processus est diachrone et d'intensité variable. La surrection, également diachrone, entraîne une baisse progressive de l'espace disponible et génère un régime de régression forcée. Là où la déformation plicative est marquée (à Saint-Antonin et à Barrême), la superposition des oscillations du niveau marin génère des éventails synsédimentaires.

Une approche pluridisciplinaire nous a permis d'apprécier les interférences localisées entre les mécanismes structuraux, sédimentaires et eustatiques, entraînant ainsi des architectures variées du remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays paléogènes des Alpes méridionales.

Synsedimentary deformation of paleogene basins in the Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin).

Key-words : *foreland basin, Paleogene, Southern External Alps, tectonic, eustatism*

Summary : *Alpine foreland basins constitute areas where it is possible to characterize and quantify relationships between tectonic, sedimentary flux and eustatism. We focus our study on marine paleogene basins of Southern External Alps with Annot, Barrême and Saint-Antonin synclines.*

New biostratigraphical data show a spectacular diachronism of sedimentary infill between Annot/Saint-Antonin basin and Barrême basin. Elsewhere, we observe contrasted sedimentation rates in space and time. Vertical facies analysis allows to propose systems tracts stratigraphy. We observe similar and contemporaneous evolution of sequence stratigraphy, between Annot and Saint-Antonin basins, and between different deltaic systems of upper part succession of Barrême basin.

Biostratigraphical data integration allows us to correlate sequential stratigraphy of each basin, and with the standard chronostratigraphy of Hardenbol et al. (1998). Marine Paleogene basins of Castellane arc history is contemporaneous with TAA second order sequence. But active deformation in these foreland basins, firstly caused by foredeep tectonic subsidence and secondly by uplift, entails sea-level fluctuations and modulates eustatism records. Tectonic subsidence which is diachronic with variable intensity, increases sea-level rises and reduces sea-level falls. Uplift is also diachronic, means progressive lowering of accommodation space, increases sea-level falls and generates forced regressions. Where folding deformation is pronounced (in Saint-Antonin and Barrême synclines), superposition of eustatic variations and folding generates synsedimentary fan geometries.

To conclude, pluridisciplinary approach allows us to identify and quantify located interferences between structural, sedimentary and eustatic mechanisms. Theses interferences generate different architectures of sedimentary infill of paleogene foreland basins in Southern External Alps.