HAL
open science

Etude de la terminaison méridionale de l'Oural (Mougodjar, Kazakhstan) : évolution tectonique et stratigraphique du bassin d'avant-pays au Paléozoïque (Dévonien à Permien)

Saya Abdulanova

To cite this version:

Saya Abdulanova. Etude de la terminaison méridionale de l'Oural (Mougodjar, Kazakhstan) : évolution tectonique et stratigraphique du bassin d'avant-pays au Paléozoïque (Dévonien à Permien). Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2017. Français. NNT : 2017PA066643 . tel-02078792

HAL Id: tel-02078792

https://theses.hal.science/tel-02078792v1

Submitted on 25 Mar 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Pierre et Marie Curie

École doctorale : Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Institut des Sciences de la Terre de Paris

ÉTUDE DE LA TERMINAISON MÉRIDIONALE DE L'OURAL (MOUGODJAR, KAZAKHSTAN) : ÉVOLUTION TECTONIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN D'AVANT-PAYS AU PALÉOZOÏQUE (DÉVONIEN À PERMIEN)

Par : Saya ABDULANOVA

Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie

Spécialité : Géosciences et ressources naturelles

Dirigée par Eric BARRIER et Johann SCHNYDER

Présentée et soutenue publiquement le 07/07/2017

Devant un jury composé de :

M. BARRIER Eric	CNRS, ISTEP-UPMC	Directeur de thèse
M. BLANPIED Christian	TOTAL	Examinateur
M. HUCHON Philippe	ISTEP-UPMC	Examinateur
M. REYNAUD Jean-Yves	LOG, Université de Lille 1	Rapporteur
M. SCHNYDER Johann	ISTEP-UPMC	Directeur de thèse
M. SOSSON Marc	CNRS, GeoAzur-Université de Nice-Sophia Antipolis	Examinateur
Mme VENNIN Emmanuelle	Université de Bourgogne	Rapporteur

Except where otherwise noted, this work is licensed under
http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/

Étude de la terminaison méridionale de l'Oural (Mougodjar, Kazakhstan) : évolution tectonique et stratigraphique du bassin d'avant-pays au Paléozoïque (Dévonien à Permien)

Saya ABDULANOVA

Cette thèse consiste est une étude du bassin d'avant-pays de l'Oural méridional au Kazakhstan (Mougodjar) à partir de données sédimentologiques (affleurements) et de sub-surface (profils sismiques, puits). Une étude sédimentologique des séries turbiditiques d'âge Carbonifère terminal-Permien inférieur a été menée dans le Mougodjar. L'étude des dépôts a permis de caractériser les environnements des dépôts turbiditiques et de mettre en évidence des séquences de long terme se succédant du Carbonifère terminal au Permien inférieur. L'analyse des faciès turbiditiques montre que les séquences de long terme sont contrôlées par les fluctuations du niveau marin global sous contrôle glacio-eustatique.

L'orogénèse du Permien inférieur associée à la surrection de l'Oural a contrôlé le volume et la nature des apports sédimentaires alimentant le bassin d'avant-pays. Ceci se traduit par l'importance variable des conglomérats et brèches de démantèlement du matériel volcanique et des plate-formes carbonatées situées sur les marges du bassin et par des réorganisations locales des pentes sous-marines (changements de sens des paléo-courants). Les minéraux smectitiques dominent les assemblages argileux analysés dans les séries du Carbonifère terminal au Permien inférieur. L'illite, la kaolinite et la chlorite sont présentes en plus faibles proportions. Les assemblages argileux indiquent une relative pérennité des apports détritiques qui varient au cours du temps selon la distribution des faciès turbiditiques. Les fluctuations climatiques n'apparaissent pas contrôler la distribution des minéraux argileux qui semble plutôt associée (1) à l'érosion de stocks argileux variés en fonction des fluctuations eustatiques et/ou (2) à la redistribution du matériel détritique le long d'un transect proximal-distal sous l'effet de processus de tri granulométrique.

La distribution de la matière organique principalement marine du Dévonien moyen au Carbonifère, montre que les paléoenvironnements étaient favorables à de fortes paléo-productivité de surface probablement associées à une dysoxie/anoxie de toute ou partie de la colonne d'eau, dans un contexte de bassin marin restreint. Les plus fortes valeurs de COT (20 %) mesurées dans la coupe de Kiya (Famennien) sont pourraient être associées à un des OAEs majeurs du Dévonien, l'évènement Hangenberg, mais la précision des données biostratigraphiques disponibles ne permet pas de l'assurer. Quoi qu'il en soit, les OAE qui se succèdent au Dévonien auraient pu favoriser l'accumulation et la préservation de la matière organique dans le Dévonien du Mougodjar, en plus des facteurs physiographiques (restriction du bassin vers le sud). Les fortes concentrations en carbone organique (COT 20%) des sédiments dévoniens montrent de bonnes roches mères potentielles. Les teneurs en carbone organique, surtout d'origine terrestre, des sédiments turbiditiques permiens sont plus faibles (COT pouvant cependant atteindre 4%) mais assez élevées dans certains niveaux stratigraphiques. Les faciès silto-sableux proximaux ont livré les plus fortes concentrations en COT. Ces turbidites permiennes ont des caractéristiques de réservoirs. Elles peuvent aussi se révéler de roches-mères gas-prone potentielles.

L'interprétation des données de sub-surface nous a permis de préciser la structure du bassin d'avant-pays à l'échelle de l'Oural méridional. Il est constitué de plis et de chevauchements à vergence est qui résultent d'une évolution polyphasée. Les plis s'amortissent vers l'ouest et passent à la partie peu déformée du bassin puis à la plate-forme. A partir de ces données nous avons reconstruit des schémas d'évolution tectono-sédimentaire et des cartes paléogéographiques de la partie occidentale du Mougodjar. Cinq périodes clés de l'orogénèse ouralienne entre le Dévonien et le Permien inférieur ont été retenues. Les reconstructions mettent en évidence deux phases orogéniques principales : (1) une première collision entre le continent européen et l'arc volcanique de Magnitogorsk au Dévonien moyen et (2) un épisode majeur d'âge carbonifère supérieur à Permien inférieur induit par la collision de la plaque Europe avec les plaques Kazakh et Sibérie. Cet évènement est à l'origine du bassin d'avant-pays rempli d'une épaisse série détritique. Au Kungurien le bassin est presque complètement fermé et à l'ouest se déposent d'épaisses séries évaporitiques.

Study of southern Urals in Mougodjar (Kazakhstan): Late Palaeozoic tectonic and stratigraphic evolution of the foreland basin

Saya ABDULANOVA

This thesis is dedicated to the study of the foreland basin of southern Ural in Kazakhstan (Mougodjar). Sedimentological data have been collected from field investigations, and sub-surface data (seismic profiles, wells) have been studied. A sedimentological investigation of the turbidites, Carboniferous to Early Permian in age, has been performed. It allowed to characterize the environments of deposition of the turbidites and to evidence the long-term succession from uppermost Carboniferous to early Permian. The analysis of turbides indicates that the long-term sequences are controlled by global sea-level changes controlled by glacio-eustatism.

The Early Permian orogeny, associated to the uplift of the Ural chain, controlled the quantity and quality of the sedimentary input sourcing the foreland basin. Important variations in the conglomeratic levels reflect (1) the erosion of material from the volcanic arc and carbonate platforms constituting the margins of the basin, and (2) local reorganizations of sub-marine slopes (changes in paleo-current directions). The smectitic minerals are the most frequent in the clay minerals assemblages reported in the uppermost Carboniferous to Early Permian sequences. Illite, Kaolinite, and chlorite are less frequently observed. This assemblage of clay minerals shows a permanence of detrital sources filling the basin. This pattern is thought to reflect a sorting effect of the clay particles along a proximal-distal transect, either than a direct paleoclimatic control.

The distribution of the organic matter, mainly marine from the Middle Devonian to the Carboniferous indicates that the paleoenvironments were looked favourable to high surface paleoproductivities associated to a dysoxy/anoxy of all, or part, of the water column in the context of a restricted marine basin. The highest values of COT (20 %) found in the Kiya section (Fammenian) may be associated to a major Devonian OAE, the Hangenberg event. However, the accuracy of available biostratigraphic data does not allow to ensure such correlation. Indeed, OAE events may have favoured the accumulation and preservation of the organic matter in the Mougodjar, in addition to physiographical effects (e.g., the relative closure of the basin toward the south). The high concentration in organic carbon (COT 20%) of the Devonian sediments shows good potential source rocks. The content in organic matter, mainly from terrestrial origin, of the Permian turbidites are lower (COT reaching up to 4%), but quite high in some stratigraphic levels. The proximal silty-sandy deposits display the higher COT values. These Permian turbidites may be good reservoirs. They could also be potential gas-prone source rocks.

The study of the sub-surface data allowed us to determine the structure of the foreland basin at the scale of southern Ural. It is constituted of folds and west-vergent thrusts resulting from a polyphased tectonic evolution. The folds gradually disappear toward the west passing westward either to the stable Russian platform in the north or to the eastern Pre-Caspian basin to the south. We have reconstructed the tectono-sedimentary evolution of the western Mougodjar through paleogeographic maps. Five key periods have been selected between the Devonian to early Permian period. Our reconstructions evidence two main orogenic events: (1) a first collision between the European continent and the Magnitogorsk volcanic arc in Middle Devonian, and (2) the major uralian orogeny during the Late Carboniferous to Early Permian times resulting from the collision of the European continent with the Kazakh and Siberian plates. This event originated the foreland basin, which is almost completely fulfilled by a thick detrital sequence. In Kungurian, the foreland basin is almost completely isolated and a thick evaporitic sequence deposited.

REMERCIEMENTS

J'aimerais commencer par remercier ceux qui m'ont aidé à accomplir ce travail et premièrement les personnes les plus étroitement impliquées dans le projet, à savoir mes encadrants. Ces sont les chercheurs Eric Barrier et Johann Schnyder grâce à qui j'ai eu la possibilité de m'inscrire à l'Université Pierre et Marie Curie. Je les remercie aussi de leur direction attentive, de l'implication dont ils ont fait preuve en lisant, relisant, corrigant et recorrigant ce manuscrit. Je les remercie aussi de m'avoir apporté leur support pendant toute la durée de ma thèse.

Une partie des documents qui ont permis d'écrire ma thèse ont été obtenus pendant mes séjours au sein de la compagnie TOTAL sous la direction de Christian Blanpied, à qui j'exprime ma profonde gratitude pour son soutien et pour sa collaboration. Je lui suis reconnaissante d'avoir suivi mon travail, de m'avoir épaulé par ses connaissances et ses bons conseils. C'est lui qui m'a « assurée », comme sur un mur d'escalade.

Pendant mes stages à TOTAL, j'ai aussi rencontré Frederic Reynaud, Natalia Dernovaya, Pascal Le-Nen, Denis Schnapper et Raphael Bonfils. Ils m'ont toujours aidé dans mon travail, ils ont toujours répondu gentillement à mes millions de questions. Je ne pourrais pas oublier ici Lukasz Gagala et Jean Letouzay qui ont passé un temps considérable pour m'aider. Je les remercie beaucoup, notamment pour m'avoir aidé sur l'interprétation de mes profils sismiques. Sans leurs conseils avisés, leurs remarques constructives, leurs encouragements ainsi que leur accessibilités aux moments critiques, j'aurai eu du mal à terminer à temps ce chapitre !

Je tiens également à remercier l'ensemble du laboratoire ISTeP à l'UPMC. Merci notamment à Marie-Françoise Brunet et François Baudin qui pour leur soutien. Jean-François Brouillet m'a trouvé de nombreuses cartes géologiques et topographiques de ma région d'étude, je l'en remerciee.

Merci également à l'équipe de l'équipe EMBS de l'UMR ISTeP, particulièrement à Florence Savignac qui m'a appuyée pour les analyses Rock-Eval, à Johann Schnyder et Marie Salpin pour les analysees d'argile, et à Frédéric Delbès pour la préparation de lames minces.

Un grand merci à la compagnie "Zaprudgeologiya", représentée par son directeur Konstantin Knijnik. C'est grâce à son aide administrative que les travaux de terrain dans le Mougodjar ont pu s'effectuer. Je voudrais aussi exprimer ma profonde reconnaissance au géologue Vladimir Urich pour son aide, ses conseils précieux et son accompagnement sur le terrain, ainsi qu'au chauffeur Vitaliy Dmitriev.

Une reconnaissance sincère à l'ingénieur-chercheur de l'ISTeP, mon premier ami en France, Jeffrey Poort pour son soutien. Et bien sûr merci à mon ami et voisin de bureau Dmitriy Mordvintsev, et à Alexender Koptev qui m'ont assuré de leurs soutiens. Pendent ma dernière année de thèse j'ai rencontré des gens exceptionnels : Camille Raulin, Ella Jewison, Marine Laborde-Casadaban, Maxime Waldner et Chloé Nonn, qui m'ont manifesté un soutien infaillible par leurs amitié, leurs patience, leur encouragement surtout pendant les périodes de doute et d'incertitude. Je n'oublie jamais leurs sourires et rires, leurs bises, leurs yeux brillants…..

J'exprime une gratitude particulière au Professeur et tutrice Galina Baimakhanova qui a implanté en moi l'amour de la géologie. Elle est devenue un exemple pour moi pour affronter les voies complexes de la vie.

Enfin je remercie toute ma famille qui m’a encouragé et motivé au cours de ces longues années d’études.

Enfin je m’excuse d’avance auprès de toutes les personnes que je n'ai pas mentionnées mais qui ont contribué au développement de cette thèse.

Table des matières

Introduction 11

CHAPITRE 1 - CONTEXTE GEOLOGIQUE : LA CHAINE DE L'OURAL 15

1.1 Présentation géographique 17
1.1.1 La chaîne de l'Oural 17
1.1.2 La zone d'étude : le Mougodjar 23

1.2 Évolution géodynamique régionale paléozoïque 26
1.2.1 Historiques des travaux 27
1.2.2 Évolution géodynamique au Paléozoïque inférieur 28
1.2.3 Dévonien : Subduction sous le continent européen et accrétion des arcs volcaniques 30
1.2.4 La subduction carbonifère 33
1.2.5 La collision continent-continent du Carbonifère supérieur-Permien 34
1.2.6 La période post-orogénique : le Mésozoïque et le Cénozoïque 36

1.3 La chaîne de l'Oural Méridional 36
1.3.1 Structure de la chaîne ouralienne 37
1.3.1.1 Le bassin d'avant-pays 38
1.3.1.2 La zone de l'Ouest-Ouralien : La chaîne plissée d'avant-pays 39
1.3.1.3 La zone de l'Oural central 40
1.3.1.4 La Faille principale de l'Oural 40
1.3.1.5 La zone de Taguil-Magnitogorsk 42
1.3.1.6 La zone Est-Ouralien 43
1.3.1.7 La zone Trans-Ouralienne 43

1.4 Stratigraphie : caractéristique des litho-faciès du Mougodjar 44
1.4.1 L'avant-pays Pré-Ouralien 44
1.4.2 Zone Ouest-Ouralienne 59

CHAPITRE 2 – DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES 73

2.1 Localisation des coupes 76

2.2 Synthèse bibliographique sur les processus gravitaires sous-marins et les systèmes turbiditiques 78
2.2.1 Les processus gravitaires sous-marins 78
2.2.2 Les éboulements et glissements sous-aquatiques 80
2.2.3 Les écoulements sédimentaires gravitaires 80
2.2.3.1 Caractéristiques physiques des écoulements gravitaires 80
2.2.3.2 Classification des écoulements sédimentaires gravitaires 81
2.2.4 Un modèle de faciès des écoulements gravitaires : la classification de Mutti (1992). 85
2.2.4.1 Evolution des écoulements d'amont en aval 85
2.2.4.2 Faciès de dépôts (Mutti, 1992, review in Broucke, 2003) 88
2.2.5 Les unités architecturales composant le système turbiditique 89
2.2.5.1 Le canyon 90
2.2.5.2 Les systèmes chenaux-levées 90

2.2.5.3 Les lobes 92
2.2.5.4 Les Mass Transport Deposits (MTDs) 96

2.3 Étude des séries turbiditiques permiennes 98
2.3.1 Description des coupes et interprétation sommaire des successions de faciès 98
2.3.1.1 Le secteur sud : Les coupes de la rivière Aidarlyacha 99
2.3.1.2 Le secteur nord. Les coupes au bord de la rivière Syntas et Kiya 135

2.4 Caractérisation de la matière organique sédimentaire du Dévonien au Permien : état de préservation, types de matière organique 157
2.4.1 Méthode (Pyrolyse Rock-Eval) 157
2.4.2 Résultats 158
2.4.2.1Dévonien. Les coupes des rivières Oisylkara et Kiya 158
2.4.2.2Carbonifère. La coupe de la rivière Schyntemir 164
2.4.2.3Permien. Les coupes de la rivière Aidarlyacha 167
2.4.3 Synthèse 169

2.5 Minéralogie des argiles dans les faciès turbiditiques permien 170
2.5.1 Méthode 170
2.5.2 Résultats 171
2.5.2.1 Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) 171
2.5.2.2 Coupe d'Aidarlyacha 2013 173

CHAPITRE 3 – CONCLUSION ET DISCUSSION SUR LE FACIES TURBIDITIQUES DU MOUGODJAR 175

3.1 Synthèse des séquences sédimentaires verticales de long terme des dépôts turbiditiques du Permien du Mougodjar 177
3.2 Synthèse des évolutions latérales des dépôts turbiditiques 181
3.3 Synthèse des directions et sens d'écoulements 181
3.4 Un contrôle des séquences de long terme sous l'influence des variations du niveau marin? 183
3.5 Interprétation de la distribution des minéraux argileux dans les séries permiennes du Mougodjar 189
3.6 Enrichissement en carbone organique et turbidites : l'exemple de la coupe d'Aidarlyacha 2013 193
3.7 Distribution de la matière organique au Dévonien et Carbonifère 195

CHAPITRE 4 – ETUDE DES DONNEES DE SUB-SURFACE (OURAL MERIDIONAL) 199

4.1 Base de données et méthodes 202
4.1.1 Les campagnes sismiques 202
4.1.2 Base de données de sismique réflexion 203
4.1.3 Base de données de forage 204
4.1.4 Calibration de la sismique 206

4.2 Interprétation des profils sismiques 210
4.2.1 Caractérisation de la configuration sismique 210
4.2.2 La région d'Orenbourg au nord en Russie (Partie NORD) 214
4.2.2.1 Les données de sub-surface 214
4.2.2.2 Les unités sismiques 215
4.2.2.3 Conclusion pour la région d'Orenbourg (Partie NORD) 221

4.2.3 Le permis de Temir (Partie SUD) 225
4.2.3.1 Généralités 225
4.2.3.2 Les données de sub-surface 227
4.2.3.3 Les unités sismiques 229
4.2.3.4 Conclusion pour le permis de Temir 234
4.2.4 Le bassin d'avant-pays dans la région d'Actobé : comparaison avec les régions d'Orenbourg et de Temir 238
4.2.4.1 Les données disponibles sur le bassin d'avant-pays dans la région d'Actobé 238
4.2.4.2 Structure et stratigraphie de l'avant-pays d'Actobé 239

4.3 Conclusion 245

CONCLUSION GENERALE 255

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 263

ANNEXE 283

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX 291

INTRODUCTION

L'intérêt géologique de l'Oural a trait, d'une part à la présence de ressources minérales nombreuses et variées (minerais, charbon, hydrocarbures, hydrothermalisme, etc…), et d'autre part à l'histoire de l'orogénèse ouralienne et de ses particularités structurales. Ce travail, en s'appuyant sur les modèles géodynamiques et tectoniques connus de l'Oural, s'est intéressé à son segment méridional au Kazakhstan, une région à la fois intéressante et complexe d'un point de vue géologique.

Au cours des vingt dernières années de nombreuses études ont été menées sur les séries paléozoïques de la chaîne de l'Oural. Une importante quantité de données, notamment de sub-surface, est maintenant disponible. Malgré cela, de nombreuses questions concernant l'évolution de la chaîne au cours du Paléozoïque restent à préciser. L'évolution du segment méridional de la chaîne est encore l'objet de controverses. Ceci est dû à la complexité structurale de la chaîne ainsi qu'à la rareté des affleurements des séries paléozoïques de cette région steppique de faible relief.

La formation de la chaîne ouralienne est le résultat d'une succession de processus géologiques qui débutent dès le Paléozoïque inférieur (Cambrien-Ordovicien) par la naissance de l'océan Ouralien et se terminent à la fin du Paléozoïque par la fermeture de cet océan et les collisions entre les continents Baltica et Sibéria et le bloc Kazakh.

L'objectif de ce travail est d'établir un modèle d'évolution tectono-stratigraphique du segment méridional de la chaîne de l'Oural au Kazakhstan (région du Mougodjar). La méthode de travail comprend une étude des données publiées, stratigraphiques et structurales, ainsi que l'acquisition de données nouvelles. Nous avons développé à la fois des travaux de terrain dans le Mougodjar et une étude des données de subsurface disponibles sur le bassin d'avant-pays de la chaîne de l'Oural méridional.

Ce travail a débuté par l'acquisition de données lors de missions de terrain en 2013-2014 dans le Mougodjar dans la région d'Actobé sous la direction de Eric Barrier (CNRS-ISTEP) et de Johann Schnyder (UPMC). Les coupes les plus représentatives ont été levées sur l'ensemble du bassin d'avant-pays dans un rayon d'environ 100 kilomètres autour de la ville d'Actobé. Les échantillons ont ensuite été traités dans le laboratoire de l'ISTeP (UMR 7193 CNRS) à l'Université Pierre et Marie Curie.

Dans un deuxième temps une série de lignes sismiques, propriété de TOTAL, ont été interprétées à l'aide du logiciel « SISMAGE ».

Finalement une reconstruction des paléo-environnements, de la distribution des faciès et de l'apport sédimentaire des séries d'âge Dévonien à Permien du bassin d'avant-pays, a été entreprise. Pour réaliser ces objectifs les travaux suivants ont été effectués:

1. *Valorisation des données et des mesures collectées lors de la mission de terrain (lithologies, cycles sédimentaires, environnements de dépôts marin ou continental, directions des paléo-courants) ;*
2. *Analyses de laboratoire des échantillons recueillis lors des missions de terrain (analyses de la minéralogie des argiles, permettant de préciser le paléoclimat ; analyses géochimiques au Rock-Eval donnant la quantité et le type de matière organique, analyses des données sédimentaires permettant de reconstituer les paléoenvironnements, notamment turbiditiques, et de discuter les sources des apports sédimentaires) ;*

3. *Interprétation des lignes sismiques et calibration de marqueurs à l'aide de forages permettant d'illustrer en profondeur (jusqu'à 7km) le style structural ;*
4. *Analyse structurale des séries du Paléozoïque le long de grands transects régionaux incluant données de surface et de sub-surface ;*
5. *Analyse des cartes géologiques, paléogéographiques et palinspastiques existantes ;*
6. *Confrontation de ces interprétations avec les schémas géodynamiques publiés permettant de proposer des reconstructions paléogéographiques originales du Paléozoïque.*

L'importance théorique et pratique du travail

Les résultats des analyses présentés dans ce travail ont été d'intégrés dans une reconstruction générale de l'évolution géodynamique et tectonique de l'Oural. La description détaillée des sédiments clastiques du Paléozoïque supérieur présente un intérêt pour la caractérisation des propriétés des réservoirs. De plus, les niveaux riches en matières organiques sont dans la continuité des gisements pétroliers situés au Nord et au Sud de la zone d'étude.

Organisation de la thèse

Le premier chapitre est essentiellement descriptif. Il précise la géographie de la chaîne de l'Oural dans son ensemble et du Mougodjar en particulier. La stratigraphie de l'Oural méridional est également présentée ainsi que l'évolution tectonique de la chaîne et le contexte géodynamique régional de l'Ordovicien au Permien.

Le deuxième chapitre traite principalement de l'histoire de la sédimentation au Paléozoïque supérieur dans le bassin d'avant-pays Pré-Ouralien. La première partie de ce chapitre présente en détail les résultats des travaux de terrain effectués dans la région du Mougodjar en 2013-2014 où 12 coupes ont été levées et 1109 échantillons prélevés au total dont 445 ont été analysés. La seconde partie de ce chapitre discute les résultats de l'étude de laboratoire de ces échantillons.

Le troisième chapitre présente l'étude des données de sub-surface. Il s'agit principalement d'une interprétation des profils sismiques disponibles dans la partie nord du bassin flexural d'avant-pays de l'Oural méridional (en territoire russe) et dans sa partie sud (en territoire kazakh). L'utilisation des données sismiques et de forage nous a permis d'une part de préciser les caractères stratigraphique et lithologique du bassin Pré-ouralien et d'autre part de caractériser son évolution au Paléozoïque supérieur. Ces données ont permis de construire des cartes paléogéographiques régionales à l'échelle du bassin d'avant-pays de l'Oural méridional et des schémas géodynamiques décrivant son évolution.

CHAPITRE 1 – CONTEXTE GEOLOGIQUE : LA CHAINE DE L'OURAL

1.1. Présentation géographique

1.1.1. La chaîne de l'Oural

L'Oural est une chaîne de montagnes paléozoïque qui s'étend sur les territoires de la Russie et du Kazakhstan. Elle traverse le continent eurasiatique selon une direction nord-sud sur de près de 2500 km depuis l'archipel de Nouvelle Zemble (Novaya Zemlya) au nord, jusqu'à la mer d'Aral au sud (Fig. 1.1). L'Oural est classiquement considérée comme la limite entre les continents européen à l'ouest et asiatique à l'est.

Géographiquement cette longue chaîne de montagne est subdivisée en plusieurs tronçons. Du nord au sud il s'agit de l'Oural Polaire, Pré-polaire, Septentrional, Central et Méridional (Fig. 1.2).

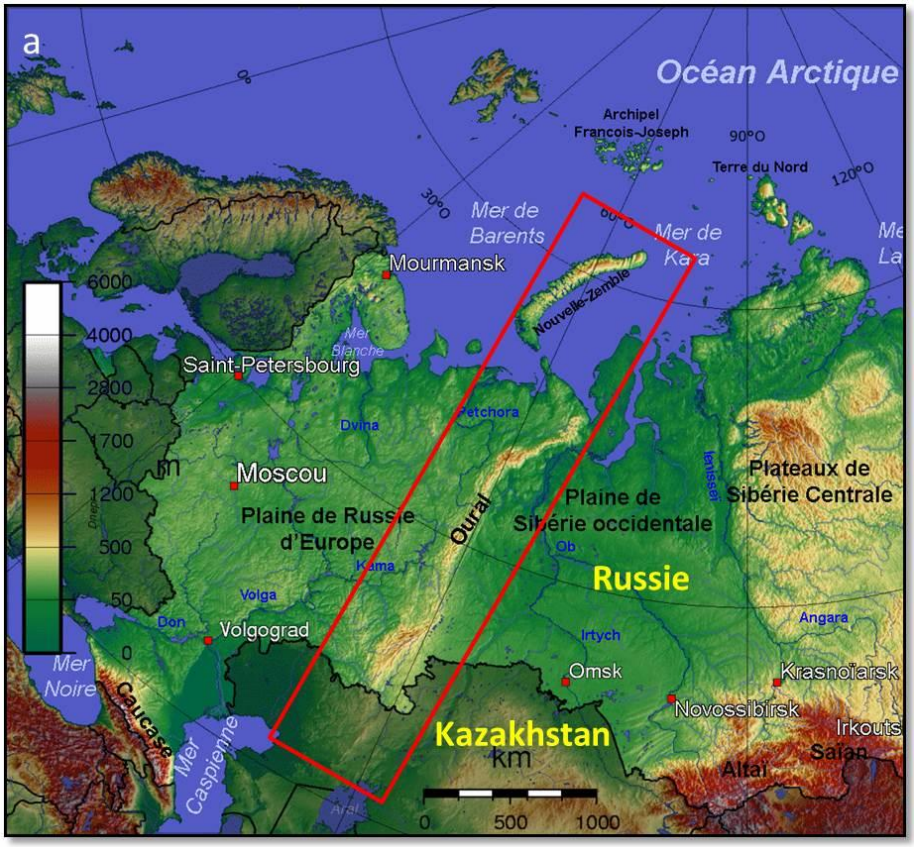


Fig. 1.1 - Localisation de la chaîne de l'Oural

La chaîne de l'Oural est un massif montagneux peu élevé. Les points culminants ont des altitudes inférieures à 2000 m. Ils sont situés dans l'Oural Pré-Polaire (Mont Narodnaïa, 1895 m), Septentrional (Mont Telpozis, 1617 m) et Méridional (Mont Iamantaou, 1640 m). Le massif de l'Oural Central est le moins élevé et n'atteint généralement pas 600-650 m.

Malgré sa relativement faible altitude, l'Oural a un impact assez important sur le climat. Ainsi, la chaîne ne sépare pas seulement les parties européennes et asiatiques de l'Eurasie, mais elle marque aussi la frontière entre deux zones climatiques : le climat continental tempéré de la plaine d'Est-Européen à l'ouest, et le climat continental de la

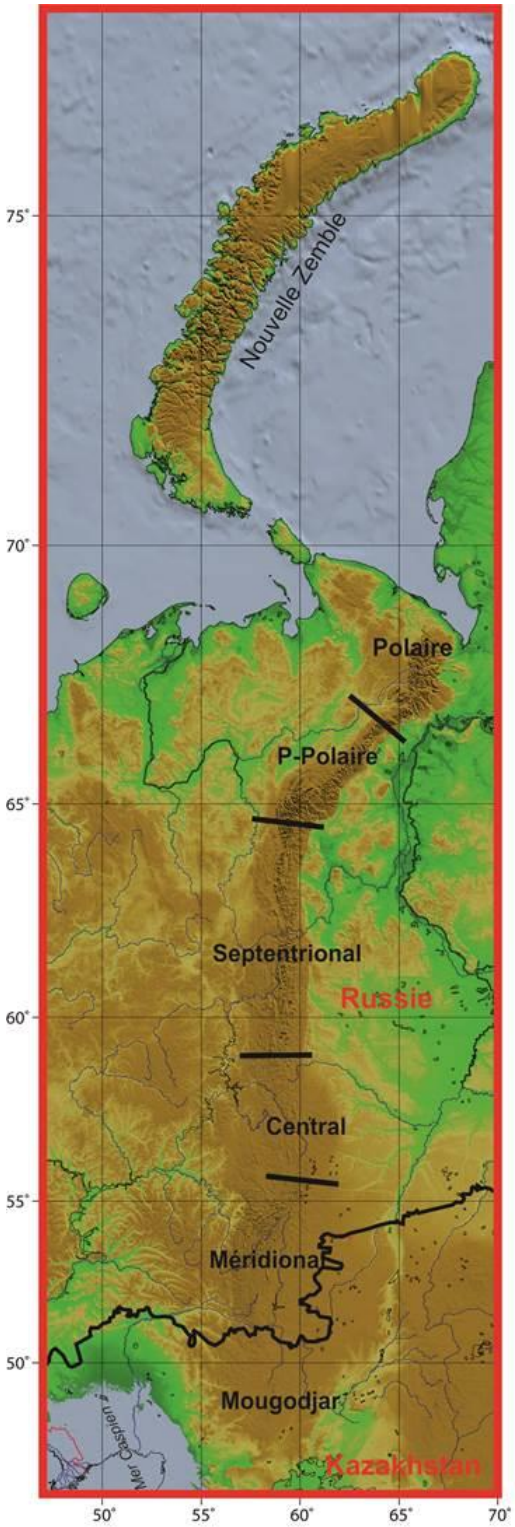


Fig. 1.2 – Subdivision géographique de l'Oural

Sibérie occidentale à l'est. Les masses d'air atlantique qui atteignent le versant ouest de la chaîne se refroidissent en s'élevant. En conséquence, les précipitations sont plus importantes sur le versant ouest de l'Oural que sur le versant l'est (1,5 à 2 fois supérieures). Le régime de température a aussi des particularités. Dans la partie occidentale l'hiver est plus doux avec des chutes de neige plus abondantes. À l'est, les précipitations neigeuses sont moins importantes, mais les températures atteignent souvent 45-50°C en dessous de zéro. Dans l'Oural, la majorité des rivières coule d'est en ouest. Il y a également près de 6000 lacs dans la région.

L'Oural est riche en minerais et en ressources naturelles variées. Au sein de la chaîne il existe des gisements de cuivre, de chrome, de nickel, de cobalt, de zinc, d'or et des pierres précieuses, ainsi que du charbon et du pétrole. L'Oural constitue la plus grande région minière et métallurgique de la Russie et du Kazakhstan. Aux ressources minières s'ajoutent des ressources forestières. De plus, les régions de l'Oural Méridional et Central sont des régions agricoles.

Géographiquement l'Oural inclut en Russie la République de Bachkirie, les régions de Sverdlovsk, de Tcheliabinsk, de Kourgan, d'Orenbourg, les territoires d'Oudmourtie et de Perm, les parties orientales de la République des Komis et de la région d'Arkhangelsk et la partie occidentale de la région de Tioumen. Au Kazakhstan l'Oural comprend les régions d'Actobé à l'ouest et de Kostanaj à l'est.

Dans les paragraphes qui suivent, la description des caractéristiques, naturelles et géographiques de l'Oural est présentée par zones du nord vers le sud.

L'Oural Polaire est la partie la plus septentrionale de la chaîne. Sa superficie totale est d'environ 25 000 km^2. L'érosion principalement glaciaire a façonné le relief avec des vallées profondes et larges et des morphologies typiquement glaciaires (auges, moraines, etc). Certains cirques, dont beaucoup sont occupés par les lacs, sont d'origine karstique et associés au pergélisol. Le versant occidental est plus raide que l'oriental. Vers le sud de l'Oural polaire la chaîne se rétrécit jusqu'à 25-30 km.

L'Oural Polaire a un climat continental célèbre par son froid intense et ses hivers neigeux et venteux. En hiver, la température peut descendre jusqu'à -55°C. Le printemps et l'automne sont courts comme l'été. Le versant occidental reçoit des précipitations généralement 2 fois plus importantes que le versant oriental. Dans les montagnes la neige fond à la fin juin et retombe déjà dès le début du mois de septembre. Les jours chauds (jusqu'à +30 °C) peuvent se refroidir subitement.

Pendant la période soviétique l'Oural Polaire était couvert de mines de charbon (bassin de Pechora), de fer, de cuivre, d'antimoine et de beaucoup d'autres minerais. Les pâturages de montagne où paissent les rennes est une des grandes richesses du pays. Dans les vallées méridionales les forêts de mélèzes, de sapins, de pins et de cèdres sont exploitées. Dans ces forêts vit une faune abondante d'écureuils, d'hermines, de loutres et dans la toundra de renards bleus.

L'Oural Pré-Polaire est situé entre les latitudes N65°40' et N64°. C'est la région la plus élevée de l'Oural (Fig. 1.3) qui comprend le point culminant de la chaine, le mont Narodnaïa, haut de 1894 m (Fig. 1.4). Les autres sommets principaux sont le Manaraga (1662 m), le Kolokolnya (1724 m), le Zachita (1808 m), le Manci-Nieur (1778 m), le Sverdlov (1800 m), et le Komsomol (1729 m).

Fig. 1.3 - Vue des pentes de la Manaraga et de la vallée du fleuve Kapkan-Vosges

Le climat de l'Oural Pré-Polaire est aussi très rude. C'est la région la plus arrosée de l'Oural avec 1500 mm par an de précipitations sur le flanc ouest et 800 mm sur le versant est, ainsi que 500 mm dans la plaine. Les températures moyennes oscillent en hiver de -20 à -23°C, de -12 à -16 ° en Mars, et de –3 à -7° en Avril. L'hiver est marqué par des vents violents (jusqu'à 20-30 m/s) avec les orages de neige. Juillet est le mois le plus chaud avec des températures moyennes en plaines de + 14 à + 16°, et en montagne jamais supérieures à +5°C.

Le relief est constitué de moyennes et de basses montagnes, de vallées en auge avec des versants fortement inclinés et des collines morainiques. La rivière principale du versant orientale est la Khulga. En moyenne montagne les vallées s'élargissent et les pentes deviennent plus douces. Dans la plaine de Lyapinsk les rivières coulent

lentement et leurs cours forment des méandres et alimentent souvent des marécages dans les bras morts.

Les nombreux lacs sont distribués inégalement. Ils sont plus nombreux sur le versant occidental (692), que sur le versant oriental (129). Les lacs sont surtout situés à des altitudes de 500 m à 1000 m. Dans l'Oural Pré-Polaire 50 glaciers ont été répertoriés. Les plus grands sont les lacs de Mansi et d'Hoffmann (0,75 km^2 et 0,37 km^2). Dans la taïga l'Oural Pré-Polaire prédominent les sapins, les mélèzes, les pins, les cèdres et les épicéas. Les forêts montent jusqu'à 750 m d'altitude.

L'Oural Septentrional est compris entre les latitudes 59° et 64°. C'est une région faiblement peuplée et peu étudiée. La chaîne ouralienne est ici strictement orientée nord-sud avec une largeur 50 à 60 km. Elle est constituée de moyennes montagnes avec des sommets aplatis et une altitude moyenne d'environ 900 m. Le point culminant est le Kanzhakovskii Kamen (1 569 m). Dans cette région le massif est étroit et caractérisé (Fig. 1.5).

Le climat de l'Oural Septentrional est purement continental. L'hiver est froid et la température peu descendre en décembre et janvier jusqu'à -50°C -54°C. Les températures négatives se prolongent jusqu'en avril. Dans les plaines la température moyenne en juillet, le mois le plus chaud, est de +15°C à +17°C. Dans les endroits les plus humides les précipitations atteignent 1200 mm par an.

Fig. 1.4 - Le mont Narodnaïa dans la République des Komis

De nombreuses rivières prennent leurs sources sur les pentes de l'Oural Septentrional. Les rivières du versant oriental coulent dans des vallées étroites, au contraire des rivières du versant occidental. 212 lacs d'une superficie totale d'environ 36 m^2 ont été dénombrés ainsi que deux glaciers. La plus grande partie du territoire est

couverte par l'épaisse forêt de la taïga. En altitude la forêt s'éclaircie et une végétation alpine s'installe.

L'Oural Septentrional est riche en ressources minérales. Des gisements de bauxites, de manganèse, de fer, de nickel et des lignites sont exploités.

L'Oural Central est compris entre les latitudes 56°N et 59°N avec une orientation NW-SE et une altitude modérée. Avec l'Oural Méridional, l'Oural Central forme un arc à concavité ouest.

L'Oural Central est une pénéplaine avec des crêtes isolées et des sommets arrondis. Les altitudes moyennes sont de 700 à 800 m. Le point culminant, le Srednij Becegue, atteint 994 m. La chaîne atteint 25-30 km de large, et avec les piedmonts 80-90 km. À l'ouest dans le Pré-Oural la prédominent des reliefs karstiques associés à la présence de carbonates et de gypses paléozoïques. Les vallées de l'Oural Central sont relativement larges, avec des rivières aux cours lents et tranquilles. Les rivières appartiennent aux bassins de la Volga (Chusovaya, Ufa) et de l'Ob (Iset, Tura, Pychma, Rege).

Le climat est continental. L'air froid de l'Arctique pénètre souvent vers le sud, et l'air chaud et sec s'avance parfois vers le nord. Au printemps et en été, ces mouvements des masses d'air provoquent un temps instable. La température moyenne en Janvier est de -18°C. Elle atteint parfois -50°C. La température moyenne en Juillet est de +18 degrés. À l'est les précipitations annuelles atteignent 400-500 mm, et au nord 700 mm.

Fig. 1.5 – Le massif de Kanzhakovskii Kamen en été

Le piedmont de l'Oural Central est couvert par la taïga au nord et plus au sud par la steppe. Il y a deux siècles, la faune était encore riche. Le labourage, la chasse et la déforestation ont fait disparaître de nombreuses espèces. Cependant au nord on rencontre encore les faunes typiques de la toundra, notamment des rennes, et au sud de la steppe avec des marmottes, des musaraignes et des reptiles. Les forêts sont habitées par des ours bruns, des loups, des gloutons, des renards, des zibelines, des hermines et

des lynx. Dans l'Oural Central, près de Medved-Kamen (région de Taguil) a été découvert un campement du Paléolithique supérieur.

Comme l'Oural Central a une altitude plus basse, l'occupation humaine y est plus importante. La région est riche en gisements métalliques (fer, cuivre, or) et en pierres précieuses (malachite, etc.).

L'Oural Méridional est la partie la plus large de la chaîne. Située entre les latitudes 51°N et 55°N elle occupe une superficie de 488 234 km^2. Avec son avant-pays l'Oural Méridional s'évase jusqu'à 250 km de large et atteint 550 km en longueur. Dans ce vaste massif montagneux les chaînons sont orientés NE à SW au nord, et N-S au sud. Au NW la chaîne jouxte le plateau Ufimien, du nom de la rivière Ufa limitant ce plateau de l'ouest. Au sud de la vallée de la Belaya, l'Oural Méridional s'abaisse considérablement et passe entre les vallées du Grand Ik et de la Sakmara. Dans cette partie de l'Oural Méridional les reliefs dépassent 600 m d'altitude. L'Oural se prolonge vers le sud par les montagnes peu élevées du Guouberlinskij qui se raccordent au Mougodjar. Au SW les hauteurs d'Obshchy- Syrt sont contigües à l'Oural Méridional. Vers le sud le plateau d'Ilek, situé entre les rivières Oural et Ilek, et au sud-est le plateau de l'Oural-Tobol, bordent la chaîne.

Le relief de l'Oural Méridional est complexe. Des crêtes de hauteurs différentes de directions SW et subméridienne sont séparées par de profondes dépressions transversales et par des vallées. Le point culminant est le Mont Yamantau (1640 m). La ligne de crêtes a une altitude moyenne de 1000 m.

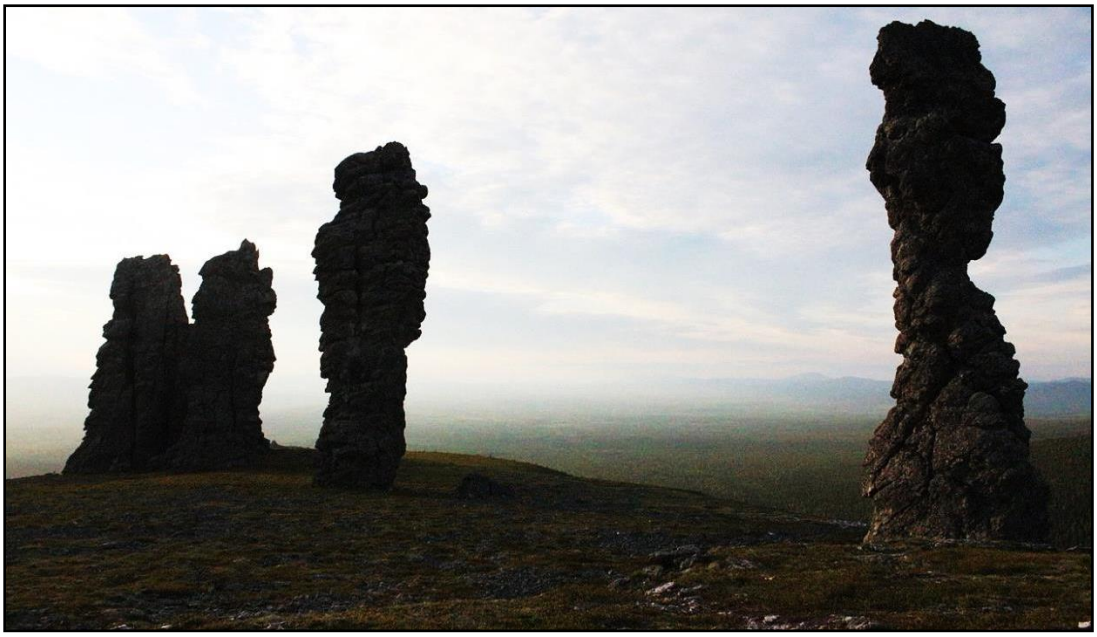


Fig. 1.6 - Le Man Pupu Nyor. Dans le parc de la Petchora et de l'Ilytch (République des Komis, l'Oural Septentrional)

Le climat de l'Oural Méridional est continental avec un hiver froid et un été chaud. La température moyenne en hiver est de -22°C (minimum –45°C). L'été est modérément chaud avec une température moyenne de +19°C (maximum +34°C). Il tombe 350 à 700 - 800 mm de précipitation chaque année ; de 550 à 650 mm sur le versant occidental et de 400 – 450 mm sur le versant oriental.

Presque toutes les rivières de l'Oural méridional appartiennent au bassin de la mer Caspienne. Seulement dans la partie nord quelques rivières appartiennent au bassin de l'Ob qui coule vers l'océan Arctique (les rivières Uy et Miass). L'Oural Méridional renferme beaucoup de lacs. Il dispose d'abondantes ressources en eau. Comme dans l'Oural Polaire des lacs karstiques apparaissant dans des dolines.

Dans cette région les forêts de conifères et de caducifoliées, les forêts-steppes et les steppes sont largement développées. L'Oural comprenant différentes zones climatiques la faune y est très diversifiée. Ces sont des espèces de forêts (tamia, martre, lièvre, lynx, renard, loup, chevreuil, sanglier, élan, ours) et des steppes (marmotte, zibelines, etc.). On y trouve plusieurs gisements de cuivre, de zinc et de fer. Au total 300 gisement ont été répertoriés.

1.1.2. La zone d'étude : le Mougodjar

La région du Mougodjar constitue la terminaison méridionale de la chaîne de l'Oural. Elle est située dans le nord-ouest du Kazakhstan. Cette région est longue de 200 km et large de 30 km, avec une altitude moyenne de 300-500 m (Fig. 1.7). Les principaux reliefs sont situés à l'est et au nord. Cette région couvre une surface d'environ 300 000 km^2.

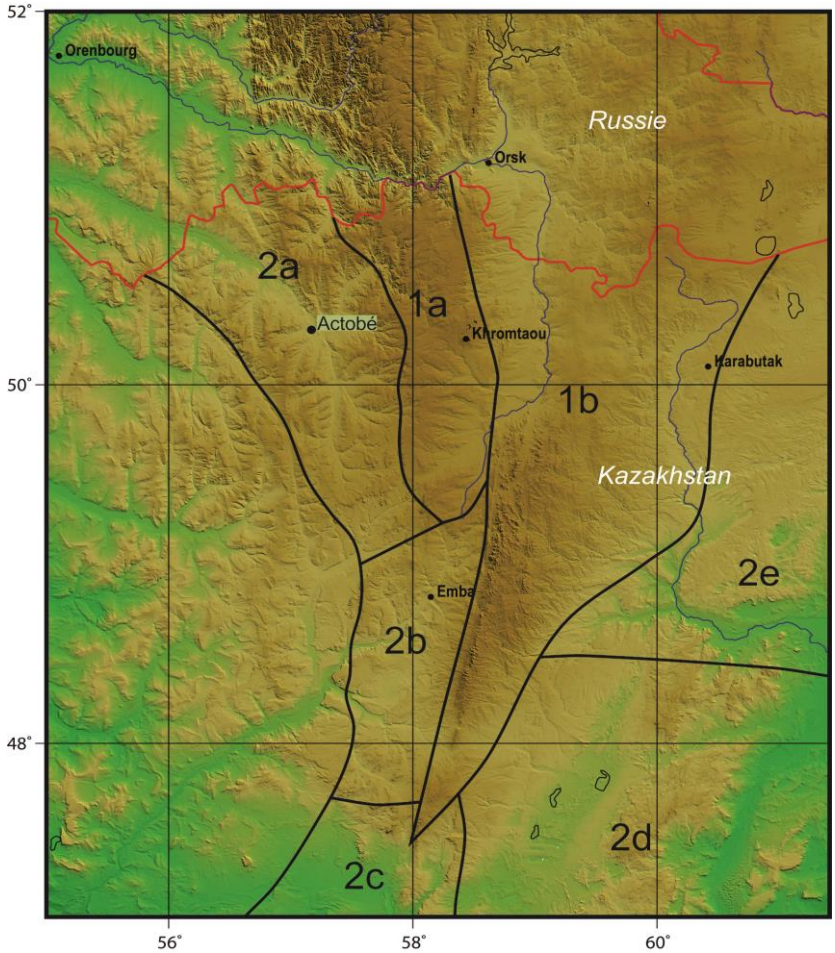


Fig. 1.7 - Morphologie de la région du Mougodjar

1 – Terminaison méridional de l'Oural : 1a - Seuil d'Or-Ilek, 1b – Mougodjar s.s.; 2 – Zone périphérique du Mougodjar : 2a – Pré-Oural d'Actobé, 2b - Pré-Mougodjar occidental, 2c - Pré-Mougodjar méridional, 2d - Pré-Aral septentrional, 2e – Pré-Irgiz ; 3 – bassin Pré-Caspien. En rouge: frontière entre le Kazakhstan et la Russie

La seule ville importante est Actobé, située dans la partie occidentale du Mougodjar. La région est principalement agricole avec un habitat dispersé dans de nombreux villages et hameaux, correspondant souvent d'anciennes fermes d'état (Fig. 1.8). La partie méridionale du Mougodjar, plus plate et désertique que le nord, est beaucoup moins peuplée.

Fig. 1.8 - La village Tabantal dans la vallée de la rivière Tabantal (Mougodjar)

Les principales zones morpho-géologiques généralement utilisées dans la littérature locale sont localisées sur la figure 1.7. Il s'agit du nord au sud du seuil d'Or-Ilek, du Mougodjar s.s., du Pré-Oural d'Actobé, du Pré-Mougodjar occidental, du Pré-Mougodjar méridional, du Pré-Aral septentrional, du Pré-Irgiz et du bassin Pré-Caspien. Cette nomenclature, bien qu'un peu lourde et complexe, sera cependant parfois utilisée dans le texte.

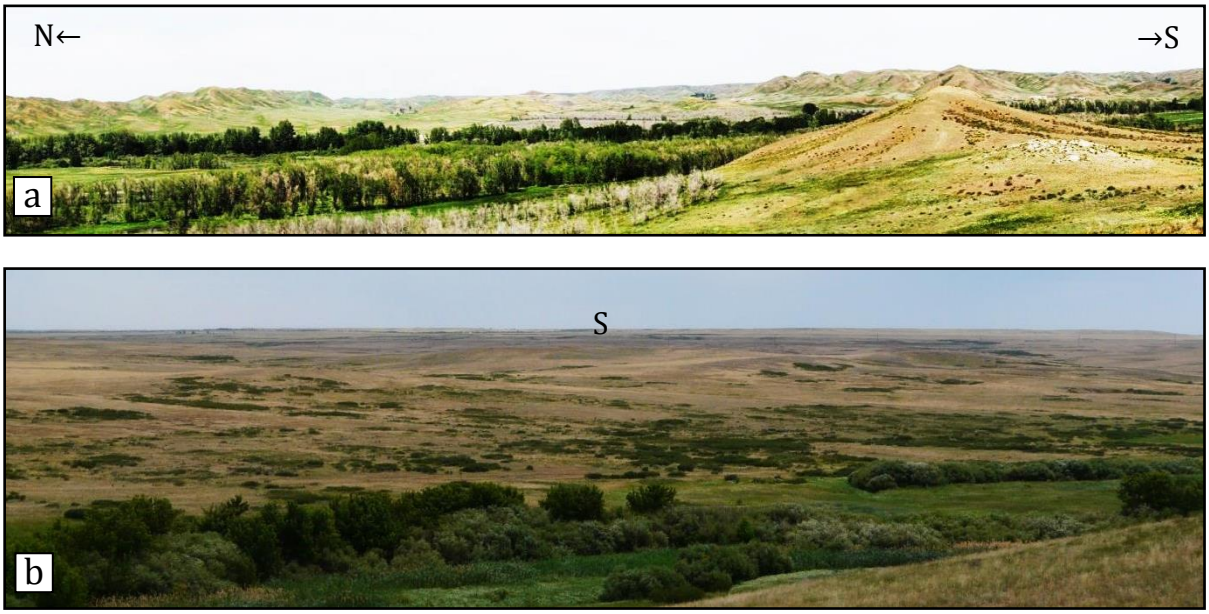


Fig. 1.9 - Panoramas de l'ouest du Mougodjar dans la région d'Actobé
a) Vue vers le nord de la vallée de la rivière Zhaksy Kargala. Les rides N-S soulignent les plis dans les séries du Permien inférieur; b) Vue vers le sud au niveau de la vallée de la rivière Tabantal. L'atténuation des reliefs vers le sud apparait clairement sur la photo

Notez la zone marécageuse entourant le lit de la rivière. Ces zones sont le plus souvent infranchissables aux véhicules tous-terrains.

Les zones d'Or-Ilek et des Pré-Mougodjar occidental et méridional sont souvent groupées dans une mégazone dite de l'Oural occidental. D'un point de vue géologique la zone du Pré-Oural d'Actobé correspond à l'extrémité méridionale du bassin d'avant-pays de la chaîne de l'Oural. C'est principalement dans cette zone qu'a été effectué le travail de terrain, notamment l'étude sédimentologique. Le climat est typiquement continental avec d'importants écarts de température entre l'été et l'hiver. La température moyenne en janvier est de -15°C à -16°C et de +22°C à +25°C en juillet.

Le relief est généralement peu marqué. Au nord il est constitué de collines (Fig. 1.9 a), tandis que vers le sud la plus grande partie du territoire est une étendue plate, steppique à désertique (Fig. 1.9 b). Les altitudes moyennes décroissent du nord vers le sud d'environ 400 m à 300 m. Le point culminant du Mougodjar, situé à l'est, est le mont Boktybay (657 m).

Plusieurs rivières drainent péniblement la région. Les rivières principales sont la Sagiz (510 km), la Cobden, l'Emba (712 km), l'Ulkayak (349 km), l'Ilek (623 km), l'Irgiz (593 km) et l'Or (314 km), Zhaksy et Zhaman Kargala (114 km). Elles prennent toutes leurs sources dans la partie centrale du Mougodjar dans la région d'Actobé. Certains de ces cours d'eau atteignent la mer Caspienne à l'ouest, d'autres sont des affluents de l'Oural au nord, mais la plupart se perdent vers le sud dans les sables. La majorité des coupes sédimentologiques décrites dans ce travail ont été levées dans les vallées de ces rivières ou de leurs affluents (les rivières Aidarlyacha, Schyntemir, Syntas, Kiya et Oisylkara).

Fig. 1.10 - Méandre de la rivière Aidarlyacha et sa vallée

Notez la présence d'une zone marécageuse autour de la rivière. Ces zones sont fréquentes autour des cours d'eau dans la région. Elles sont souvent infranchissables même pour les véhicules tous-terrain.

Les rivières du Mougodjar présentent des caractéristiques originales. Les vallées sont peu marquées dans la morphologie avec des falaises n'excédant pas 20 m de hauteur (Fig. 1.10). Du fait du faible relief et des précipitations modérées leur débit est faible et leurs cours sont caractérisés par des méandres et des eaux stagnantes (Fig. 1.9b et 1.10). Les zones marécageuses qui entourent les cours d'eau sont généralement infranchissables (Fig. 1.10). Elles posent souvent des problèmes de communication dans les conditions habituelles de terrain.

Dans la région d'Actobé, et plus particulièrement dans les districts du Mougodjar, de Temir et de Baiganin, sont concentrées près de 10 % des réserves prouvées en hydrocarbures du Kazakhstan, et 30 % des réserves potentielles. Les plus grands gisements d'hydrocarbures sont Zhanazhol et Kenkiyak, situés au sud dans la région de Temir.

1.2. Évolution géodynamique régionale paléozoïque

Dans les chaînes résultant de la collision ou du collage de plaques, les sutures, ou paléo-frontières de plaques, peuvent être identifiées. La présence de ceintures ophiolitiques atteste l'existence de paléo-océans, les minéraux de hautes pressions de paléo-subductions, les anciens arcs insulaires permettent de déterminer l'existence de paléo-subduction. Les zones de sutures entre plaques majeures présentent souvent des structures complexes et polyphasées. Dans certains cas les éléments caractérisant ces sutures sont ténus et leur existence est discutée. Cette identification est d'autant plus problématique qu'il s'agit de sutures anciennes, souvent plusieurs fois réactivées ultérieurement. Dans ce chapitre, les principales étapes de l'évolution géodynamique paléozoïque sont présentées dans l'ordre chronologique.

La chaîne de l'Oural est une structure hercynienne orientée nord-sud, étroite et longue d'environ 2500 km. Son histoire paléozoïque complexe peut être résumée par l'ouverture d'un domaine océanique au Paléozoïque inférieur puis par sa fermeture au Paléozoïque supérieur accompagnée de collisions arc-continent puis continent-continent. L'orogénèse ouralienne s'est essentiellement développée à partir de l'interaction entre trois plaques continentales majeures paléozoïques : les plaques Baltica (Est-Européen craton) à l'ouest et sibérienne et kazakh à l'est (Fig. 1.11 et 1.12).

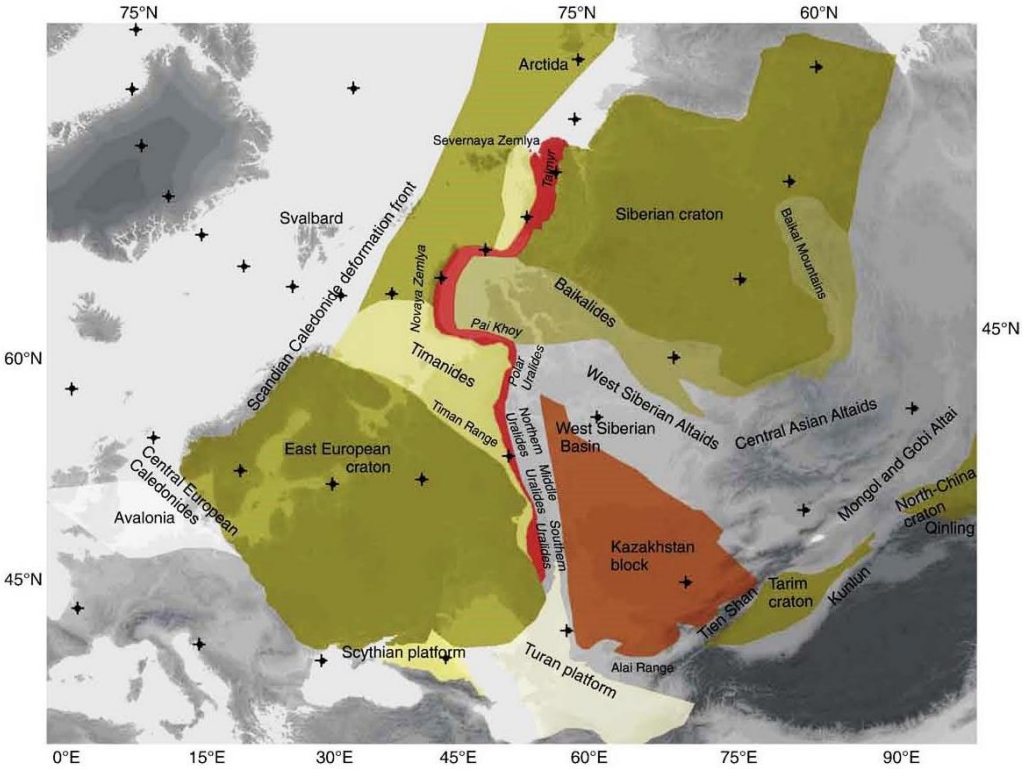


Fig. 1.11 - Principales unités tectoniques paléozoïques de Sibérie occidentale et d'Europe orientale
(Projection centrée en 35°E, 35°N ; d'après Görz et Hielscher, 2010)

1.2.1 Historiques des travaux

De nombreux auteurs se sont intéressés à la chaîne de l'Oural (e.g. Kamaletdinov, 1974 ; Ruzhencev, 1976 ; Puchkov, 1979, 2000, 2013 ; Peive et al., 1977 ; Brown et al., 2006; Matte, 2006; Görz et Hielscher, 2010). À partir des premiers concepts de tectonique des plaques, plusieurs modèles géodynamiques régionaux et tectoniques de la chaîne ont été proposés. Ces modèles sont souvent incompatibles entre eux et discussions et controverses se sont développées. Néanmoins, ces travaux ont permis de caractériser, d'une part la structure de la chaîne, et d'autre part de proposer des modèles d'évolution géodynamique régionale au cours du Paléozoïque. Dans cette revue bibliographique, nous avons choisi de présenter les configurations géodynamiques les plus communément admises, même si certains points sont discutés et controversés dans les modèles.

Le processus majeur dans l'orogénèse ouralienne est la succession au Paléozoïque supérieur de collisions arc-continent puis continent-continent. Cependant le contexte géodynamique paléozoïque à l'origine de ces collisions reste encore mal déterminé. Il est généralement admis que l'Oural s'est formé à partir de la convergence de trois plaques paléozoïques : les plaques européenne, sibérienne et kazakh. Il est aussi admis que l'orogénèse ouralienne s'est développée au dépend de la marge orientale du continent européen. Néanmoins, une controverse est apparue sur l'origine de la (ou des) plaque(s) entrée(s) en collision avec cette marge. S'agit–il d'une collision entre l'Europe et la Sibérie ou entre la Baltica et la plaque kazakh (Fig. 1.12).

Le premier à avoir proposé un modèle global qui considère le contexte géodynamique et tectonique régional au Paléozoïque est Hamilton (1970) (Fig.1.12a). Cet auteur conclut que les Ouralides résultent de la fermeture d'un océan situé entre les plaques Europe et Sibérie qui sont entrées en collision au Paléozoïque supérieur. Le modèle de Hamilton (1970) a été modifié par Sengör et al. (1993) (Fig. 1.12b), qui définissaient les orogènes paléozoïques de Sibérie occidentale comme "Altaïdes". Ils considéraient que l'orogenèse dans la région de Sibérie occidentale résultait de la migration d'une zone de subduction de longue durée associée avec un arc insulaire et des complexes d'accrétions. La plaque Kazakh aurait ainsi été constituée au Dévonien. Ensuite, Zonenshain et al. (1984) ont modifié ce modèle en interprétant la chaîne de l'Oural comme le résultat d'une collision continent-continent entre les plaques Europe et Kazakh après la fermeture de l'Océan Ouralien au Paléozoïque supérieur (Fig. 1.12c). En 1997, Puchkov (Fig. 1.12d) a développé ce modèle en distinguant deux stades dans ce processus orogénique, respectivement au Dévonien supérieur et du Carbonifère supérieur au Permien. Il a également montré la diachronie de la fermeture de l'Océan ouralien, et de la collision entre la marge européenne et le continent kazakh qui s'est propagé du sud vers le nord. Un modèle plus récent de l'orogénèse ouralienne, celui de Brown et al. (2006) considère le deuxième stade de la collision comme le produit de la collision entre les plaques Europe (Baltica) et Sibérie. Au contraire, Görz et al. (2009), sur des arguments cinématiques, considèrent le second stade de la collision dans la chaîne de l'Oural méridional comme le résultat de la convergence entre les plaques Europe (Baltica) et Kazakh.

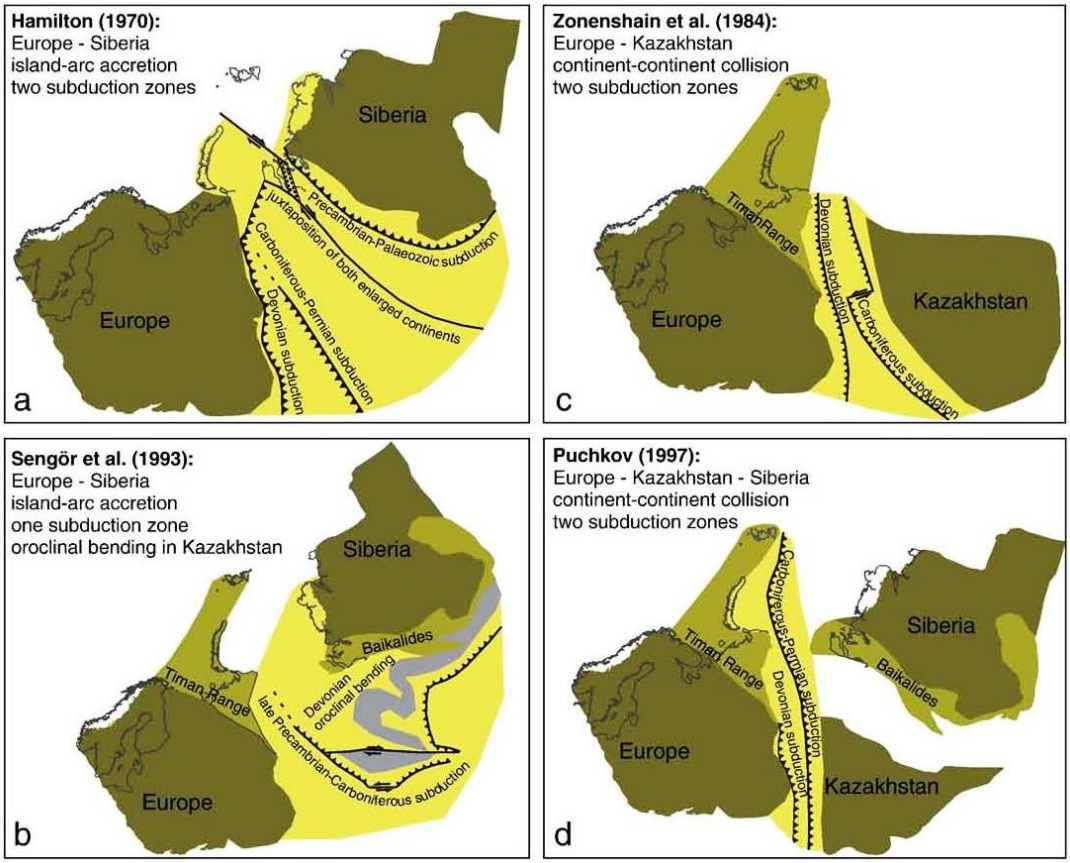


Fig. 1.12 - Comparaison de modèles géodynamiques concernant l'orogenèse de l'Oural

Telle que l'évolution géodynamique de la chaîne de l'Oural peut-être reconstituée, elle comprend les principales étapes suivantes : (1) un rifting continental du Cambrien à l'Ordovicien inférieur-moyen conduisant à la formation d'un océan, l'océan ouralien séparant les plaques continentale Baltica et Sibérie, (2) la structuration des marges continentales de ces continents de l'Ordovicien au Dévonien ainsi que la formation d'un arc volcanique intra-océanique, l'arc de Magnitogorsk, (3) une obduction résultant de la collision de cet arc volcanique avec la marge continentale orientale de la plaque Europe au Dévonien supérieur, (4) la subduction à vergence est de l'océan ouralien sous la marge de la Laurasie au Carbonifère inférieur, (5) la collision entre les plaques Kazakh et Sibérie d'une part et la plaque Europe d'autre part entre le Moscovien inférieur et le Permien inférieur.

1.2.2 Evolution géodynamique au Paléozoïque inférieur

Selon Puchkov (2000) à la fin du Protérozoïque, les continents Baltique, Sibérien et le Gondwana occidental formaient un seul et même super-continent. Cette configuration est présentée sur la figure 1. 13A centrée sur le super-océan protérozoïque (Fig. 1.13).

Au début du Cambrien, une phase de rifting affecte le super-continent protérozoïque (Fig. 1.13.B). Dans la région d'étude, les trois plaques majeures, Laurentie, Sibérie et Baltica, commencent à se séparer pendant la période Cambrien supérieur – Ordovicien inférieur avec l'ouverture de l'Océan paléo-ouralien et la désagrégation du supercontinent protérozoïque. La désagrégation du supercontinent entraine

l'individualisation des plaques Baltica, Laurentie et Sibérie, à partir du Gondwana Occidental (Fig. 1.13.B et C). Cette fragmentation de la masse continentale protérozoïque a induit la formation d'océans paléozoïques de type atlantique séparant les différentes plaques majeures, dont l'Océan Ouralien.

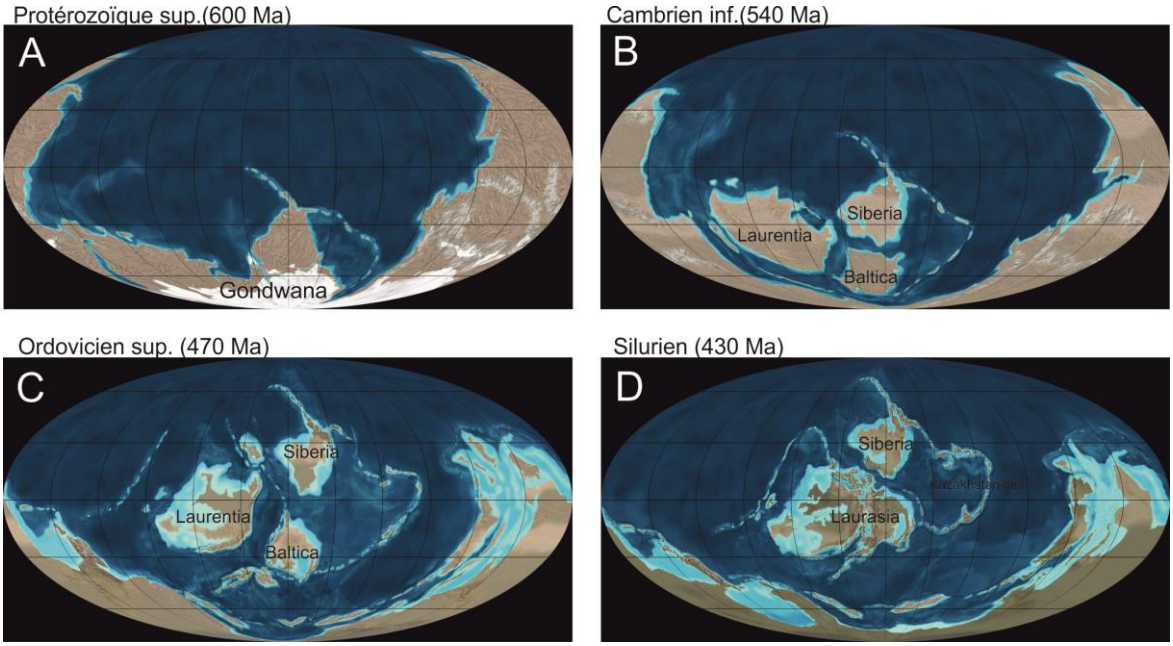


Fig. 1.13 - Reconstruction cinématique pour 4 périodes
A : Protérozoïque supérieur (600 Ma) ; B : Cambrien inférieur (540 Ma) ; C : Ordovicien supérieur (470 Ma) ; D : Silurien (430 Ma). D'après Blakey (2012)

L'âge exact de cette séparation est encore mal contraint à cause des marges d'erreur importantes sur les données paléomagnétiques et sur l'absence d'anomalie magnétique. Néanmoins, un point sur lequel la plupart des auteurs sont en accord est la position relative des continents à cette époque résumée sur la figure 1.13. La position la plus méridionale (et circumpolaire à cette époque) est occupée par le Gondwana. Le continent Européen est situé plus au nord, et les masses continentales de la Laurentie et de la Sibérie occupent une position encore plus septentrionale dans des latitudes tropicales et équatoriales. Cette répartition des masses continentales est cohérente avec les données paléo-biogéographique déduite de l'étude des acritarches, des trilobites, des brachiopodes et de faunes mineures (Volkova, 1997 ; Torsvik, 1998; Ushatinskaya et Malakhovskaya, 1998).

Pendant le Paléozoïque inférieur, aux marges de ces microcontinents les faciès de plates-formes, puis de rifts, sont remplacés par les faciès de marges continentales (Puchkov, 1997). La marge orientale pré-collision de la plaque Baltica était principalement constituée de sédiments plissées et métamorphisées archéens et mésoprotérozoïques (Maslov, 1997 ; Puchkov, 1997). Deux unités principales ont été répertoriées dans cette marge : un craton d'âge archéen à paléo-protérozoïque recouvert par une série riphéenne et une chaîne néoprotérozoïque (vendienne).

Au cours de la seconde moitié de l'Ordovicien les collisions puis le collage de plusieurs arcs insulaires et microcontinents donnent naissance à la plaque Kazakh (Puchkov, 1987, 1997; Kheraskova et Samygin, 1994; Kheraskova, 1998) qui est constitué d'un patchwork de micro-blocs.

1.2.3 Dévonien : Subduction sous le continent européen et accrétion des arcs volcaniques

Dans les différentes reconstructions (Unternehr, 2011; Scotese, 2000; Robertson, 2014; Bykadorov et al., 2003;), les plaques Baltica et Sibérie constituaient des cratons indépendants au Dévonien. En ce qui concerne la position des continents, toutes les reconstructions sont plus ou moins en accord avec une Laurasie (incluant la plate-forme européenne actuelle) située entre les latitudes 5°S à 50°S. Le continent sibérien était situé plus au nord, et la mosaïque de blocs du continent kazakh occupait une position intermédiaire entre ces continents, tout en étant située plus à l'est.

Pour illustrer le contexte géodynamique dévonien nous avons sélectionné les reconstructions proposées par Blakey (2012), présentées sur les figures 1.13 et 1.14, et par Daukeev (2002) dans les cartes palinspastiques de l'Atlas d'Asie centrale (Fig. 1.14). Pour cette période ancienne, les paléo-reconstructions existantes ne sont que des modèles approximatifs et indicatifs puisque les données paléomagnétiques et paléoclimatiques sont souvent incertaines et/ou contradictoires.

Au début du Dévonien (Emsien) se dessine une nouvelle étape dans l'évolution géodynamique de l'Oural (Fig. 1.14.A et 1.15.A) qui va perdurer jusqu'au Dévonien supérieur (Frasnien) et le début de la première phase orogénique de l'Oural. De l'Emsien au Frasnien, l'évolution est caractérisée par la succession d'évènements suivant (Fig. 1.14.A-B et 1.15.A-B) :

(1) le développement de marges passives sur le bord oriental de la Laurasie où se développe une large transgression vers l'ouest, correspondant dans la structure actuelle de l'Oural aux zones Ouest et Centre. Ces zones sont caractérisées d'ouest en est par des faciès peu profonds à relativement profonds de plateau continental, de talus continental et finalement de plaine abyssale ;

(2) Une subduction intra-océanique à vergence est à l'origine de l'arc volcanique de Taguil-Magnitogorsk. Le premier magmatisme relatif à cette supra-subduction est daté à 370-350 Ma. La paléo-structure de cet arc volcanique dévonien a pu être reconstituée. Elle comprenait d'est en ouest : une zone abyssale d'avant arc, l'arc volcanique et un bassin d'arrière-arc. Dans cette zone l'essentiel des dépôts est constitué de séries volcano-sédimentaires liées à un arc volcanique tholéitique à calco-alcalin qui constitue la partie méridionale de l'arc de Magnitogorsk (l'arc de Taguil constituant la partie sud). Cette subduction intra-Océan ouralien, conduit au Dévonien supérieur à la quasi-disparition de sa partie occidentale subductée sous l'arc volcanique (Fig. 1.14.A-B et 1.15.C-D).

Le Dévonien supérieur est marqué par le début de l'évolution tectonique proprement dite de la chaîne de l'Oural (Fig. 1.14.C-D et 1.15.C-D). En effet, dès cette époque pratiquement toute la partie océanique appartenant à la plaque Baltica et constituant la partie occidentale de l'océan ouralien a été subductée vers l'est sous la partie orientale de l'Océan Ouralien et sous les arcs de Taguil et de Magnitogorsk. Avec l'arrivée de la croûte continentale européenne dans la zone de subduction, le volcanisme a diminué puis s'est arrêté.

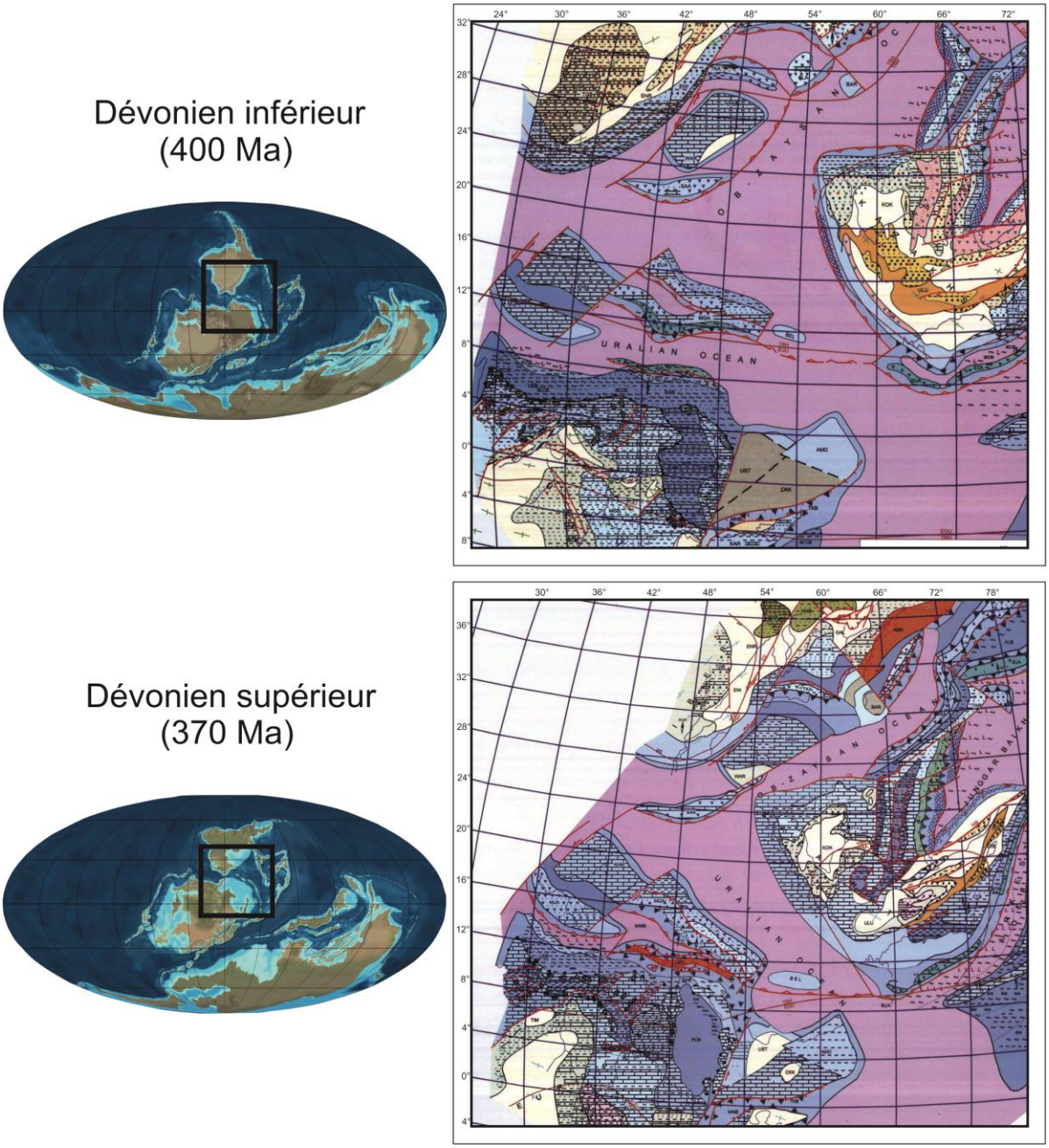


Fig. 1.14 - Reconstructions palinspastiques des domaines ouralien et péri-ouralien au Dévonien
À gauche : reconstructions à l'échelle globale d'après Blakey (2012); à droite : cartes palinspastiques de l'Atlas de l'Eurasie Centrale (Daukeev, 2002)

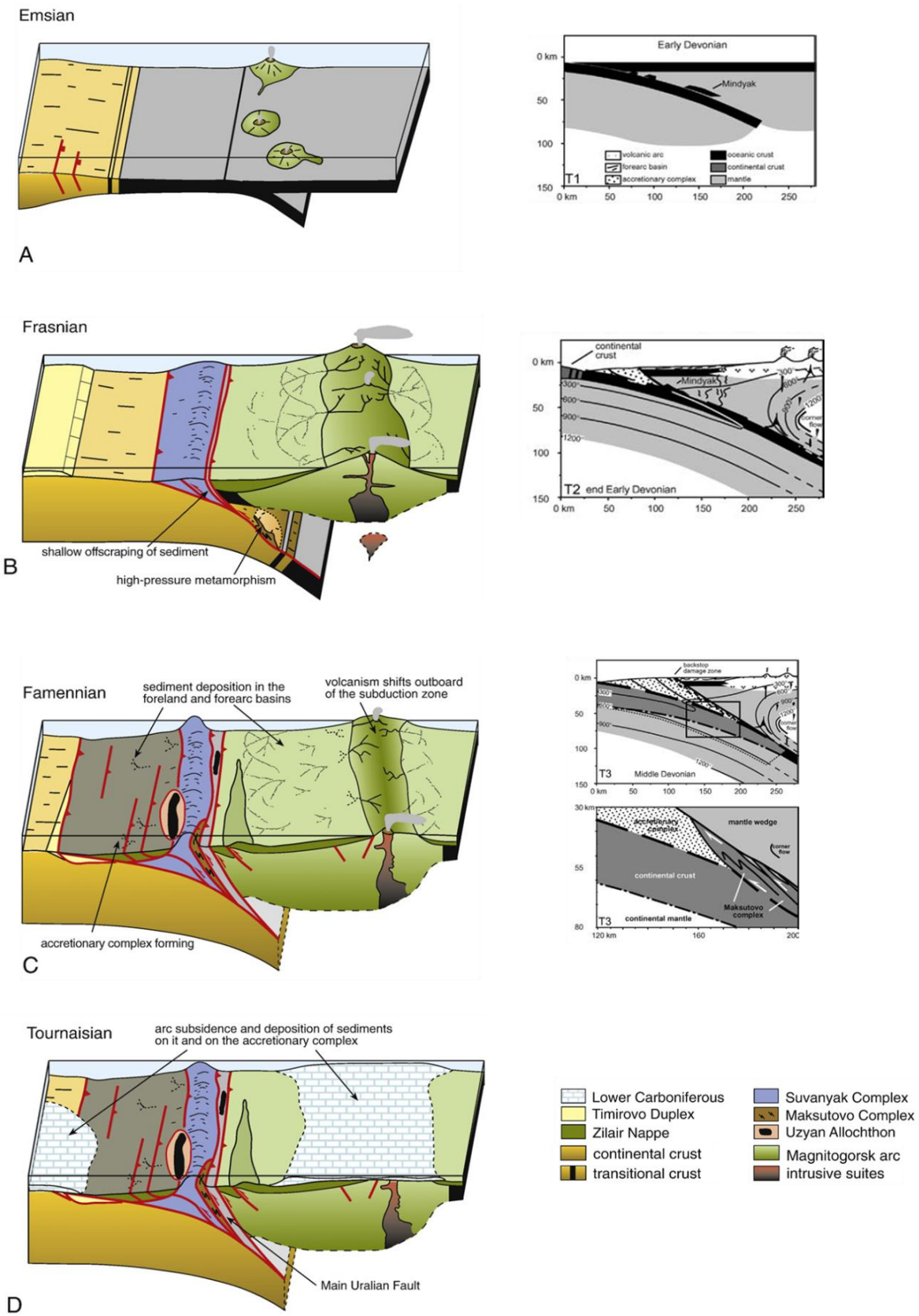


Fig. 1.15 – Modèle schématique d'évolution de la collision arc-continent dans l'Oural méridional au Paléozoïque

Dans ce modèle de Brown et al., (2006, 2009), la collision entre la marge orientale de la Laurasie et l'arc volcanique intra-océanique de Magnitogorsk se développe entre le Dévonien supérieur (Frasnien) et le Carbonifère inférieur (Tournaisien). Il s'agit de la première phase de l'orogénèse ouralienne.

Au Frasnien toute la partie océanique ayant disparu, l'arc volcanique de Magnitogorsk entre en collision avec la marge continentale de la Baltica (Fig. 1.14.B et 1.15.C-D). C'est le début de la première phase de l'orogénèse ouralienne. Le premier indice de la collision arc-continent dans l'Oural méridional est attesté par la présence de facies métamorphiques éclogitiques dérivés de la marge continentale et datés du Frasnien moyen (378 Ma). Cette collision a duré environ 20-30 Ma. Au Frasnien (380 Ma) le métamorphisme de haute pression montre que pendant le Dévonien supérieur le matériel de la zone de subduction a été porté à des profondeurs du manteau supérieur (Fig. 1.5.B à D).

L'arrivée de l'épaisse série de la marge continentale de la Baltica dans la zone de subduction est marquée par le développement d'un prisme d'accrétion, par une forte sédimentation dans le bassin d'avant-arc et par le dépôt de turbidites volcanoclastiques d'arc. Une zone de mélange contenant des fragments de roches ultramafiques marque la base du complexe d'accrétion (Brown et Spadea, 1999).

Cette collision arc-continent est à l'origine de la formation des granitoïdes de l'Oural (Fig. 1.15 et 1.16 ; Bea et al, 2002; Montero et al, 2000) qui se mettent en place entre la fin du Dévonien et le Carbonifère inférieur. La collision arc-continent s'arrête dans l'Oural méridional à la fin du Dévonien et dans l'Oural central probablement à la fin du Carbonifère supérieur.

Dans le sud de l'Oural, les premiers sédiments post-collision recouvrant l'arc volcanique de Magnitogorsk sur le flanc ouest du complexe d'accrétion sont d'âge Carbonifère inférieur.

1.2.4 La subduction carbonifère

Après la fin de la première phase orogénique ouralienne au Carbonifère inférieur s'installe au Serpukhovien une période tectoniquement calme qui va durer jusqu'au Bashkirien moyen. Pendant cette période la lithosphère océanique rémanente de l'océan ouralien subductait vers l'est sous la marge occidentale de la plaque kazakh.

On sait peu de chose sur l'évolution de la marge occidentale de plaque kazakhe au Paléozoïque supérieur avant sa collision avec la plaque Eurasie qui a débuté au Carbonifère supérieur. Aucun élément qui puisse être clairement attribué à la marge kazakhe n'a encore été reconnu dans la chaîne de l'Oural. Néanmoins, des études récentes suggèrent la présence d'un arc volcanique continental qui pourrait s'être développé en bordure de la marge occidentale active de la plaque kazakh au Paléozoïque supérieur. Plus particulièrement, les granitoïdes de l'Oural oriental datés entre 370 et 350 Ma (Bea et al., 2002) pourraient appartenir à cet arc volcanique associé à une subduction à vergence est de l'océan ouralien oriental sous la marge du continent kazakh. Une deuxième phase de magmatisme, également interprétée par Bea et al. (2002) comme associée à une subduction vers l'est, a été daté à 355-315 Ma. Cette activité magmatique directement liée à la subduction se terminerait au Carbonifère supérieur, avant le début de la deuxième phase de l'orogénèse ouralienne qui résulterait d'une collision continent-continent.

1.2.5 La collision continent-continent du Carbonifère supérieur-Permien:

Au Bashkirian, l'espace océanique séparant les marges orientale du continent européen (Baltica) et occidentale du continent kazakh depuis le Carbonifère inférieur (Serpukhovien) a été totalement subducté sous la marge occidentale du bloc kazakh. Au Moscovien les masses continentales sont en contact direct (Fig. 1.16). C'est le début de la seconde phase de l'orogénèse ouralienne, une collision continent-continent entre, d'une part la marge orientale de la Baltica à l'ouest, et d'autre part le bloc kazakh et le plaque sibérienne à l'est. Cette phase, diachrone à l'échelle de la chaîne, se propage du sud vers le nord. Elle a débuté au Carbonifère supérieur va perdurer jusqu'au Permien supérieur.

Les premiers mouvements sont enregistrés par un flysch d'âge Bashkirien supérieur à Moscovian probablement déposé dans des bassins intra-orogéniques alimentés en apports terrigènes par l'érosion des chainons en cours de soulèvement à l'est. À l'ouest de la chaîne se développe sur la plate-forme de la Baltica un bassin d'avant pays. Ce bassin va se propager vers l'ouest au cours de l'évolution de la collision. Il est rempli par un flysch alimenté par des apports venant de la chaîne en surrection située à l'est. Dans l'Oural méridional, l'étude de ce flysch semble montrer une augmentation sensible des apports sédimentaires au cours du Kungurien qui pourrait corresponde au climax du soulèvement de la chaîne dans cette région.

Au front de la chaîne de collision se développe une chaîne plissée d'avant pays à vergence ouest. Dans l'Oural méridional cette chaîne peut atteindre une largeur de 150 km. Elle incorpore à la fois le socle précambrien et des séries paléozoïques de la marge orientale et de la plate-forme de la plaque Baltica, ainsi que le complexe d'accrétion du Dévonien supérieur. Le flanc oriental de l'orogène est caractérisé par des chevauchements à vergence est. Cette structure est typique d'une chaîne à double vergence.

Le passage d'une chaîne dominé par des chevauchements et des plis à une chaîne caractérisée par une transpression sénestre a lieu au Paléozoïque supérieur. La partie interne de la chaîne ouralienne est marquée par un système décrochant tardi-orogénique qui s'étend nord-sud sur plus de 700 km. Ce système décrochant a été daté Permien supérieur à Trias inférieur (247-240 Ma) à partir des mylonites, et Carbonifère terminal à partir des roches métamorphiques.

Les chevauchements et l'épaississement de la croûte pendant la période Gzhélien-Sakmarien ont créé une racine chaude sous la chaîne qui a résulté dans la production de granites syn-collisions datés entre 305 et 250 Ma. Dans la chaîne le magmatisme granitique syn-collision a migré vers le nord ce qui atteste du caractère oblique et diachrone de la collision (305-290 Ma pour les granites de l'Oural méridional, 265 Ma pour le massif de Kisegach, et 250-255 Ma pour les granites de Murzinka et d'Adui dans l'Oural central ; Fershtater et al., 2006).

Les déformations associées à la collision arc-continent du Dévonien sont reprises par la phase de collision continent-continent entre les plaques Baltica et Kazakh qui a débuté au Carbonifère supérieur. A cette époque la marge orientale de la plaque Baltica comprenait l'arc de Magnitogorsk, accrété pendant la première phase de l'orogénèse ouralienne. La collision arc-continent s'achève dans l'Oural méridional à la fin du Dévonien. Les reliefs dus à cette phase orogénique subsistent et des sédiments du Carbonifère inférieur se déposent en discordance sur les formations déformées de la chaîne. La collision s'étend au total sur une durée d'environ 20 à 30 Ma.

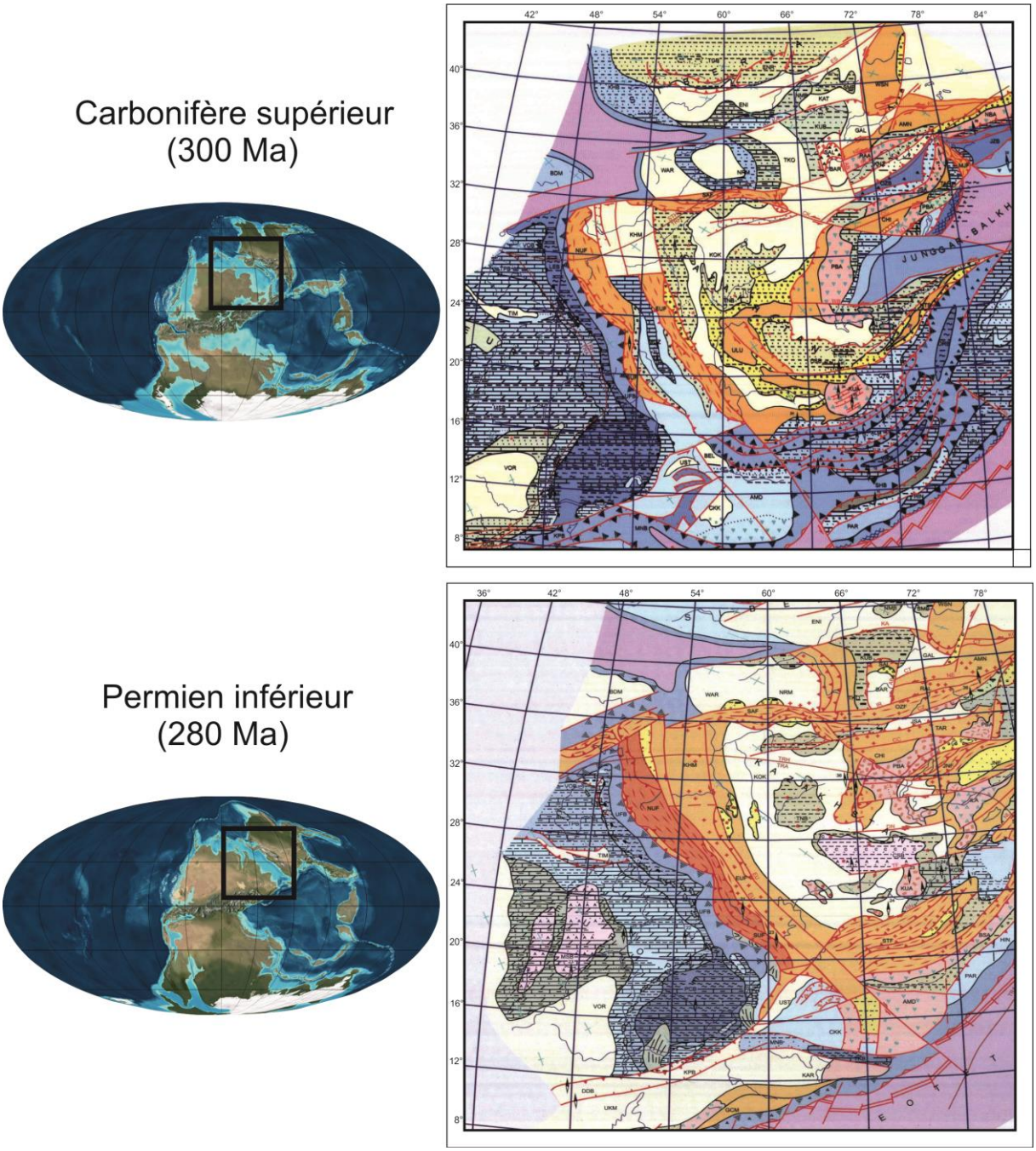


Fig. 1.16 - Reconstructions géodynamiques au Carbonifère supérieur et Permien inférieur
Colonne de gauche : reconstructions à l'échelle globale d'après Blakey (2012) ; Colonne de droite : cartes palinspastiques de l'Atlas de l'Asie Centrale (Daukeev , 2002)

En ce qui concerne l'Oural méridional il apparait que les mouvements des plaques Sibérie et Kazakh par rapport à la Baltica contribuent à la première phase de l'orogénèse ouralienne au Dévonien. Cependant, dans cette région la seconde phase de l'orogénèse résulte uniquement de la convergence entre les plaques Kazakh et Europe (Görz and Hielscher, 2010).

1.2.6 La période post-orogénique : le Mésozoïque et le Cénozoïque

À la limite Permo-Trias, un épisode magmatique régional, dit « épisode ouralo-sibérien », affecte la chaîne de l'Oural. Cet évènement magmatique, indépendant de l'orogénèse ouralienne, caractérisé par de vastes épanchements basaltiques, s'est poursuivie jusqu'au Trias inférieur. Les manifestations les plus occidentales de ce magmatisme basaltique recouvrent en discordance les structures de la chaîne ouralienne.

Une phase orogénique mineure d'âge Jurassique inférieur a été décrite, notamment dans la zone trans-ouralienne. Dans cette zone les dépôts triasiques, décrits comme déposés dans des grabens, sont affectés par des déformations compressives scellées par des séries continentales du Jurassique moyen-supérieur (Rasulov, 1982). Cette phase dite « Cimmérienne » semble cependant localisée.

A partir du Jurassique moyen l'orogène ouralien va être rapidement érodée. L'altitude de la chaîne va considérablement diminuer pour arriver à une pénéplanation pendant le Jurassique inférieur avec le dépôt de sédiments clastiques continentaux à passées charbonneuses. Déjà au Jurassique moyen la mer se rapproche de la chaîne qu'elle recouvre périodiquement presque complètement (voir totalement) au Sénonien lors de la transgression du Crétacé supérieur. À partir de cette période et pendant la majeure partie du Paléogène la région reste tectoniquement stable. La mer se retire de la région avant l'Oligocène et une sédimentation continentale s'installe.

La chaîne actuelle résulte d'une phase tectonique cénozoïque. Les études des traces de fission montrent qu'au Jurassique, et probablement au Crétacé, les roches aujourd'hui à l'affleurement étaient enfouies à des profondeurs de 2,5 à 3 km. L'altitude actuelle des sédiments marins les plus récents (Eocène moyen) montre des soulèvements post-Eocène moyen minimum de l'ordre de 400 m. Si les données précises sur les déformations cénozoïques dans la chaîne de l'Oural restent rares en ce qui concerne les failles, il apparait que la surface de référence Crétacé-Eocène a été considérablement déformée et soulevée pendant le Cénozoïque.

Les données paléogéographiques, sédimentologiques, biostratigraphiques et morphologiques tendent à montrer que l'Oural actuelle résulte essentiellement d'une tectonique d'âge cénozoïque supérieur et probablement aussi d'âge plio-quaternaire. Cette tectonique est toujours active avec des taux de soulèvement mesurés de l'ordre de quelques mm/an.

1.3 La chaîne de l'Oural Méridional

Les Ouralides constituent classiquement la limite géographique entre l'Europe et l'Asie. Au Paléozoïque supérieur elles constituaient déjà une limite géodynamique, et probablement aussi géographique, entre deux plaques convergentes. Cet orogène du Paléozoïque supérieur est remarquablement préservé contrairement à la plupart des orogènes paléozoïques qui ont été fragmentés ultérieurement et se sont retrouvés dispersées sur différentes plaques au cours du Méso-Cénozoïque. Les Ouralides sont donc une des rares chaînes paléozoïques préservées.

L'évolution tectonique des Ouralides s'étend de l'Ordovicien jusqu'au Trias. Cette chaîne résulte de collisions paléozoïques d'au moins deux arcs-insulaires intra-

océaniques avec la marge orientale de la plaque Europe et de la collision consécutive entre cette marge et les plaques kazakhe et sibérienne. Cette dernière collision est un des évènements tectoniques marquant l'assemblage final de la Pangée à la fin du Paléozoïque.

Notre zone d'étude est située dans la partie la plus au sud de l'Oural méridional, sur le territoire du Kazakhstan où la chaîne s'ennoie vers le sud. Les structures et les séries sont semblables à celle rencontrées plus au nord en Russie où les conditions d'affleurement sont meilleures. Au sud du Mougodjar la chaîne disparait sous les épaisses séries cénozoïques et les structures paléozoïques ne sont connues que par les études de subsurface, forages et profils sismiques.

La structure profonde de l'Oural a été mise en évidence à partir de l'interprétation des données géophysiques obtenues à partir profils URSEIS-95 et ESRU-SB. (Fig. 1.17). En particulier, la structure chevauchante de l'Oural, la position du Moho, et la présence d'une racine crustale sous la zone Taguil-Magnitogosk ont été mises en évidence. De même le caractère à double vergence de la chaine par apport de partie axiale (zone Taguil-Magnitogorsk) a été démontré.

1.3.1 Structure de la chaîne ouralienne

Les Ouralides sont divisées en deux parties dites « externe » à l'ouest et « interne » à l'est (Ivanov et Puchkov, 1984 ; Zonenshain et al., 1984). Les Ouralides externes se sont développées sur la marge continentale du continent paléozoïque Baltica (Puchkov, 1979), tandis que les Ouralides internes sont principalement constituées de formations océaniques et d'arcs volcaniques issus de l'océan ouralien (Ivanov et Puchkov, 1984 ; Yazeva et al., 1989 ; Seravkin et al., 2003 ; Brown and Spadea, 1999) et de la plaque kazakh. Les Ouralides interne et externe sont séparées par une zone de suture à pendage est essentiellement représentée par un mélange à serpentine (Zonenshain et al., 1984 ; Sokolov, 1992 ; Petrov and Puchkov, 1994) appelée la faille principale de l'Oural (« Main Uralian Fault »). Chacune des parties externe et interne de la chaîne est divisée en plusieurs zones tectoniques constituant des lanières étroites orientées nord-sud. Ces zones sont généralement appelées méga-zones dans la littérature scientifique russe. Leurs noms et leurs délimitations peuvent varier considérablement selon les auteurs.

Les Ouralides externes comprennent d'ouest en est un bassin d'avant pays, une chaîne plissée d'avant pays et un complexe d'accrétion Dévonien caractérisé par un métamorphisme de haute pression. Les Ouralides internes sont structurées en un arc insulaire dévonien (l'arc de Taguil-Magnitogorsk), des formations océaniques et d'arc volcanique et des intrusions de la zone de l'Oural oriental, et des formations de la zone Trans-ouralienne, la plus interne et orientale et la moins connue de la chaîne, appartenant probablement à la plaque kazakh (Puchkov, 2000 ; Degtyarev et Rouzhencev., 2004).

Suivant les auteurs l'Oural méridional est divisée en 5, 6 ou 7 zones. Dans la description qui suit nous sépareront la chaîne en 8 zones à laquelle nous ajouterons la faille principale de l'Oural. Nous aborderons successivement d'ouest en est : (1) le bassin d'avant pays, (2) la chaîne plissée d'avant pays, (3) la zone de l'Oural occidental, (4) la zone de l'Oural central, (5) la faille principale de l'Oural, (6) la zone de Taguil-Magnitogorsk, (7) la zone est-ouralienne et (8) la zone trans-ouralienne. Les quatre première zone appartiennent aux ouralides externes alors que les quatre dernières appartiennent aux ouralides internes (Fig. 1.17 et 1.18).

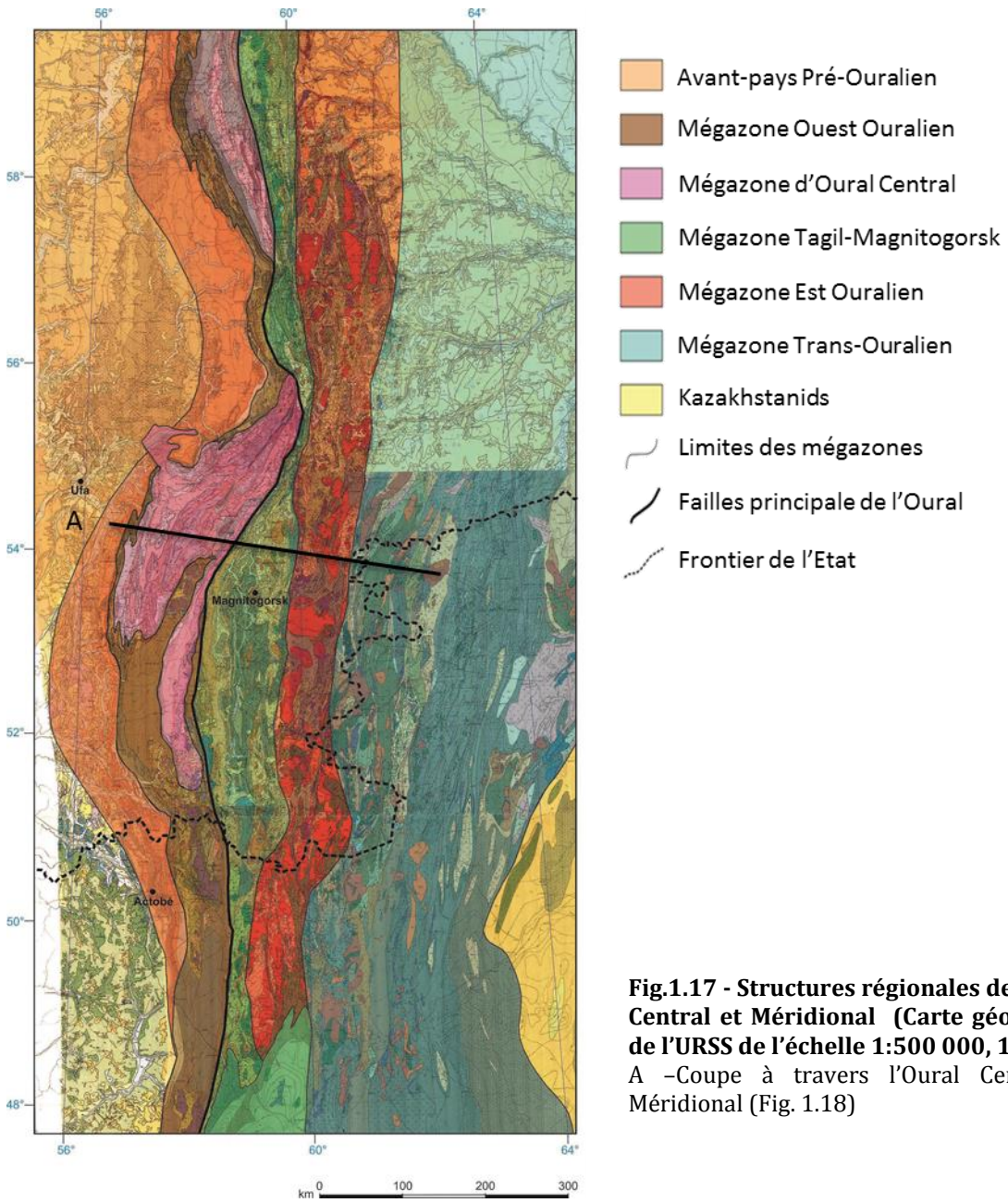


Fig.1.17 - Structures régionales de l'Oural Central et Méridional (Carte géologique de l'URSS de l'échelle 1:500 000, 1979)
A –Coupe à travers l'Oural Central et Méridional (Fig. 1.18)

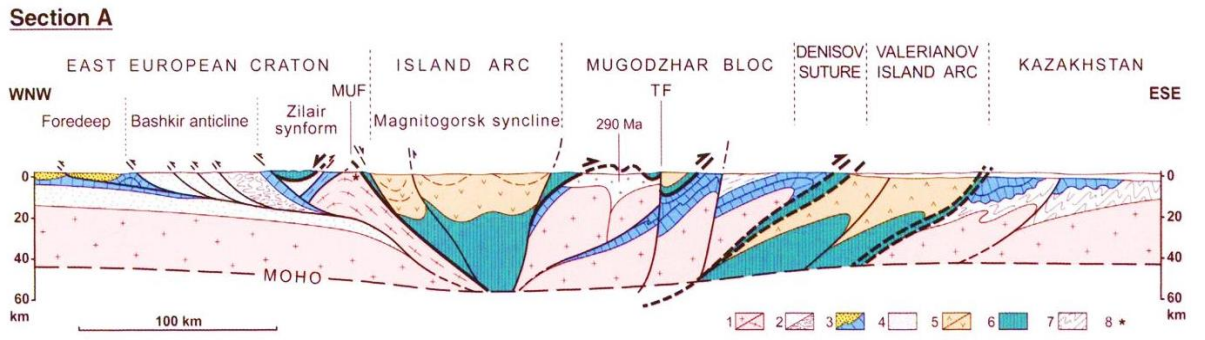
1.3.1.1 Le bassin d'avant-pays

Au Paléozoïque supérieur l'avant-pays ouralien est constitué par un bassin flexural installé sur la plate-forme russe. Le remplissage sédimentaire est principalement constitué de séries flyschoïdes d'âge Carbonifère supérieur à Permien en relation avec la seconde phase de l'orogénèse ouralienne. Ce bassin d'avant pays est limité à l'est par les premiers chevauchements à vergence ouest de la chaîne. Vers l'ouest l'avant-fosse se raccorde au bassin Péri-Caspien. Le point d'inflexion entre ces deux domaines suit la courbure du toit des séries érodées de l'Artinskien.

Des anticlinaux salifères et des diapirs sont caractéristiques de la partie extérieure du bassin. À l'est de cette limite on observe un épaississement important des séries qui s'accompagne de variations latérales de faciès. Les faciès de plate-forme d'âge Asselien-Artinskien passent latéralement à des marnes dans le bassin. Le remplissage du bassin

est alimenté par l'érosion de la chaîne en cours de surrection à l'est (Mizens, 1997 ; Chuvashov, 1998). Dans la partie externe du bassin les séries sont peu ou pas déformées.

Ce bassin d'avant-pays est souvent divisé en deux régions, une partie occidentale remplie par de la molasse (P_3 – T_1), et la partie orientale par un flysch (C_1 – P1).



d'après Matte, 2006

Fig. 1.18 - Coupes schématiques à travers l'Oural Central et Méridional (URSEIS)
D'après Friberg et al. (2002), Kashubin et al. (2006) et Matte, 2006. Localisation Fig. 1.17.
1– Socle archéen ; 2– Sédiments riphéens-vendiens avec ou sans déformation et métamorphisme pré-Paléozoïque ; 3– Molasse d'avant-pays permienne et sédiments marins peu profonds du Paléozoïque inférieur ; 4– Flysch de Zilair du Dévonien ; 5- Arcs volcaniques de Taguil-Magnitogorsk et de Valerienov ; 6- Croûte océanique et manteau ; 7– Séries du Paléozoïque inférieur du Kazakhstan déformées avant le Dévonien ; 8– Faille principale de l'Oural (MUF=Main Uralian Fault) et Faille de Troïtsk (TF)

1.3.1.2 La zone de l'Ouest-Ouralien : La chaîne plissée d'avant-pays

La zone Ouest-Ouralienne représente le bord déformé de la marge orientale de la plaque Baltica. Dans cette zone on distingue des unités autochtones et allochtones. L'autochtone est représenté par des séries métamorphisées précambriennes du socle de la plate-forme recouvertes en discordance par des complexes terrigènes et carbonatés du Paléozoïque constituant la marge passive orientale de la plaque Baltica. L'allochtone forme une grande nappe de charriage à vergence ouest chevauchant cette marge. Il est composé de séries intra-océaniques du Paléozoïque inférieur. On y distingue les zones de Zilair-Sakmarien et de Kraka. L'allochtone Sakmarien est le plus méridional parmi les allochtones de la zone de l'Oural occidental. Il s'étend du nord au sud sur plus de 250 km de long et atteint 30 km de large. Les zones Sakmarien et de Kraka sont séparés par un bassin où s'est déposé un flysch faménnien qui forme actuellement le synclinorium de Zilair. Ce synclinorium est un bassin inversé rempli de flysch d'âge Frasnien supérieur à Faménnien. L'épaisseur de la série sédimentaire dans la partie axiale de ce bassin atteint 6 km selon les données sismiques (Bastida et al., 1997). L'allochtone Sakmarien inclue le massif ophiolitique de Kempirsay (Fig. 1. 19).

Cette étroite ceinture plissée constitue la partie orientale du bassin d'avant pays déformé pendant la propagation vers l'ouest de la chaîne du Carbonifère supérieur au Permien inférieur. Comme cette ceinture plissée intègre des sédiments d'âge Carbonifère supérieur à Trias inférieur, certains auteurs prolongent les déformations dans cette zone jusqu'au Trias inférieur (Kamaletdinov, 1974 ; Zonenshain et al., 1984 ; Puchkov, 1997 ; Brown et al., 1999). Néanmoins, rien n'indique que les déformations du

Permien supérieur, et surtout celles du Trias inférieur, soient liées à la continuation de la même phase tectonique.

Les plis et les chevauchements, orienté N-S à NE-SW, impliquent les sédiments carbonifère supérieur à permien de la plate-forme et de la marge orientale de la plaque Baltique. Les chevauchements généralement à vergence ouest à ouest-nord-ouest sont souvent des réactivations de structures de socles préexistantes (Brown et al., 1999). Les failles de socle parallèles à la chaîne et sont réactivées en chevauchements tandis que les failles obliques rejouent en rampes latérales. Les déformations augmentent modérément vers l'est. C'est dans cette zone, qui affleure dans la région d'Actobé, que l'essentiel de l'étude sédimentologique développée dans ce travail a été effectuée.

1.3.1.3 La zone de l'Oural central

L'Oural central est constitué d'unités métamorphiques charriées sur les séries sédimentaires de la ceinture plissée de la zone Ouest Oural appartenant à la marge européenne (e.g. Dobretsov, 1974 ; Lennykh et al., 1995 ; Hetzel, 1999).

La structure est dominée par un empilement de nappes présentant des lithologies et des niveaux de déformation différents (Zakharov et Puchkov, 1994). Comme dans la zone de l'Oural occidental les chevauchements principaux sont à vergence ouest et généralement d'orientation sub-méridienne. La zone de l'Oural central a été étudiée en détail par Brown et Spadea (1999) et Hetzel, (1999). Les structures de cette zone résultent de la superposition de deux grandes phases de déformations datées du Néoprotérozoïque et du Paléozoïque supérieur. Cette tectonique polyphasée s'exprime aussi dans la composition des sédiments qui montre deux phases de métamorphisme.

Une des unités allochtones contient des schistes bleus. Ces minéraux de haute pression sont interprétés comme résultant d'une subduction vers l'est de la marge continentale orientale de la plaque Europe. Ce métamorphisme de haute pression a été daté à 388-372 Ma (Lennykh et al., 1995 ; Hetzel et Romer, 2000 ; Glodny et al., 2002 ; Leech et al., 2002 ; Brown et al., 2006). L'analyse Rb-Sr sur des micas blancs a montré que ces roches ont été exhumées à la fin du Dévonien vers 360 Ma (Hetzel et Romer, 2000).

1.3.1.4 La Faille principale de l'Oural

Cet accident majeur de la chaîne de l'Oural est considéré comme la suture de l'Océan Ouralien. Il sépare les formations de la marge orientale déformée de la plaque Europe et celle appartenant au domaine océanique paléozoïque situé à l'est. Il est interprété comme reflétant la position de la zone de subduction intra-océanique pré-collision. Beaucoup des roches ultra-mafiques et volcaniques prélevées dans la zone de faille présentent une signature géochimique indiquant la présence d'une zone de supra-subduction (Gaggero et al., 1997; Spadea et al., 2002).

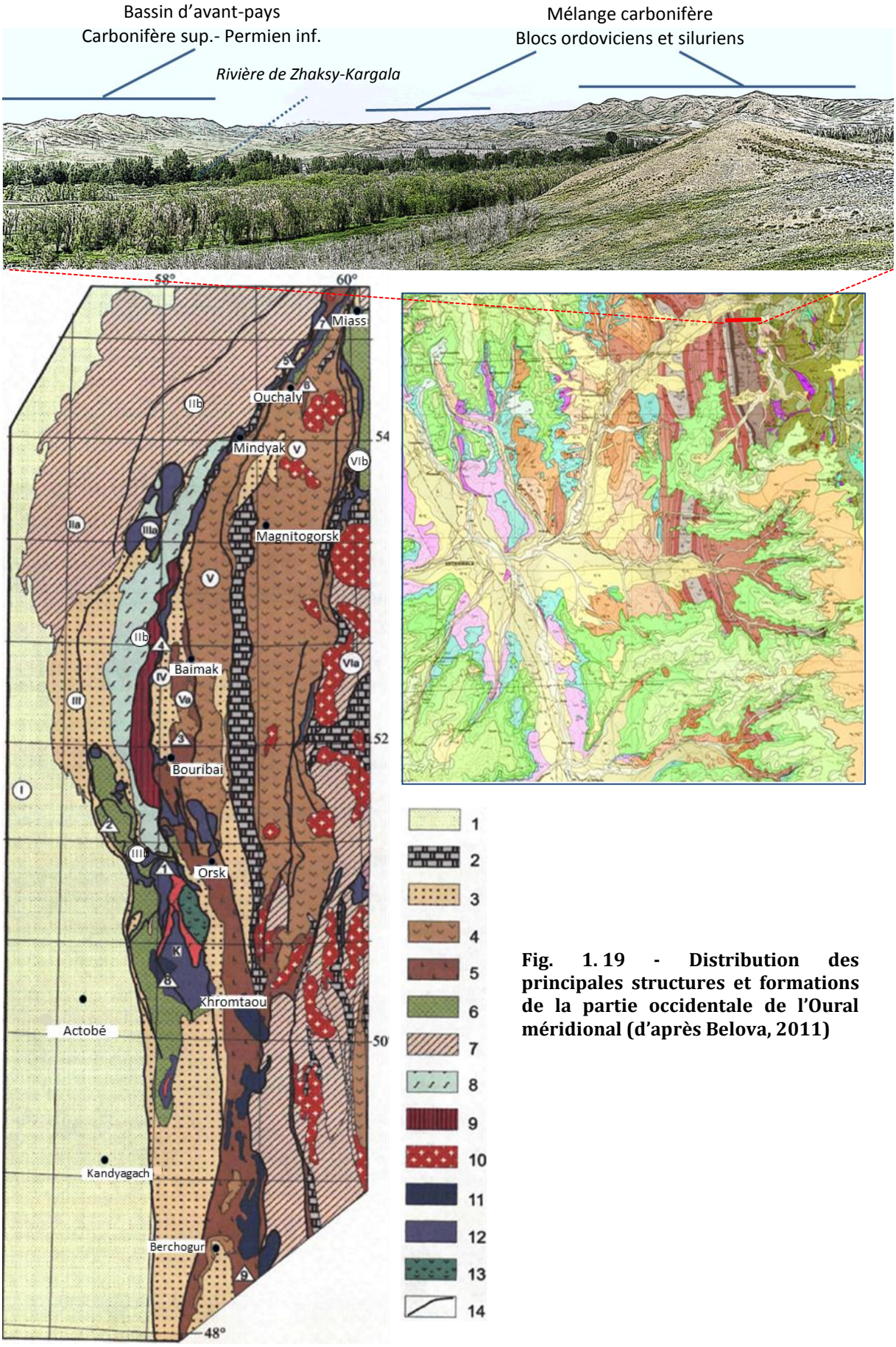


Fig. 1. 19 - Distribution des principales structures et formations de la partie occidentale de l'Oural méridional (d'après Belova, 2011)

1– Flysch permien et carbonifère, formation carbonatée ; 2- Calcaires et formations terrigènes du Carbonifère ; 3- Grauwackes du Faménnien et roches siliceuses sous-jacentes (D_1l-D_3fr) ; 4- Roches volcanique et volcano-clastique d'arc insulaire D_1e-D_3 et série volcanique de rift d'âge C_1 ; 5- Volcanites du Dévonien inf. et complexe associé de dykes parallèles ; 6- Tufs et volcanites de l'Ordovicien, Silurien et Dévonien ; 7- Formation néoprotérozoïques et sédiments carbonatés de l'Ordovicien-Dévonien moyen ; 8- Quartzites schisteuses paléozoïques et partiellement pré-paléozoïques (complexe de Suvanyak) ; 9- Complexe de Maksutovo ; 10- Granites du Paléozoïque moyen-sup. ; 11- Complexe de dykes parallèles ; 12- Complexe mafique-ultramafique et mélange à serpentinique ; 13- Roches volcaniques et volcano-sédimentaires néoprotérozoïques ; 14- limite tectonique. Chiffres : I- Bassin d'avant-pays Pré-Ouralien ; II- Zone de l'Oural Central : Iia- Anticlinorium Bashkirien(IIa), Ouraltau (IIb) ; III- Synclinorium de Zilair : Allochtone de Kraka (IIIa), Allochtone Sakmarienne (IIIb) ; IV- Zone de Prisakmara-Voznesensk ; V- Zone de Magnitogorsk ; Va- Zone d'Aktaou-Tanalyk ; VI- Zone Est-Ouralienne ; Massifs : 1- Khabarninski, 2- Ramazanov, 3- Aktaou-Tanalyk, 4- Chingiz, 5- Akmantaou, 6- Bouidin, 7- Polykov, 8- Kokbekty, 9- Shuyldak ; K- Kempirsay

Les profils de sismique réflexion suggèrent que la faille principale de l'Oural a un pendage est et s'enfonce jusqu'à la croute moyenne (Echtler et al., 1997 ; Knapp et al., 1996). Le mélange est intrudé par un batholite dont la dernière phase de déformation datée à 333 Ma précède une phase de non-déformation datée à 327 Ma (Montero et al., 2000). Cette dernière datation marque la fin de l'activité de la faille principale de l'Oural.

1.3.1.5 La zone de Taguil-Magnitogorsk

La zone de Taguil-Magnitogorsk est un arc volcanique d'âge silurien à dévonien qui appartient au domaine océanique du paléo-océan ouralien (Fig. 1.19). Elle est composée de séries océaniques, volcaniques et volcanoclastiques, et de sédiments du Paléozoïque (Yazeva et al., 1989 ; Seravkin et al., 2003). On y distingue classiquement deux arcs volcaniques distincts : les arcs de Taguil et de Magnitogorsk. Ces arcs volcaniques sont associés à une zone de subduction intra-océanique à vergence est. L'arc de Taguil, situé plus au nord dans l'Oural central et septentrional, est plus ancien (Puchkov, 2000). Il ne fait pas partie de la zone d'étude où seul l'arc de Magnitogorsk est présent.

Dans l'Oural méridional la zone de Magnitogorsk forme la zone axiale de la chaîne. Vers l'ouest, la limite de cette zone correspond à l'alignement des chevauchements majeurs de l'Oural qui ont des pendages de 46°à 60° vers l'est (Puchkov et al., 2001). Vers l'est, cette zone est limitée par des failles à pendages ouest de 40°à 45° (Tevelev et Kocheleva, 2002). Sous la zone de Magnitogorsk, la croûte est plus épaisse que sous les zones voisines. Elle atteint, selon les données géophysiques, 45 km à 60 km d'épaisseur (Fig. 1.17).

L'arc de Magnitogorsk est particulièrement bien préservé. Sa partie la plus ancienne, qui affleure dans l'Oural méridional, est constituée de roches volcaniques, pyroclastiques, tuffacées et volcanoclastiques datées de l'Emsien. Une caractéristique remarquable de cette zone est la déformation relativement faible des séries volcano-clastiques la constituant qui a permis une étude stratigraphique détaillée et donc de dater les évènements tectoniques. La géochimie des roches volcaniques et les fossiles trouvés dans les niveaux de radiolarites intercalés ont montré que l'arc s'est formé pendant le Dévonien (Maslov et al., 1993 ; Yazeva et Bochkarev, 1998; Spadea et al., 2002).

Brown et al. (2001) ont pu étudier en détail le bassin d'avant-arc qui s'est développé du Dévonien moyen au Dévonien supérieur. La série sédimentaire préservée, épaisse d'environ 5 km, n'est pas métamorphisée. La série est constituée par des sédiments

volcanoclastiques d'âge Givétien à Famménien qui recouvrent les édifices volcaniques. Les déformations sont dominées par une série de plis irréguliers d'axes N-S juxtaposés par des chevauchements. La structure de la zone est marquée par des chevauchements à double vergence. L'âge de la tectonique est déterminé par des structures synsédimentaires qui sont particulièrement abondantes dans les sédiments du Dévonien moyen à supérieur (Brown et al., 2006). Les sédiments du bassin d'avant-arc sont recouverts par des conglomérats et des calcaires du Carbonifère inférieur et traversé par des dykes gabbroïques du Carbonifère moyen-supérieur.

1.3.1.6 La zone Est-Ouralien

Cette zone comprend des roches océaniques et d'arcs insulaires, des granites et des gneiss, ainsi que des roches précambriennes probablement issues d'une croûte continentale. Ces roches ont été métamorphisées à divers degrés. Certains sédiments sont notamment peu ou pas métamorphisés.

Cette zone est souvent considérée comme une zone décrochante car elle est séparée de la zone de Magnitogorsk par la zone de cisaillement de Davydov.

La différenciation d'une zone Est-Ouralienne repose sur la présence de complexes métamorphiques du Précambrien, représentants hypothétiques de fragments de croûte continentale (Puchkov, 2000). Structuralement, cette zone est une antiforme en forme de dôme (Tevelev et al., 2006). La partie centrale est composée de roches métamorphiques du Précambrien recouvertes en discordance par des sédiments paléozoïques. La couverture sédimentaire est composée de grauwackes de l'Ordovicien inférieur recouvertes par des arkoses de l'Ordovicien moyen datées par la biostratigraphie.

La partie centrale de la zone Est-Oural est marquée par l'existence de plutons granitiques qui forment « l'axe granitique de l'Oural ». Ces granitoïdes sont datés carbonifère supérieur à Permien (330 à 265 Ma) d'après plusieurs auteurs (Puchkov et Ivanov, 1985 ; Fershtater et al., 2006 ; Bea et al, ,1997 , 2002 ; Kisters et al., 2000 ; Friberg et al., 2002 ; Görz et al., 2004, 2009). Sur le territoire du Kazakhstan cette zone est représentée par l'ensemble métamorphique de Taldyk et la synforme de Buruktal qui comporte des ophiolites et des séries volcano-clastiques du Dévonien, et des sédiments volcaniques d'âge de l'Ordovicien au Carbonifère déposés dans une série de grabens (d'ouest en est de Balkymbai, Starokarabutak et Uimol).

1.3.1.7 La zone Trans-Ouralienne

La zone Trans-Ouralienne est la plus orientale et la plus enfouie des Ouralides. Elle est constituée de complexes volcano-plutoniques carbonifères, d'écailles de matériel ophiolitique, de sédiments attribués au continent kazakh et de roches de hautes pressions (Puchkov, 1997, 2000).

Des forages ont traversé des séries océaniques du Dévonien et du Carbonifère ainsi que des formations volcano-plutoniques d'âge Carbonifère inférieur-moyen associées aux derniers épisodes de la subduction. La présence de dépôts permiens est controversée (Chuvashov et al, 1984).

La question des relations de cette zone avec le continent Kazakh reste un point de controverse. En effet, aucune formation pouvant être attribuée sans équivoque aux Kazakstanides n'a été trouvée. Le contact entre les zones Est-Oural et Trans-Ouralienne est seulement visible dans l'Oural méridional où il est souligné par un mélange à serpentine. Sur le territoire du Kazakhstan cette limite n'affleure pas. Elle pourrait se poursuivre sous la couverture sédimentaire Méso-Cénozoïque du bassin de Turgaï (Puchkov, 2000).

1.4 Stratigraphie : caractéristique des litho-faciès du Mougodjar

Dans la littérature récente la chaîne de l'Oural est généralement divisée en deux secteurs principaux correspondant (1) au domaine continental occidental, et (2) à la zone océanique oriental. Dans le domaine continental, qui nous intéresse principalement dans ce travail, les formations du Paléozoïque sont représentées par les séries de la marge passive de la plaque Baltica. Par contre, le domaine océanique est constitué de formations paléozoïques appartenant à un arc insulaire et à une croute océanique avec sa couverture sédimentaire. Cette division continent-océan est conventionnelle. Dans la configuration structurale actuelle de la chaîne, les séries allochtones largement développées à l'est, s'imbriquent souvent avec les domaines paléo-continentaux, paléo-océaniques et paléo-insulaires.

Cette synthèse stratigraphique régionale s'appuie sur l'étude des données de sub-surface disponibles et sur des publications et des rapports des organismes géologiques du Kazakhstan et de la Russie, puis de l'URSS. Une masse de donnée provient des projets cartographiques (cartographie au 1:500 000 et 1:200 000) développés au cours des années 1960-1980. Nous avons également utilisé des données plus récentes issues de la littérature scientifique, de rapports confidentiels fournis par la société Total et des travaux de terrain.

1.4.1 L'avant-pays Pré-Ouralien

La succession stratigraphique de l'avant-pays Pré-Ouralien comprend de bas en haut : (1) les formations métamorphiques du socle d'âge archéen et protérozoïque, (2) des sédiments carbonatés et terrigènes du Paléozoïque qui forment les plis frontaux de l'Oural qui s'amortissent vers l'ouest sur la plateforme russe, et (3) des dépôts sub-horizontaux principalement continentaux du Mésozoïque et du Cénozoïque (Fig.1.20).

L'épaisseur de la couverture sédimentaire paléozoïque de l'avant-pays augmente régulièrement d'ouest en est vers la chaîne de l'Oural. L'épaisseur totale des dépôts paléozoïques est de 4500 m à 5000 m. Dans certains secteurs, où les roches carbonatées et les évaporites sont développées, son épaisseur peut atteindre 7000 m.

La couverture mésozoïque est largement répandue dans la chaîne. Dans la moitié septentrionale du Mougodjar elle est fragmentaire car probablement érodée, alors qu'au sud elle représente une série de plus de 5 km d'épaisseur. Le Néogène est présent dans les vallées des grands fleuves et de leurs affluents. Le Quaternaire pelliculaire est développé sur l'ensemble de la région. Il est représenté par différents types de dépôts continentaux fluvio-lacustres (alluvions, sédiments lacustres, paléosols, etc.).

L'Archéen

Le socle cristallin d'âge archéen-protérozoïque n'affleure pas dans la zone d'étude. Les données géophysiques montrent que la profondeur du toit du socle cristallin dans la zone septentrionale est probablement à 10 km (Fig. 1. 20). Les puits forés à proximité de la zone d'étude ayant atteint le socle indiquent qu'il est composé de schistes cristallins, de gneiss, d'amphibolites et de roches intrusives acides et basiques métamorphisées recoupées par des dykes de diabase datés du Précambrien supérieur.

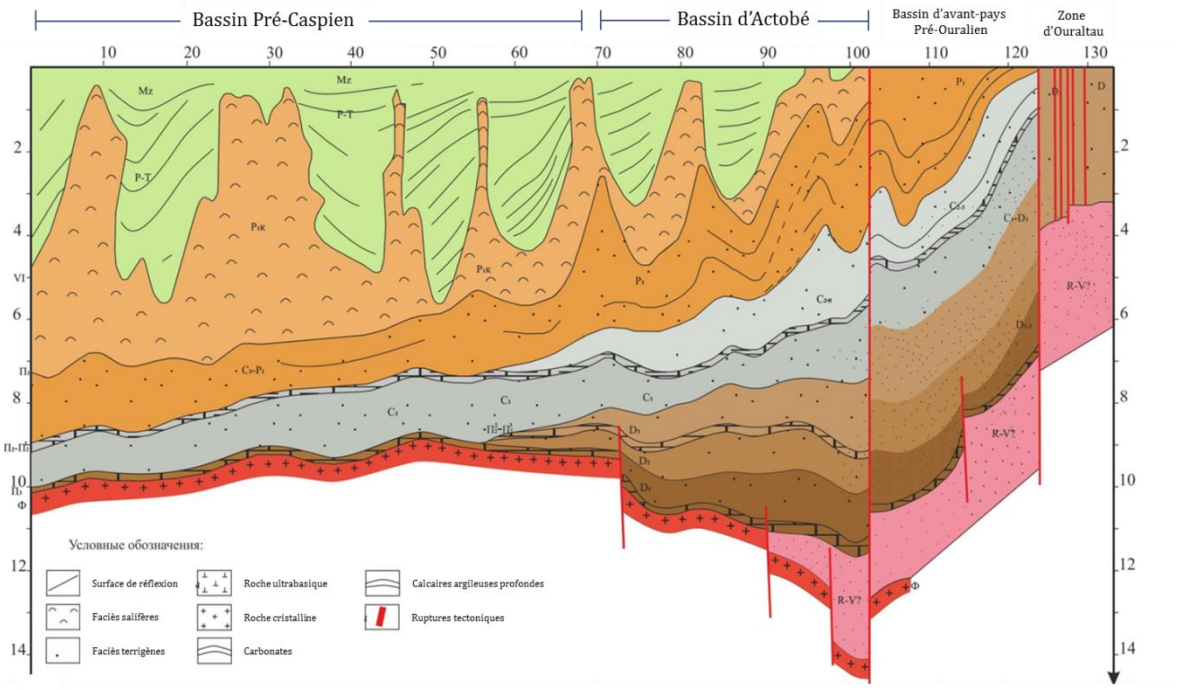


Fig. 1.20 - Coupe géologique établie à partir du profil sismique 9104 (d'après Khan, 1996)

Le Néoprotérozoïque

Les dépôts d'âge néoprotérozoïque n'ont pas été traversés par forage dans la zone examinée. Selon des études géophysiques les faciès terrigènes du Néoprotérozoïque seraient plus développés dans partie orientale du bassin Pré-Caspien. À la base du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien leur épaisseur peut atteindre 1,5 km à 2 km (Grunis, 2012).

Le Paléozoïque inférieur

Les sédiments du Cambrien et de l'Ordovicien n'affleurent pas dans la zone Pré-Ouralienne. Ils ont été décrits dans la zone de mélange marquant la limite entre l'avant-pays et la zone Ouest-Ouralienne dans la vallée des rivières Zhaksy-Kargala et Aidarlyacha (Fig. 1.19 et 1.21). L'Ordovicien et le Silurien y sont représentés par des brèches, des basaltes et des porphyrites. Des calcaires cambriens sont connus dans la zone de Sakmarie dans l'Ouest Ouralien. Ils ont été interprétés par Puchkov (2000) comme des olistolithes issus de la plate-forme démantelée au Cambrien-Ordovicien par l'érosion pendant la phase de soulèvement associée au rifting.

Les dépôts de la période ordovicien-dévonien inférieur sont supposés être très développés, par analogie avec la dépression voisine de Mrakov situé plus au nord où les séries de l'Ordovicien-Dévonien ont été atteintes par un forage profond. Ils sont représentés par une série carbonatée et terrigène. Les données sismiques montrent que ces dépôts peuvent atteindre 1500 m d'épaisseur dans le bassin Pré-Caspien. Vers l'est leur épaisseur diminue. Elle ne dépasse pas 100-150 m dans la zone d'avant-pays.

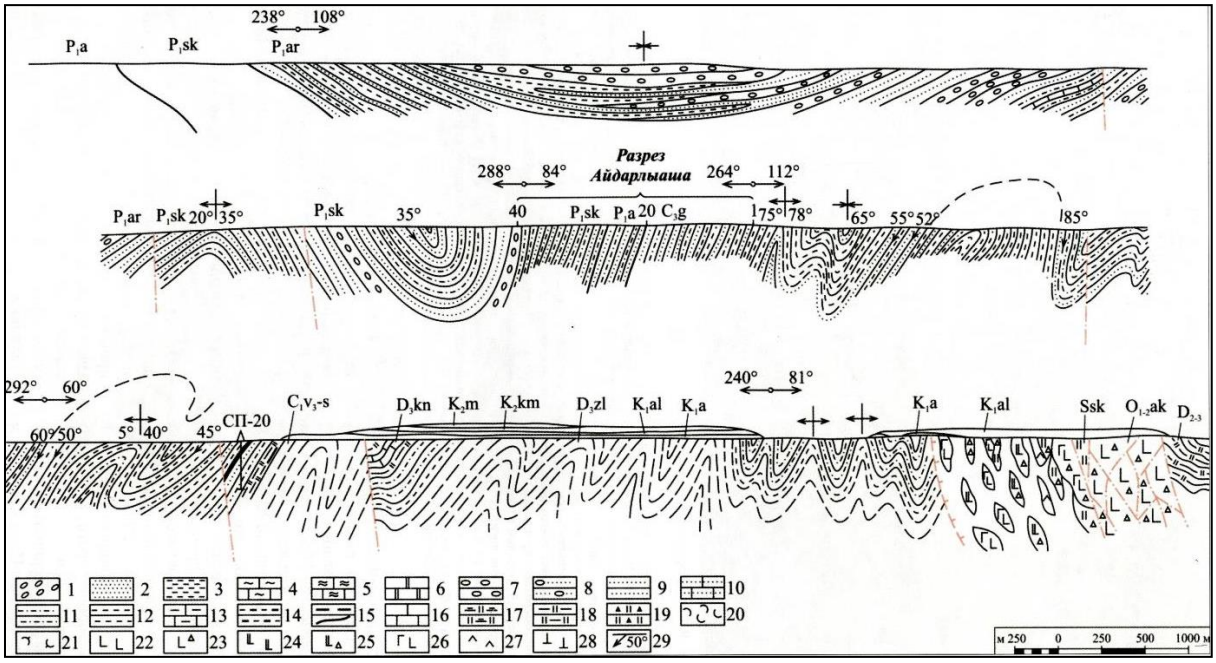


Fig. 1.21 – Coupes schématiques des vallées des rivières Aidarlyacha et Schyntemir
O_{1-2}ak – Ordovicien inférieur-moyen (série d'Akai) ; Ssk – Silurien (série Sakmarien) ; D_{2-3} – Dévonien moyen-supérieur ; D_3zl – Dévonien supérieur (série de Zilair) ; C_1v-s – Carbonifère inférieur (Viséen-Serpukhovien) ; C_3g – Carbonifère supérieur (Gzhelien) ; P_1 – Permien inférieur : P_1a – Asselien ; P_1sk – Sakmarien ; P_1ar – Artinskien ; 1-Galets ; 2-Sables ; 3-Argiles ; 4-Marno-calcaires ; 5-Marnes ; 6-Grès; 7-Conglomérats ; 8-micor-conglomérats ; 9-Grès ; 10-Grès carbonatés ; 11-Siltites ; 12-Argilites ; 13-Calcaires argileux ; 14-Argilites alternant avec des sidérites ; 15-schistes bitumineux ; 16-Calcaires ; 17-Schistes charbonneux et argilo-siliceux ; 18-Schistes argilo-siliceux ; 19-Brèches siliceuses ; 20-Tufs basiques ; 21-Tuffites ; 22-Basaltes ; 23-Brèches basaltiques ; 24-Porphyrites diabasiques ; 25-Brèches de porphyrites diabasiques ; 26-Gabbro-diabases ; 27-Dacites ; 28-Serpentinites ; 29-Pendage. D'après Korobkov et al., (2012)

Le Dévonien

Dans l'avant-pays le Dévonien est seulement connu par forage et pour cette raison peu étudié. Les forages profonds sont plus nombreux dans la région du môle de Temir (Fig. 1.22). Dans ce secteur les plis sont peu marqués et s'amortissent graduellement vers la plate-forme. Les puits ont recoupé des formations d'âge dévonien supérieur à permien.

Les dépôts du *Dévonien moyen* (Eifelien) sont représentés par des calcaires à biohermes, recristallisés et fracturés. Ces fractures sont souvent remplies de bitume. La série eifélienne atteint plus de 300 m d'épaisseur (Rapport de Boyko, 2005). Le Givétien n'a pas été découvert.

Le *Dévonien supérieur* repose en discordance sur l'Eifelien. Il est représenté par des dépôts du Frasnien et du Famennien. Au nord de la région d'Actobé, dans le Pré-Oural

d'Actobé, le Dévonien supérieur est constitué de calcaires, d'argiles, de silts et de grès. Ces séries sont riches aux fragments de bois et de plantes.

Au sud dans la région de Temir, où le bassin d'avant-pays passe graduellement à la plate-forme, le Frasnien est constitué de calcaires gris-brunâtres à biohermes, localement recristallisés, compacts, durs et massif. Cette série atteint 300 m d'épaisseur. La lithologie du Faménnien est semblable à celle du Frasnien. Il s'agit de calcaires gris, épais de 120 m environ, de clastiques bréchifiés et biomorphiques, renfermant des algues et des foraminifères. Ces calcaires ont été forés à 6000 m de profondeur. Dans cette région les formations indifférenciées d'âge faménnien supérieur à carbonifère inférieur sont très développées et bien connues comme la série d'Izimbet. On y distingue 3 facies principaux: argilo-gréseux, argileux avec des brèches de pente, et argilo-silteux gris foncé à noir, lardés de lits de tufs gréseux. Ces roches sont riches en débris organiques charbonneux. La formation d'Izimbet dépasse les 2000 m d'épaisseur. Cette série est l'équivalent de la formation de Zilair, d'âge dévonien supérieur à viséen, connue dans l'Oural occidental.

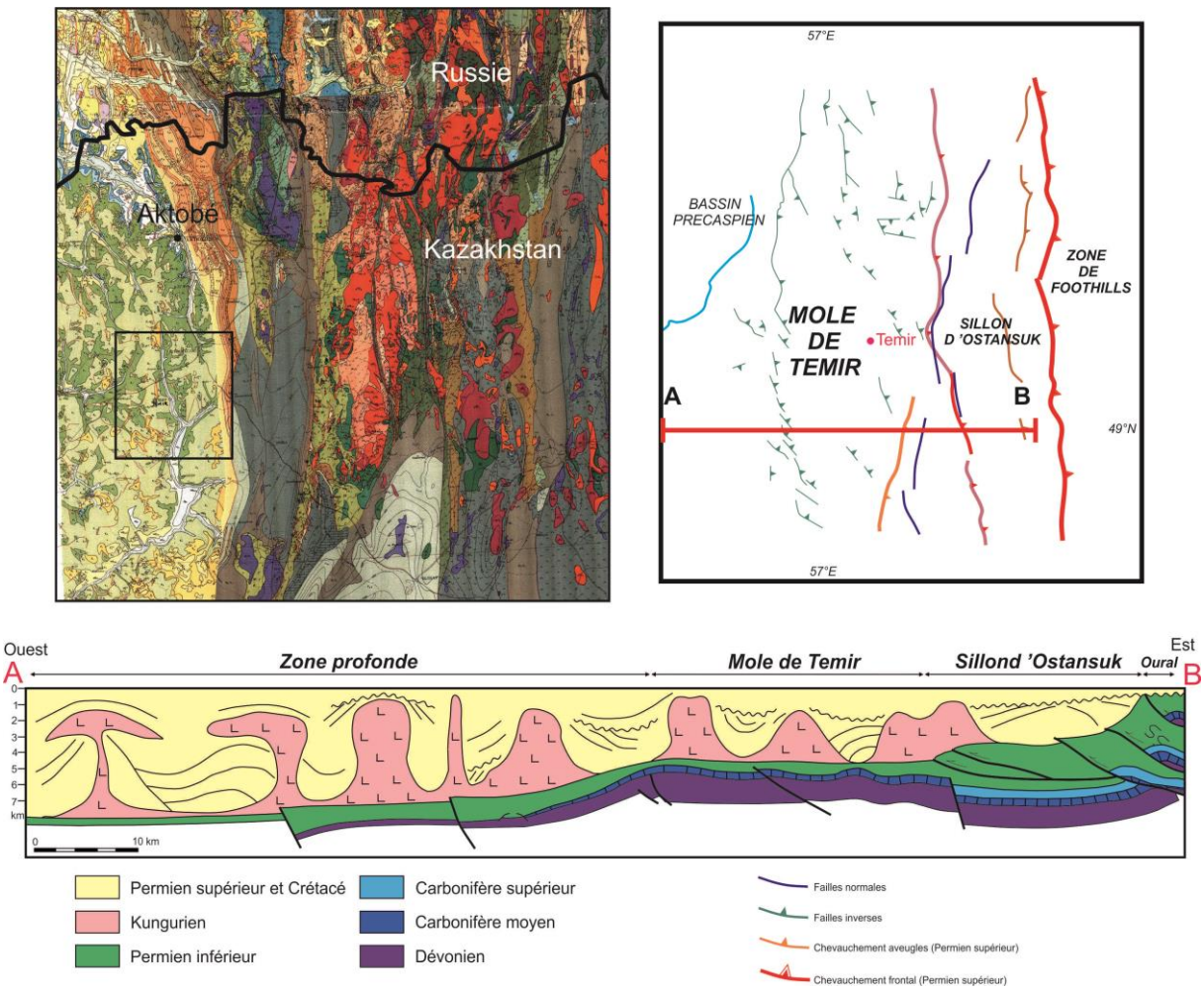


Fig. 1.22 – Le môle de Temir

A : Localisation du môle de Temir sur la carte géologique du Mougodjar ; B : Schéma structural du môle de Temir montrant les principales failles normales d'âges dévonien à carbonifère et le front de déformation (en rouge) ; C : coupe géologique schématique Est-Ouest à travers le môle de Temir

Ainsi, les conditions de sédimentation sur la plate-forme continentale peu profonde étaient favorables au dépôt de sédiments carbonatés et au dépôt de séries organiques. Ces séries passent vers l'ouest dans le centre du bassin péri-Caspien à des dépôts de faible épaisseur. Sur le haut-fond de Temir, de direction sub-méridienne, une sédimentation carbonatée s'est également développée. Ce haut-fond carbonaté était bordé de tous côtés par des reliefs sous-marins, empêchant le matériel détritique de s'y déposer, ce qui explique l'absence de dépôt terrigène.

Le Carbonifère

Les dépôts terrigènes du Paléozoïque supérieur de l'Ouest-Ouralien débutent à la fin du Carbonifère dans l'avant-pays et se sont développés jusqu'au Permien inférieur. Ces séries ont été étudiées systématiquement au siècle dernier à partir des années 1940. Les sédiments du Carbonifère et du Permien composants le bassin d'avant-pays sont caractérisés par des variations de lithologie, d'épaisseur, de structure et également de teneur en matière organique. Ces variations ne sont pas incohérentes. En effet, les sédiments les plus grossiers, contenant souvent une grande quantité de conglomérats, sont observés à l'est de la zone. Vers l'ouest la granulométrie du matériel détritique diminue progressivement (dépôts d'argile, calcaires marneux et calcaires). La stratigraphie générale du Permo-Carbonifère du Mougodjar est présentée dans le tableau 1.1.

Carbonifère inférieur. Au Kazakhstan, dans le bassin d'Actobé, le Carbonifère inférieur est représenté par un faciès terrigène et siliceux rencontré à environ 3000 m de profondeur en forage et ayant 200-250 m d'épaisseur. Dans la série du Carbonifère inférieur on observe également des lentilles de calcaires intercalées de 10 m à 12 m d'épaisseur (Fig. 1.23). Vers le nord au niveau de la rivière Belaya (en Russie) les faciès terrigènes passent latéralement à des carbonates. À l'est de l'anticlinorium de Bashkirie, le Carbonifère inférieur est déjà essentiellement constitué par des calcaires. Vers le sud du bassin d'Actobé, dans le secteur de Temir, des puits ont atteints le Viséen constitué de carbonates bréchiques de 60 m à 400 m d'épaisseur.

Dans le secteur de Temir des constructions organiques plus épaisses se sont développées sur les bordures occidentale et orientale du haut-fond. Au-dessus, des carbonates de plate-forme serpukhoviens se sont déposés.

Fig. 1.23 – Calcaire du Carbonifère inférieur (Viséen) dans la vallée de la rivière Kiya (Mougodjar NW)

Carbonifère moyen. La présence du Carbonifère moyen dans le territoire du Pré-Oural d'Actobé est attestée par très peu données et nécessite une vérification. Ainsi au sud dans le secteur de Temir les sédiments bashkiriens et moscoviens sont peu développés. Le Bashkirien, présent dans de rares puits, est constitué de calcaires gris, gris-brunâtres, biogéniques, et oolitiques, épais de 120 m à 200 m. Le Moscovien est transgressif. La partie supérieure du Bashkirien et du Moscovien est souvent manquante. Des calcaires gris, biogéniques contenants des intercalations d'argiles carbonatées ont été découverts dans certains puits. Leur épaisseur varie de 8 m à 25 m.

Carbonifère supérieur. Dans le bassin d'avant-pays d'Actobé les dépôts du Carbonifère supérieur ne sont visibles que dans de rares affleurements. Ils ont également été découverts dans plusieurs puits. Le long de la rivière Aidarlycha une coupe de 180 m de Carbonifère supérieur a été étudiée (voir chapitre 2). Elle est constituée d'une épaisse série de flysch caractérisée par un passage latéral de faciès et une diminution considérable de la granulométrie. L'épaisseur total du Carbonifère supérieur dépasse 700 m. La série terrigène et carbonatée du Carbonifère supérieur – Permien inférieur est un flysch biodétritique (Khvorova, 1961 ; Melamud, 1981).

Sur le haut-fond Temir les sédiments du Carbonifère supérieur sont absents sauf dans sa partie orientale dans la dépression d'Ostansuk où a été découverte une série terrigène de cet âge ayant 500 m à 1000 m d'épaisseur.

Période / âge		Lithologie	
Permien	Kungurien	Grès, argiles, calcaires, sulfates (265-400 m)	
		Grès, argiles, parfois des gypses (65-430 m)	
	Artinskien	Grès, argiles, conglomérats (200-500 m)	
		Grès, argiles, calcaires, conglomérats (400-600 m)	
	Sakmarien	Grès, argiles, les bandes de calcaires, conglomérats (200-500 m)	
		Grès, argiles, conglomérats (200-500 m)	
	Asselien	Grès, argiles, conglomérats (250-300 m)	
		Grès, conglomérats, calcaires, argiles jusqu 'à 400 m	
Carbonifère	Gzhélien	Grès, argiles, calcaires, conglomérats, brèches (150-240 m)	
		Grès, argiles, calcaires, brèches (110-300 m)	
	Kasimovien	Argiles, grès, calcaires, brèches (540 m)	Conglomérats, grès, argiles, calcaires, (260 m)
		Argiles, grès, calcaires, (360 m)	
	Moscovien	Conglomérats, grès, calcaires, (600 m)	
		Grès, argiles, conglomérats jusqu 'à 450 m	
	Bashkirien	Calcaire, argiles (? m)	

Tableau 1.1 - Corrélation des principales coupes du bassin Pré-Ouralien d'Actobé

Au Carbonifère inférieur les conditions de sédimentation étaient complexes sur la marge orientale de la plate-forme sur le continent Baltica. Cette période est caractérisée par une vaste régression (Grunis, 2012). Les dépôts comprennent d'épaisses séries terrigènes avec un apport détritique important dans le bassin Pré-Ouralien d'Actobé. Localement dans des zones protégées des séries purement carbonatées se sont déposées comme sur le haut-fond de Temir. Sur ce haut-fond les conditions de sédimentation étaient celles d'un milieu marin peu profond dans un contexte tectoniquement stable. Un point important de la sédimentation carbonifère est le développement d'algues bleues-vertes et vertes à l'origine de la formation des calcaires biogéniques de biohermes.

Au Carbonifère moyen la sédimentation s'est développée dans un milieu marin à salinité normale. La base du Bashkirien est représentée par des carbonates qui renferment des nodules et des stromatolithes typiques d'un environnement peu profond. Le Moscovien inférieur est caractérisé par des changements fréquents d'environnements en fonction des fluctuations du niveau marin.

Au Carbonifère supérieur la sédimentation est passée à un environnement peu profond dans un contexte tectoniquement calme de plate-forme continentale. Des faciès fins argilo-gréseux avec un apport de matériel détritique grossier se sont déposés dans la partie orientale du bassin la plus proche de la chaîne en surrection.

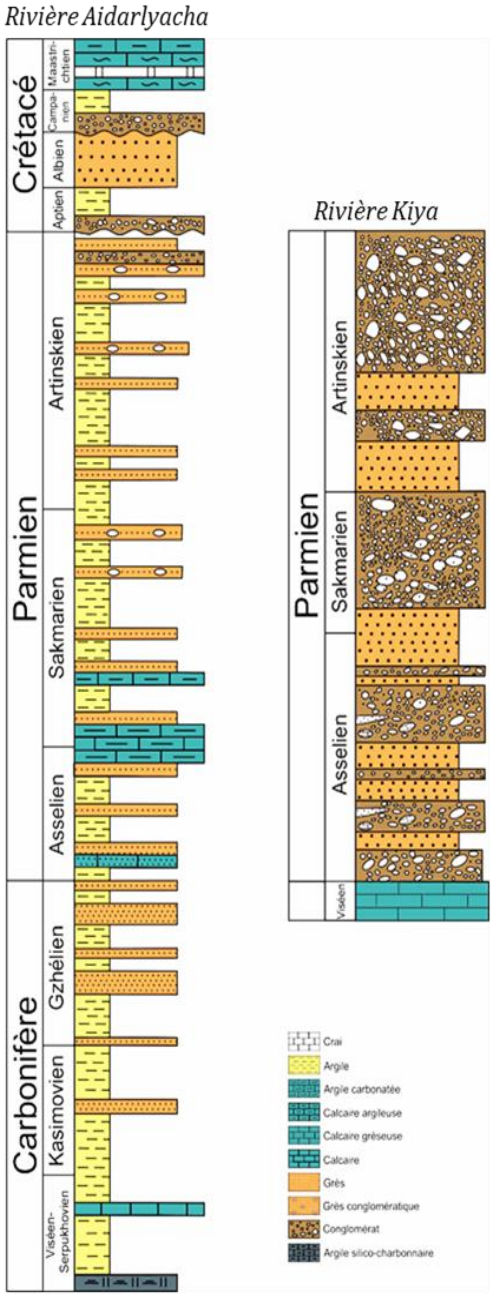


Fig. 1.24 – Colonnes stratigraphiques simplifiées des coupes d'Aidarlyacha et de Kiya dans le bassin d'avant-pays d'Actobé (d'après Korobkov et al., 2012)

<u>*Le Permien*</u>

Permien inférieur. Dans le Pré-Oural d'Actobé les séries du Permien inférieur sont beaucoup plus développées que celles du Carbonifère. Le Permien comprend quatre étages : Asselien, Sakmarien, Artinskien et Kungurien. Les conditions d'affleurement étant convenables, le Permien inférieur a pu être étudié en surface : 9 coupes d'une épaisseur totale de près de 1000 m (voir Chapitre 2).

L'Assélien, très répandu dans la région d'Actobé, affleure dans de petites falaises le long de plusieurs cours d'eau (Tabantal, Aidarlyacha, Sholaksay, Ortacha, Schandy, Zhaksykargala, Tandy, Kiya, Santas, etc…) et est aussi connu en forage. Pendant cette période les structures et la lithologie des sédiments varient considérablement d'est en ouest, comme l'épaisseur de la série (de 150 m à 875 m). Dans le Pré-Oural d'Actobé l'Assélien est composé en

majorité de sédiments argilo-gréseux gris (Tableau 2). Cependant, de fréquentes variations de faciès ont été observées. Dans certaines coupes des sables et des conglomérats ont été rencontrés, ainsi que des blocs, des lentilles et des olistolithes de calcaires (Fig. 1.24). Ces calcaires affleurent sur le flanc occidental de l'anticlinal de Belogorskii dans une carrière en exploitation (Fig. 1.25). Sur le flanc est les sédiments asséliens sont constitués d'argiles, de grès et de conglomérats dont l'épaisseur est d'environ 640 m, et par des intercalations de grès, d'argiles et de calcaires de 875 m d'épaisseur sur le flanc ouest. Il faut noter qu'en Russie, à 300 km environ au nord de la frontière du Kazakstan, à l'ouest de l'anticlinal de Bachkirie (près de la ville de Sterlitamak), les bioconstructions carbonatées sont beaucoup plus développées que dans la région d'Actobé. Ils occupent une position transitoire entre les dépôts carbonatés de la plate-forme russe et les dépôts terrigènes du bassin d'avant-pays (Vennin, 1996). Les bioconstructions se localisent dans une bande sub-méridienne, d'environ 250 km de long et 50 km de large, située dans la partie centrale de l'Oural méridional (Fig. 1.26). Elles s'étagent du Carbonifère supérieur au Permien inférieur. Vennin (1996) a mis en évidence une migration de ces ceintures carbonatées bioconstruites de l'est vers l'ouest en relation avec la migration vers l'ouest de la collision et du bassin d'avant-pays pendant cette période (Fig. 1.27). Au cours du Carbonifère supérieur la marge orientale de la plate-forme russe est caractérisée par une morphologie de rampe carbonatée (Fig. 1.27) où les sédiments carbonatés sont progressivement remplacés par des dépôts turbiditiques de bassin (Vennin, 1996). À partir du Permien inférieur la plate-forme est affectée par une tectonique extensive génératrice de horsts et de grabens (Fig. 1.28), probablement en relation avec la flexuration de la plate-forme. C'est la période d'apogée des bioconstructions qui atteignent alors leurs dimensions maximales (Vennin, 1996). La migration vers l'ouest reprend à l'Artinskien avec le retour d'une dynamique de rampe carbonatée et le comblement du bassin par des dépôts turbiditiques.

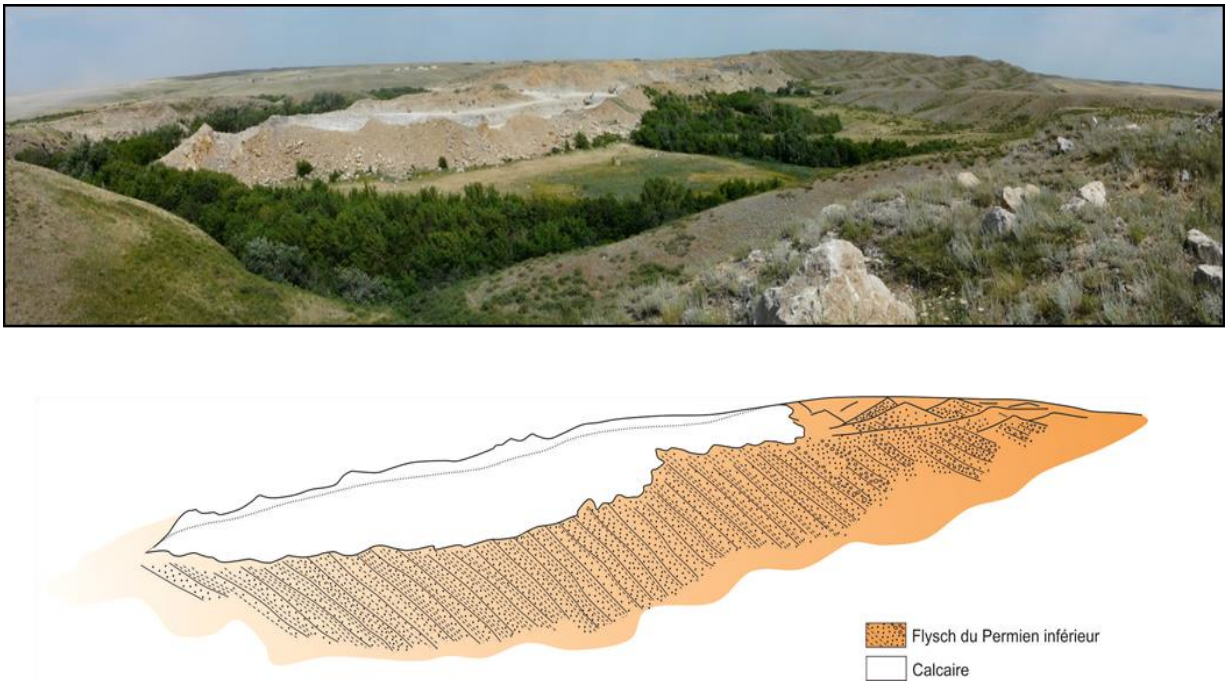


Fig. 1.25 – Panorama de la carrière de Belogorskii avec la lentille de calcaire du Permien inférieur

En Russie, à proximité de la ville de Sterlitamak, les soulèvements cénozoïques ont porté les récifs asséliens à l'affleurement où ils ont pu être étudiés. Dans la partie nord de l'Oural méridional les récifs affleurent dans le massif de Douvan où ils forment 8 grands corps récifaux dont l'un d'entre eux atteint 820 m d'épaisseur (Lozin, 1994). Ces récifs atteignent généralement 250 m à 500 m d'épaisseur. Les récifs bordant le bassin de Belskaya au nord et au sud de la ville de Sterlitamak sont recouverts par les évaporites du Kungurien.

Dans la plate-forme russe ces évaporites constituent souvent la fermeture des gisements pétroliers. Ces constructions récifales sont étrangement peu développées dans le bassin d'Actobé où les séries d'âge carbonifère supérieur à permien inférieur sont essentiellement représentés par des faciès flyschoïdes. Puchkov (2000) suppose que dans le sud de l'Oural méridional la même chaîne des récifs se raccorde en profondeur vers le sud-ouest avec les récifs qui bordent au nord-est le bassin Pré-Caspien.

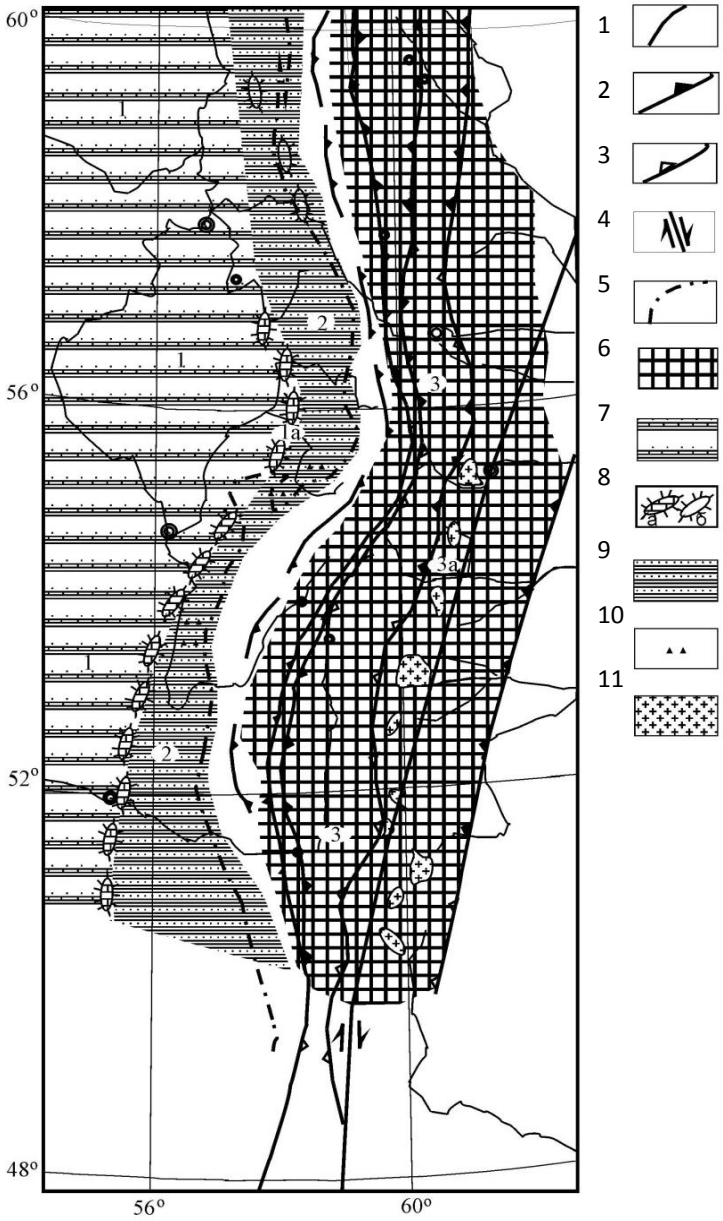


Fig. 1.26 - Schéma des principales zones de faciès de l'Oural méridional au Permien inférieur (d'après Puchkov, 2000)

1 : Zone de Bel'skaya, (1a–sous-zone de récif ; 2 : Bassin d'avant-pays Pré-Ouralien ; 3 : Oural méridional (3a–Axe de granite de l'Oural)

1 –3 Limites des zones tectoniques : 1–Direction de rapprochement ; 2, 3–Limites tectoniques avec la direction de rapprochement : 2-Accident actif ; 3–Inactif ; 4–failles ; 5–Limite occidentale de la zone Ouest Oural ; 6-Soulèvements prolongés ; 7–Plateau continental peu profond ; 8–Récif ; 9–Flysch ; 10–Olisthostromes ; 11–Intrusions granitiques

Dans certains puits du haut-fond de Temir l'Assélien et le Sakmarien sont indifférenciés dans une série terrigène dans laquelle les roches argileuses représentent 80% des dépôts. Dans plusieurs puits la série de l'Assélien-Sakmarien est constituée de calcaires de 20 m à 90 m d'épaisseur. L'épaisseur de l'Assélien varie de 70 m à 265 m.

Le Sakmarien. Les sédiments sakmariens sont principalement constitués de faciès terrigènes grisâtres très proches de ceux de l'Assélien. Dans certaines coupes ils forment avec ces derniers une seule formation terrigène indifférenciée. Un bon exemple est la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) où le passage Permien-Carbonifère est décrit en détail dans le chapitre 2 (Fig. 2.19). Dans cette coupe les sédiments sakmariens sont caractérisés par un changement latéral de faciès. Les clastiques grossiers (conglomérats, graviers) passent latéralement à des faciès fins (argilo-gréseux, partiellement carbonatées) (Fig.1.24). L'épaisseur totale de l'étage atteint 1000 m. Au sud le Sakmarien a été traversé par un grand nombre des puits. Il est représenté par des faciès terrigènes essentiellement argileux d'environ 250 m d'épaisseur.

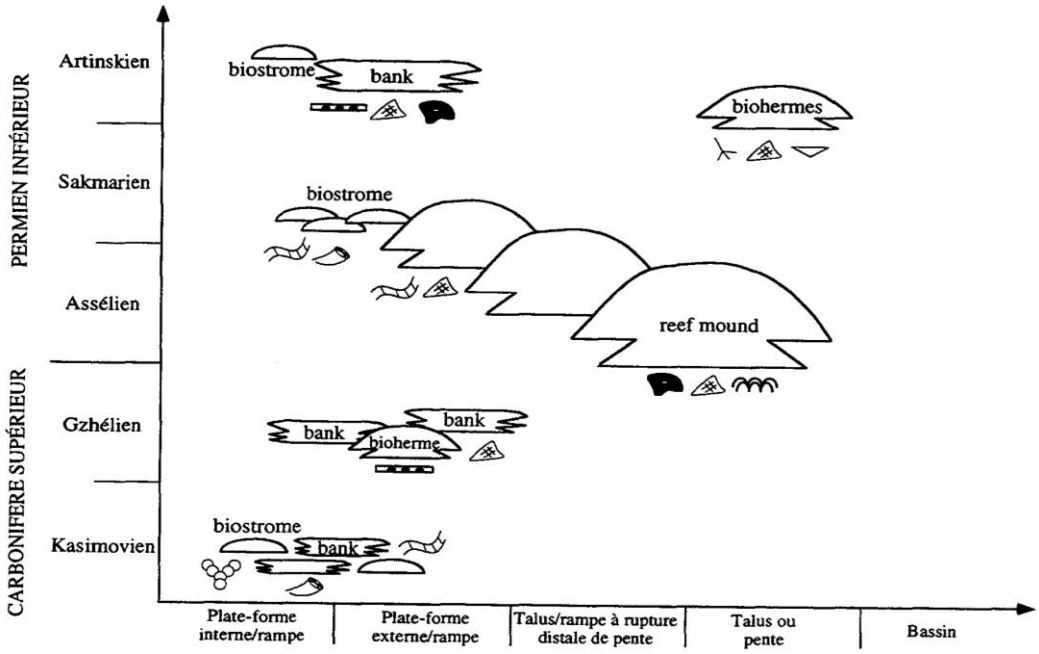


Fig. 1.27 – Diagramme de répartition des bioconstructions en fonction du temps et de leur situation sur un profil de plate-forme (Oural méridional, Russie) (d'après Vennin, 1996)

L'Artinskien repose en concordance sur les sédiments du Sakmarien. La limite entre ces deux étages a été définie à partir d'assemblages faunistiques d'ammonoïdés et de foraminifères. Dans le Pré-Oural d'Actobé nous l'avons étudié dans 3 coupes (Chapitre 2). L'Artinskien est caractérisé par d'importantes variations latérales de faciès. Il est divisé en deux sous-étages. Le sous-étage inférieur est composé de sédiments terrigènes partiellement carbonatés. Le sous-étage supérieur se caractérise par deux types de faciès, un facies grossier (grès à gros grains, graviers et conglomérats) et un facies principalement argileux (Fig. 1.24.). L'épaisseur de l'Artinskien atteint 1130 m selon Korobkov et al. (2012).

Le Kungurien est largement répondu dans le bassin d'avant-pays ouralien mais possède une 'épaisseur plus importante sur la marge orientale du bassin Pré-Caspien. Il se caractérise par l'absence de faciès grossiers. Il est subdivisé en trois sous-étages. De

bas en haut on distingue : (1) une série inférieure terrigène de couleur grise composée d'argiles et de silts avec des alternances des grès et d'anhydrites finement et moyennement cristallines, bien stratifiés et dures. Près du village d'Aleksandrovka des bancs de calcaires de 0,2 m à 3,5 m d'épaisseur sont interstratifiés dans cette série; (2) une série moyenne halogène représentée par de la halite blanche, massive et cristalline avec des intercalations des roches terrigènes sulfurées (Fig. 1.29b et c) et (3) une série supérieure terrigène constituée d'anhydrites, de gypses, de grès et d'argiles. La dissolution des gypses a localement produit des dolines (Fig. 1.29a).

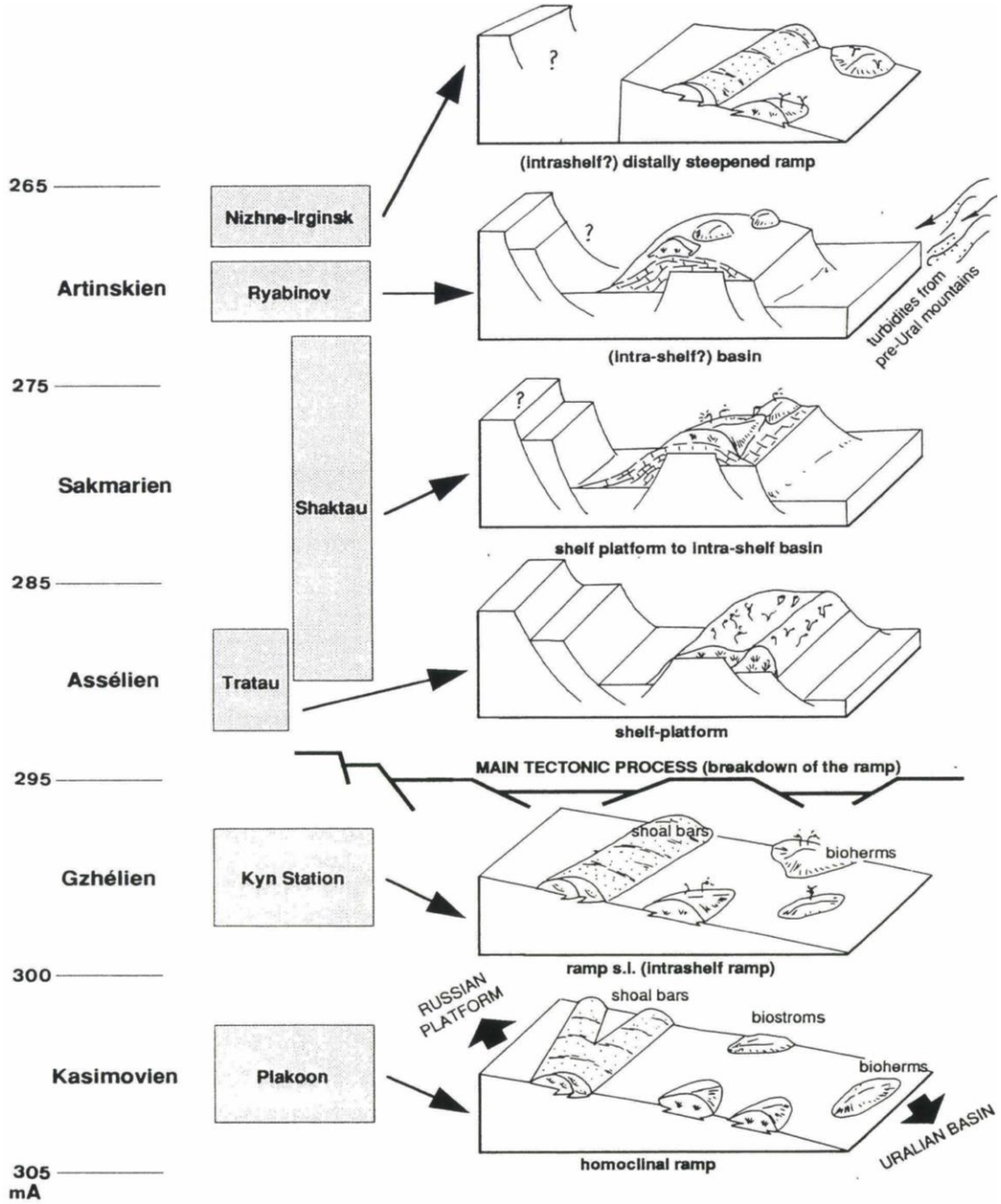


Fig. 1.28 – Évolution géodynamique des dépôts bioconstruits du Kasimovien à l'Artinskien, illustré par les bioconstructions dans les secteurs de Plakoon, Kyn Station, Tratau, Shaktau, Ryabinov et Nizhne-Irginsk, et situation des principaux épisodes tectoniques (d'après Vennin, 1996). Datations de Odin (1994)

Dans le bassin d'Actobé les sédiments kunguriens sont bien développés et affleurent dans plusieurs vallées. La coupe de la vallée de la rivière Santas (Fig. 1.30) est un bon exemple de série du Kungurien essentiellement constituée d'argiles et de grès. Ces dépôts sont caractérisés par de fréquentes variations de faciès et d'épaisseur. Vers l'ouest les faciès terrigènes sont remplacés par du gypse. Au sud, le Kungurien est constitué d'épaisses séries évaporitiques qui forment des diapirs (Fig. 1.22). L'épaisseur de ces diapirs varie entre 2000 m et 4000 m.

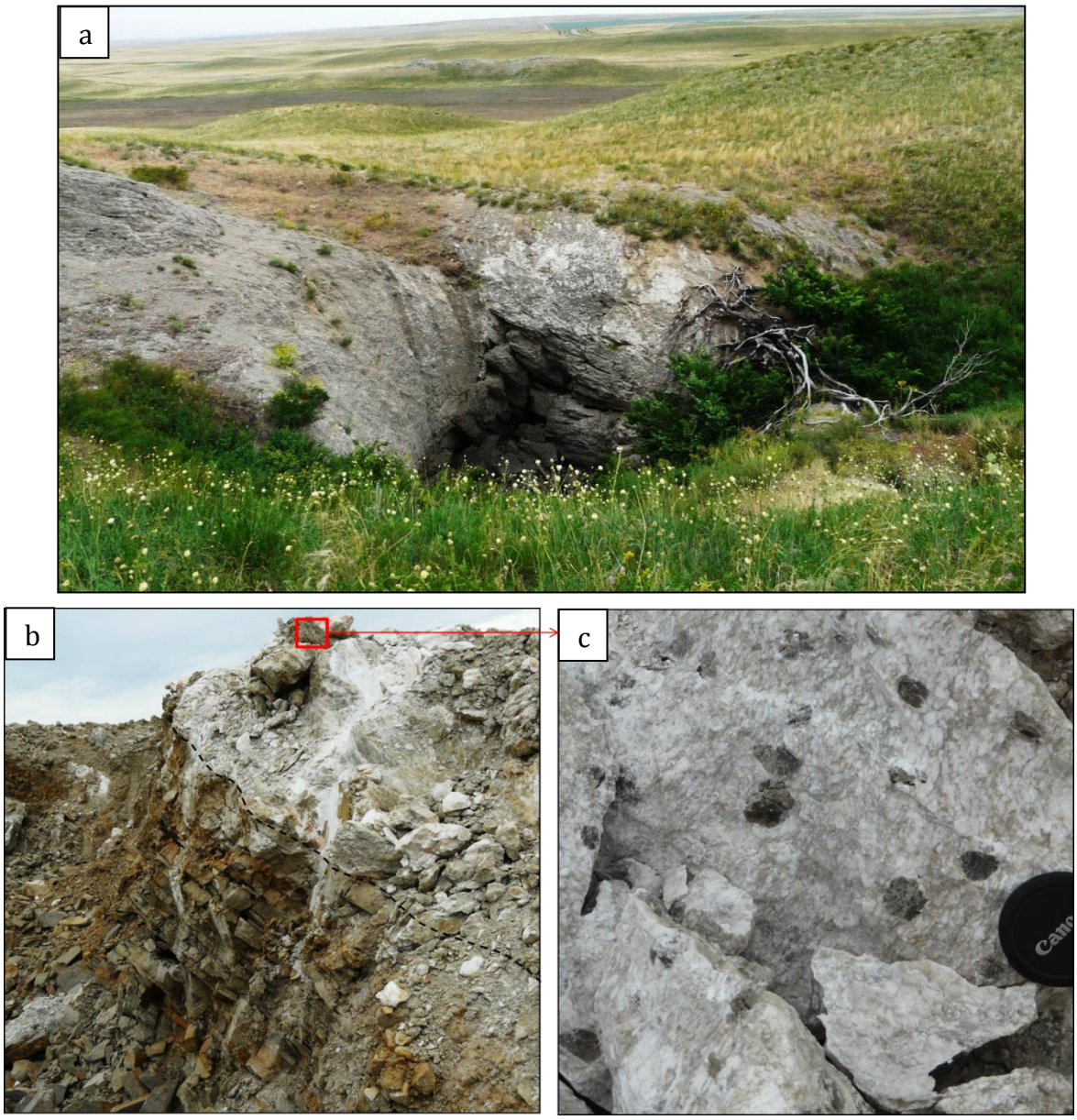
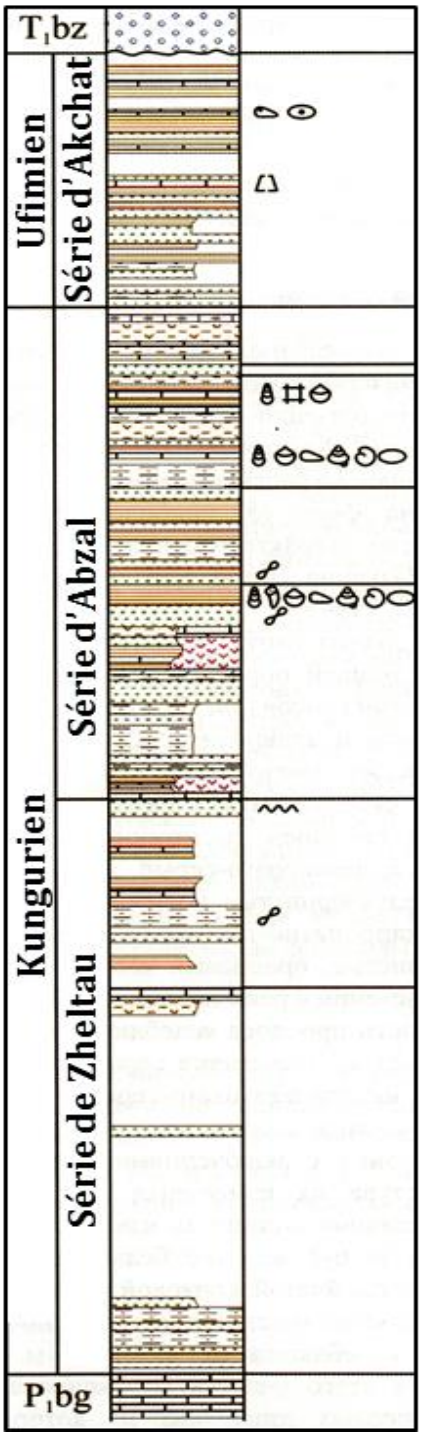


Fig. 1.29 – Gypses du Permien inférieur (Kungurien)
a) Doline et gypse dans le nord du bassin d'Actobé près du village d'Alexadrovka ; b) Contact entre les gypses et les grès et les marnes marnes du Kungurien ; c) structure granulaire dans les gypses.

Les dépôts asséliens, sakmariens et artinskiens du bassin d'avant-pays présentent une certaine zonation. Les sédiments les plus grossiers et les plus gréseux se sont déposés dans la partie orientale du bassin. Vers l'ouest ils passent à des faciès terrigènes fins et carbonatés. Au nord, dans un environnement de mer peu profonde se sont formés des récifs

du Carbonifère supérieur au Permien inférieur (Fig. 1.26-28). Dans le bassin d'Actobé ces récifs ne sont représentés que par des lentilles de calcaires, où sous la forme de galets, de graviers et d'olistolithes dans les séries clastiques.

Le Kungurien est marqué par l'apparition d'un nouvel environnement avec le dépôt de séries salifères et terrigènes associées à un réchauffement climatique et au comblement du bassin d'avant-pays. Dans des conditions climatiques arides, des lagunes et des lacs littoraux se forment où s'accumulent des sels, des anhydrites et des gypses. L'épaisseur des dépôts évaporitiques augmente d'est en ouest. Dans le bassin Pré-Caspien ces séries évaporitiques peuvent dépasser 1000 m d'épaisseur.



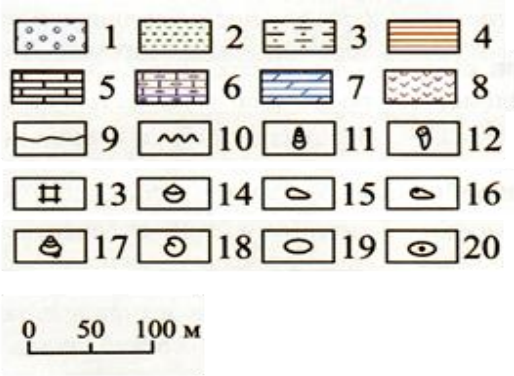


Fig. 1.30 – Coupe du Kungurien dans la vallée de la rivière Santas (Mougodjar NW)

1- Conglomérats ;
2- Grès ;
3- Silts ;
4- Argilites ;
5- Calcaires ;
6- Calcaires oolitiques ;
7- Marnes ;
8- Gypse ;
9- Bases érosives ;
10- Rides de courant ;
11- Foraminifères ;
12- Coraux ;
13- Bryozoaires ;
14- Brachiopodes ;
15-Lamellibranches ;
16- Lamellibranches lacustres ;
17- Gastéropodes ;
18- Ammonoïdés ;
19- Ostracodes marins ;
20- Ostracodes lacustres ;

Permien supérieur. Au Kazakhstan et en Russie le Permien supérieur est constitué de trois étages : l'Ufimien, le Kazanien et le Tatarien. Dans le Pré-Oural d'Actobé les dépôts du Permien supérieur sont bien représentés à l'affleurement notamment dans les vallées des rivières Zhaksy-Kargala, Zhaman-Kargala et Tabantal. Au sud ces dépôts sont connus par forage sous la couverture méso-cénozoïque. Les séries sont essentiellement des molasses continentales rouges constituées de grès, d'argilites, de silts avec des lentilles de calcaires lacustres intercalées (Fig. 1.31). Vers le sud les sédiments terrigènes sont constitués d'alternances d'anhydrites et d'argiles rouges-bruns. Le Permien supérieur atteint une épaisseur totale de 3500 m à 4000 m.

Fig. 1.31 – Sédiments continentaux rouges typiques du Permien supérieur dans la vallée de la rivière Kouracha (près du village de Petropavlovka, Mougadjar occidental)

Le Mésozoïque

Dans le Pré-Oural d'Actobé les sédiments mésozoïques reposent en discordance sur les séries paléozoïques plissées et déformées. Les séries sont généralement subhorizontales ou faiblement inclinées. L'épaisseur totale du Mésozoïque est d'environ 350 m.

Le Trias

Dans le Pré-Oural d'Actobé les sédiments du Trias supérieur et inférieur sont peu épais. Le Trias inférieur est marin. Il s'est déposé en concordance sur le Permien supérieur. Il est constitué d'argiles, de silts et de grès de couleur rouge – brique à rouge-brun. La formation varicolore continentale du Trias supérieur repose en discordance sur le Trias inférieur et le Permien supérieur. Cette molasse est composée d'argiles et de grès rouges. L'épaisseur des sédiments triasiques est de 80 m.

Le Jurassique

Les sédiments du Jurassique moyen et supérieur dans le Pré-Oural d'Actobé sont des dépôts continentaux constitués de grès, de graviers plus ou moins consolidés, de conglomérats à intercalations de grès, d'argiles et de couches de charbon. Ces gisements sont localement exploités (Fig. 1.32). L'épaisseur du Jurassique dans la partie orientale est de 20-25 m et de 100 m dans la partie occidentale.

Le Jurassique inférieur et moyen est connu sur le haut-fond de Temir. Le Jurassique inférieur est constitué de roches continentales gréso-pélitiques et d'argiles d'origines

laguno-lacustres reposant localement sur les diapirs. La caractéristique de ces sédiments est la couleur claire des argiles, des grés, des sables et des graviers.

Le Jurassique moyen est constitué de grés gris à grains moyens et grossiers, d'argiles, de silts et de conglomérats reposant sur le Trias inférieur et les dômes des diapirs. L'épaisseur du Jurassique est de 450 m.

Fig. 1.32 - Sédiments du Jurassique moyen dans la Mine de charbon de Mamyt (nord du Mougodjar). Les couches gréso-pélitiques contenant les veines de charbon sont recouvertes en concordance par les sédiments carbonatés du Crétacé inférieur

Le Crétacé

Le Crétacé du Pré-Oural d'Actobé est subdivisé en Crétacé inférieur et supérieur. Le Crétacé inférieur est constitué de sédiments terrigènes peu épais (150 m).

Dans le bassin d'avant-pays Pré-Ouralien le Crétacé supérieur comprend des dépôts du Santonien, du Campanien et du Maastrichtien qui reposent en discordance sur les dépôts paléozoïques et mésozoïques (Fig. 1.33). Ces sédiments sont constitués d'argiles silteuses à intercalations de phosphorites et de grès glauconieux et ferrugineux. L'épaisseur totale de la série du Crétacé supérieur est de 70-150 m. Au sud elle peut atteindre jusqu'à 950 m.

Cénozoïque

Le Paléogène

Les sédiments du Paléogène s'étendent en large bandes à l'est du bassin d'avant-pays. Dans le Pré-Oural d'Actobé ils affleurent largement. Ils sont constitués de grès quartzo-glauconieux, d'argiles compactes vertes et des gaizes ferrugineuses L'épaisseur du Paléogène est de 10-15 m.

Le Néogène

Lee Néogène est constitué d'arènes de quartz avec des alternances d'argiles plus ou moins carbonatées développées au sud de la région d'Actobé. L'épaisseur du Néogène est de 10-12 m.

Le Quaternaire

Ces dépôts pelliculaires forment les terrasses alluviales situées dans les principales vallées.

Fig. 1.33 – Crétacé inférieur (en blanc) discordant sur le Dévonien supérieur dans la vallée de la rivière Aidarlyacha

1.4.2. Zone Ouest-Ouralienne

Au Protérozoïque supérieur et au Paléozoïque la zone occidentale de l'Oural constituait la marge et la plate-forme continentale orientale de la plaque Baltica. La plate-forme continentale du Précambrien correspond actuellement à la zone de l'anticlinorium de Bashkirie dans la partie occidentale de l'Oural méridional en Russie.

Le Néoprotérozoïque

Les roches néoprotérozoïques, représentées par le Riphéen, sont décrites dans l'anticlinorium de Bashkirie situé en Russie. Sur le territoire kazakh les dépôts riphéens affleurent à l'est sur le massif ultramafique de Kempirsay. Ils contiennent des roches volcaniques, volcano-clastiques et sédimentaires qui ont subies un métamorphisme intense. Selon Puchkov (2000) elles sont associées à un rifting, qui s'est manifesté dans l'Oural méridional.

Le Paléozoïque

Les Cambrien et Ordovicien

Les dépôts du Paléozoïque inférieur sont très répandus dans la région Ouest-Ouralienne. La plupart des sédiments sont plissés et montrent une géométrie de plis

complexes avec des structures de différents ordres, généralement fracturées, métamorphisées et schistosées. Ces déformations ainsi que l'absence d'affleurement de qualité et le caractère fragmentaire des coupes compliquent la datation précise de ces roches, malgré la présence des nombreux fossiles (Puchkov, 1979, 2000).

La coloration et la granulométrie indiquent une transgression et un changement de conditions de sédimentation d'un milieu oxydant subaérien à un milieu réducteur marin. Ces observations permettent de supposer que les sédiments de la base de la série se sont formés pendant la phase de subsidence du bassin paléozoïque (Anoshyn et al., 2004).

Les sédiments ordoviciens présentent deux types des faciès. Le premier est constitué de sédiments clastiques et volcano-clastiques correspondant à la zone bathyale de la marge continentale qui a existé jusqu'au Dévonien supérieur. Le second type est formé basaltes tholéitiques montrant des courbes de distribution des lanthanides typiques d'une zone de dorsale (Puchkov, 2000).

Le Silurien

On distingue deux types des faciès dans le Silurien, essentiellement silicoclastiques et volcano-silicoclastiques. Les faciès silicoclastiques, ou sakmariens, sont répandus dans la zone de Sakmar où les sédiments sont plissés. L'absence d'affleurements représentatifs et de niveaux repères pour reconstituer les coupes ne permettent pas d'estimer précisément leur épaisseur. Cependant celle-ci doit osciller entre 300 m et 350 m.

Les principales lithologies du faciès Sakmarien sont des phtanites à radiolaires noirs, des silex gris, et des sédiments silici-clastiques. Ces facies alternent avec des argiles grises et gris-verts, parfois rouges, qui sont intercalées avec des schistes argilo-siliceux, des grès et des brèches à silex (Anoshyn et al., 2004). En amont de la rivière Itkol-say (dans le bassin de Jaksy-Kargala) la série est représentée par des calcaires, des arénites arkosiques et des silex. Ce dernier facies provient probablement de l'altération et de l'érosion des granites observés à la base de la coupe (Ruzhencev, 1976). Cette érosion provient du soulèvement du socle cristallin de la zone bathyale de la marge continentale (Puchkov, 2000).

Les faciès volcaniques sont représentés par la série de Sougralinskaya. En dehors de pillow-lava et de coulées de dolérites, la série contient des tufs lithoclastiques, des tuffites, des grès à éléments volcaniques, des silts, des argiles, des schistes siliceux et argilo-siliceux, des lits et des lentilles de jaspes. La partie orientale de cette ensemble volcano-sédimentaire proche du massif ophiolitique de Kempirsay est localement intensément fracturée. Les déformations intenses de ces séries dans la zone de mélange, n'ont pas permis de déterminer sa composition initiale. On note aussi la présence de nombreux sills et de dykes de dolérites notamment. Les contacts avec les séries encaissantes est partout tectonique. Les volcanites sont comparables aux ophiolites de la seconde couche de la croute océanique. L'épaisseur totale de la série excède 2500 m.

Dans la zone Ouest-Ouralienne au Kazakhstan nous avons aussi une série sédimentaire d'âge silurien à dévonien inférieur indifférenciée. Celle-ci comprend essentiellement un faciès silicoclastique qui affleure dans une unité allochtone orienté nord-sud longue de 100 km environ. L'épaisseur supposée de cette série est de 700 m à 1000 m.

La présence de faciès solicoclastiques grossiers permet de conclure que dans l'Ouest-Ouralien un bassin peu profond s'est développé durant le Cambrien-Dévonien inférieur

avec le dépôt d'épaisses séries de grès et de silts. Des sédiments siliceux, argileux et plus rarement des carbonatés se sont accumulés dans des bassins séparés par des rides. En ce qui concerne la série volcanique, les données géologiques restent insuffisantes Il est possible qu'elle soit associée à un arc insulaire.

Le Dévonien

Au Dévonien inférieur-Frasnien le contexte structural a peu changé par rapport à la période ordovicien-silurien dont il a hérité des structures. Cependant, avec l'apparition de l'arc volcanique et l'obduction sur la marge de la plaque Europe un prisme d'accrétion s'est formé et des bassins d'arrière arc et d'avant-pays se sont développés. Au Faménnien à la suite de la collision de la plaque européenne avec l'arc volcanique de Magnitogorsk les structures et la sédimentation sont modifiées (Puchkov, 2000).

Dans la zone Ouest-Oural on distingue plusieurs types des faciès essentiellement siliceux, volcano-clastiques et volcaniques (océanique et insulaire) (Fig.1.34).

Le Dévonien inférieur

Les roches volcano-clastiques sont développées dans la zone de la mélange et constituent *la série d'Alasay* (*(D_1al)*. Elle affleure par petits ensembles intensément plissés et fracturés. Ses contacts avec les formations sous- et sus-jacents sont tectoniques. Les sédiments de la série comprennent des silex, des brèches siliceuses et polygéniques, des grès et des tufs gréseux et silteux. On peut noter la présence de blocs de silex et de grès de 1 à 3 m de diamètre. La composition lithologique de la série (développement de brèches et de gros blocs dans une matrice gréso-argileuse) a amené des chercheurs russe à considérer cette série comme une unité tectonostratigraphique apparue au front d'une nappe en mouvement sur le fond d'un bassin sédimentaire.

La série de Shandasha (D_1šnd). Cette série sus-jacente stratigraphiquement a une composition lithologique différente. Elle est constituée de grès et galets polygéniques, de tufs, de calcaires, de tuffites et de basaltes. L'épaisseur totale de la série atteint 700-800 m. De nombreux conodontes, probablement de l'âge praguien (Dévonien inférieur), ont été découverts dans cette série.

Le Dévonien inférieur-moyen

Dans la zone Ouest-Ouralien le Dévonien inférieur-moyen est représenté par une formation métamorphisée dans le facies schiste vert (D_{1-2}js) caractérisé par un matériel sédimentaire à grain fin, et par la présence les roches siliceuses et riches en matière organique. Il n'existe pas de données précises sur l'épaisseur de cette série métamorphisée, qui pourrait atteindre au moins 700 m à 1000 m.

Le Dévonien moyen.

La série de Velikhov (D_2vl, Dévonien inf. – Eifelien) est constituée de calcaires noirs, gris et blancs, de roches siliceuses roches en matière organique, d'intercalations d'argiles, de conglomérats, de brèches et de grès. On suppose qu'il existe un passage graduel entre les séries de Vélikhov et de Kyzylflot. L'épaisseur varie autour de 200 m.

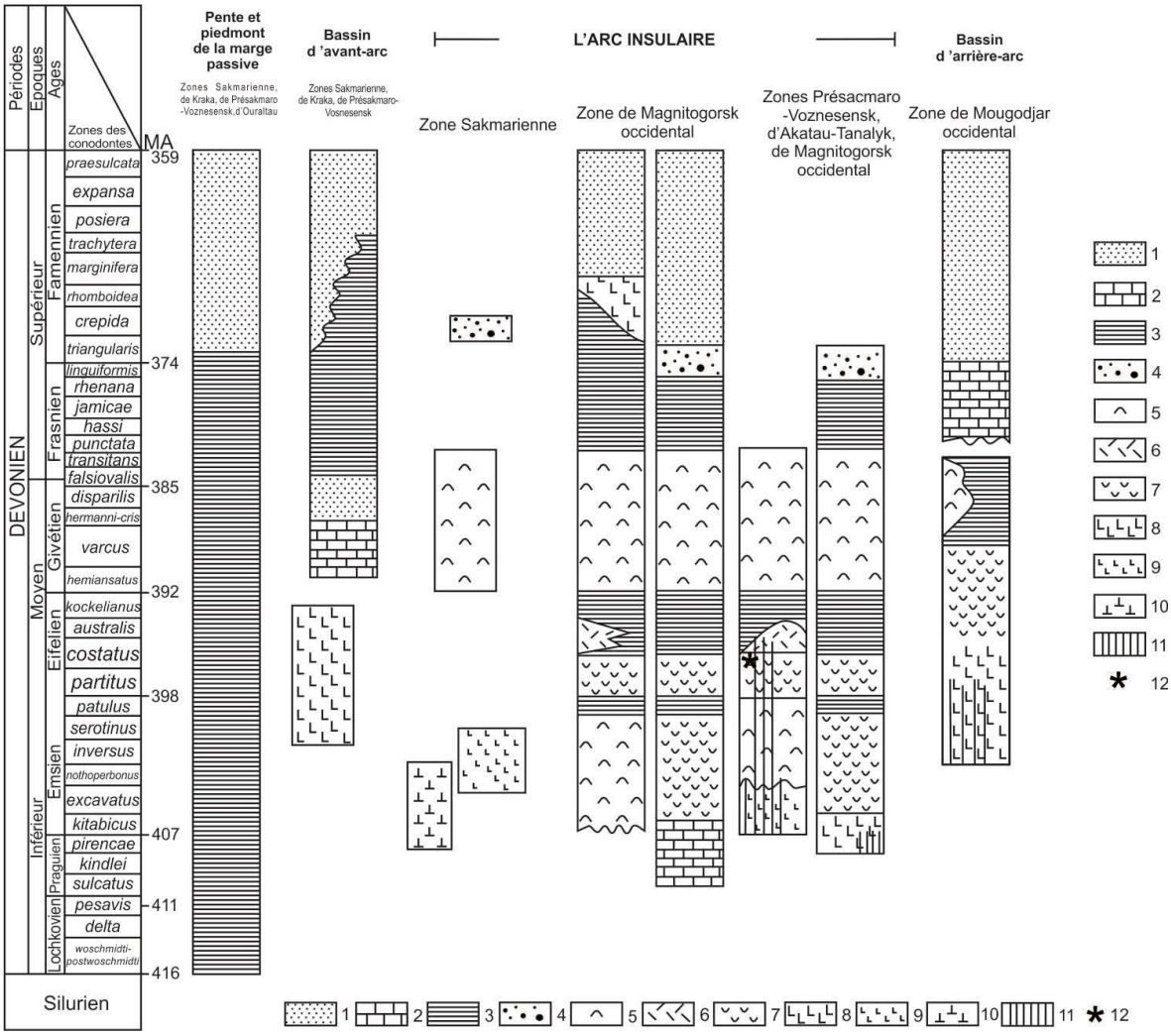


Fig. 1.34 – Colonnes stratigraphiques du Dévonien de la zone Ouest-Oural et de l'Arc de Magnitogorsk

1 - Grauwackes et grès polygéniques ; 2 –Calcaires et calcaires gréseux ; 3 - roches siliceuses et silicos-clastiques; 4 – roches clastiques à olistolithes ; 5 – Tufs et tufs siliceux ; 7 – Volcanites ; 8-9 – Série silico-basaltique ; 10 – Volcanites subalcalines et alcalines ; 11 – Complexes de « dykes in dykes » ; 12 – plagiogranites associés aux complexes de « dykes in dykes ». D'après Belova, 2011

La série clastique carbonatée (D_2 tk, Givetien) est constituée d'alternances de calcaires gréseux, avec des passées organiques. À la base de la série des calcaires légèrement silicifiés sont intercalés avec des schistes noirs. Vers le haut de la série on remarque une diminution graduelle de la composante gréseuse et une augmentation des niveaux feuilletés riches en matière organique (1-2 mm d'épaisseur). L'épaisseur totale de la série est estimée à 150 m.

La *série de Chanchar (D_2čn,* Eifelien*) (Type volcano-clastique).* Cette série affleure dans les berges de la rivière Medes dans la zone de mélange. Elle se compose de roches de brèches pyroclastiques, de roches volcaniques (trachybasaltes et trachyandésites). Des tufs s'intercalent avec des grès polygéniques. Par endroits on rencontre des blocs de roches siliceuses et clastiques et de brèches volcano-sédimentaires. L'épaisseur de la série est d'environ 1000 m. La série de Chanchar recouvre en concordance la série Alasay et recouvre en discordance angulaire la série d'Egendy (Anoshyn et al., 2004).

La *série de Karajar (D_2krz,* Givetien*).* Elle comporte essentiellement des tufs silteux et gréseux, alternants avec des tufs vitroclastiques de composition acide et basique et des schistes. L'étude de la lithologie et des relations entre les couches et les passages latéraux de facies montre une succession continue de schistes argilo-siliceux, de tufs et de tuffites. L'épaisseur totale de la série est supérieure de 200 m.

La *série de Karamylytach (D_2kr,* Eifelien*) (Type volcanique).* Les contacts avec des séries sous- et sus-jacentes sont tectoniques. On observe localement des zones broyées indiquant la présence de chevauchements. La série est constituée de basaltes, de dolérites, de rhyolites, de dacite et de jaspe. Des pillow-lavas sont couramment observés ainsi que de nombreux essaims de dykes de dolérites à pendage sub-verticaux de direction subméridienne. Certains chercheurs (e.g. Seravkin et al., 2003) considèrent que les dépôts de la série Karamylytach sont dérivées d'un arc insulaires. L'épaisseur totale est estimée à 1500 m.

La série de Bougulyguyr (*D_2bg,* Eifelien) *(Type volcanique).* Ces sont des jaspes de couleur rouge et vert-gris comprenant du matériel siliceux, des particules fines et de l'hématite généralement massives ou rubanées. Certains schistes jaspés renferment des fossiles de radiolaires. L'épaisseur totale de la série est de 30 m.

La série de *Mougodjar* (*D_2mg*, Givetien) *(Type volcanique)*. Elle est essentiellement constituée par des pillow-lavas, des brèches pyroclastiques et des basales. On distingue des lentilles de schistes siliceux gris foncés et des calcaires. L'épaisseur de l'ensemble est de 1500 m. La composition chimique de la série est modérément aluminifère (Al=0,65-0,9), sodique ($Na_2O/K_2O>4$) et proche de la série tholéiitique (Anoshyn et al., 2004). Des jaspes sont associés avec les basaltes. L'absence de dépôt terrigène et carbonaté, le caractère de la faune (radiolarites et conodontes) montrent que la série de Mougodjar s'est formée sous une importante profondeur d'eau, à grande distance des sources de sédiments (Ivanov, 1983).

La série de *Kourkouduk* (*D_2krk*) *(Type volcanique)* est datée du Dévonien moyen. Elle est largement répandue sous la forme de pillow-lavas de basalte et d'andésite-basaltique alternant avec des coulées de dolérites. Les lits de silex jouent sont aussi fréquents. On note également la présence de lentilles de jaspes. L'épaisseur totale excède de peu 1500 m. Cette série est recouverte par la série de Oulytau.

Le rapport $FeO/MgO – SiO_2$ des laves basales de la série de Kourkouduk montrent une géochimie se rapprochant de la série tholéiitique. La comparaison avec des basaltes de différents types de la croute a montré que ces basaltes sont proches des tholéiites océaniques. Les roches décrites se distinguent des basaltes océaniques typiques par leur forte teneur en Na_2O et leur teneur anormalement basse en Al_2O_3 et MgO. Il est possible d'attribuer les laves de la série de Kourkouduk à la formation d'un stade océanique tardif (pré-insulaire) (Anoshyn et al, 2004).

Les séries volcaniques de Mougodjar et de Kourkouduk sont identifiés comme les formations de plancher océanique. En outre, si la première se rapporte au stade précoce d'un rifting, la série de Kourkouduk est plutôt associée à un stade tardif du rifting (pré-insulaire) (Belova, 2011).

Le Dévonien moyen-supérieur.

La série d'Eguendy (*$D_{2-3}eg$,* Givetien – Frasnien) *(Type siliceux)*. Les sédiments de cette série sont constitués de radiolarites grises, de schistes siliceux et riches en matière organique. Ils se sont déposés dans le bassin océanique où ils forment la couverture

sédimentaire des ophiolites. Ces séries affleurent dans la synforme de Bakay. Ces schistes siliceux sont attribués à la série d'Eguendy. Ils sont développés au nord du massif de Kempirsay formant des blocs tectoniques.

Dans la synforme de Bakay la série d'Equendy repose en concordance sur la série de Karajar. Elle est également recouverte en concordance par les calcaires faménniens de la série de Kiya (Korobkov et al., 2012). Dans ces deux cas, les transitions entre les séries sont graduelles. L'épaisseur totale est de 200 m.

Les signes caractéristiques de cette série, la distinguant des autres séries siliceuses de la région d'étude, est que ces sédiments sont constitués pour une bonne part de squelettes de radiolarites bien préservés. D'après certains auteurs ils contiennent également des flores montrant que les radiolarites ont pu se déposer dans un milieu marin relativement peu profond (Abdulin et al., 1977).

La série d'Oulytau ($D_{2\text{-}3}ul$, Givétien – Frasnien). Elle est composée de silts et de tufs siliceux, contenant dans sa partie inférieure des lits volcano-clastiques gris (Fig.1.35). Dans la partie supérieure a des nombreuses couches de tuf gréseux et silteux (souvent riches en matière organique) et de grès polymicte. L'épaisseur l'atteint de 300 m. La limite avec de la série de Zilair sus-jacent est indiscernable.

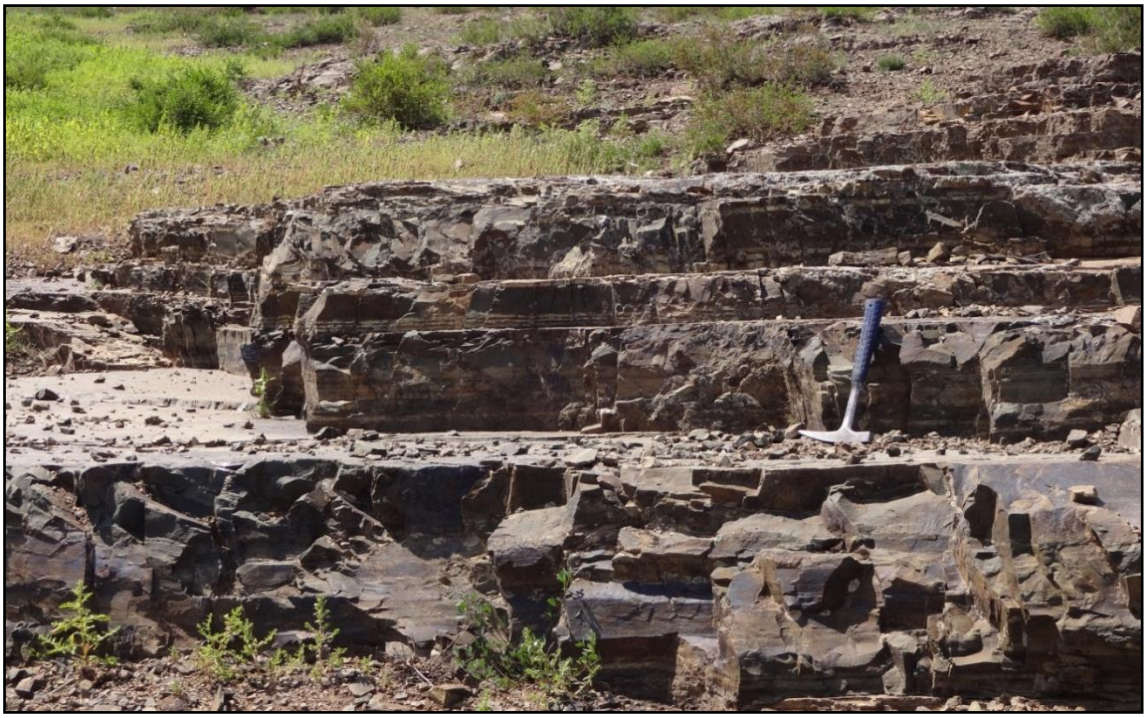


Fig. 1.35 – Sédiments volcano-clastiques de la série d'Oulytau (Dévonien moyen-supérieur) dans la vallée de la rivière Il-Chibek (Mougodjar central)

La série siliceuse ($D_{2\text{-}3}k$, Givetien – Frasnien). Elle est constituée de silts siliceux de couleur grise et noire avec des alternances de schistes, de silts, de tufs silteux et de tufs de composition basique. Elle s'aligne en bandes étroites sub-méridiennes le long de la faille principale du Mougodjar. L'épaisseur de la série est supérieure à 200 m. Son âge est comparable à celui de la série d'Oulytau. Néanmoins, elle se distingue de cette dernière par la prédominance des silex. Elle se distingue de la série d'Eguendy par la grande variété de lithologie observée et par l'existence de niveaux fins de tufs.

Le Dévonien supérieur

La série de Kiya (D_3kn, Frasnien supérieur – Faménnien). La série est concordante sur les radiolarites de la série d'Eguendy. Elle est constituée de schistes et de silts grumeleux gris clair qui sont plus répandus à la base de la formation. L'épaisseur varie de 100 m à 300 m.

Un des traits caractéristiques de la série est la variabilité latérale des faciès. Par exemple, si dans la coupe de la rivière Karajar les faciès carbonatés prédominent, 9-10 km au sud, dans la vallée de la rivière Bakay, ils sont essentiellement silico-argileux avec des calcaires à la base. Ces niveaux sont datés par des conodontes. Au nord dans la vallée de la rivière Kiya, près de la frontière entre la Russie et le Kazakhstan, la série est constituée de faciès argilo-gréseux avec des alternances de schistes bitumineux de 20-25 m d'épaisseur.

La série de Zilair (D_3zl). Faménnien. La série est constituée de grauwackes, de silts et d'argile parfois riches en matière organique alternant avec des lits de microconglomérats et de conglomérats (Fig. 1.36). Il existe également dans la série des couches de tuffites et des calcaires. Les dépôts attribués à la série de Zilair, s'étendent le long de la faille principal de l'Oural sous la forme d'une large (6-10 km) bande subméridienne synclinale divisée par la faille bordière de Kairakty en deux blocs occidental et oriental. Elle est en continuité stratigraphique graduelle avec la série sous-jacente d'Oulytau.

La série de Zilair est alimentée par deux sources détritiques: occidentale et orientale. Il est établi que les roches clastiques de la partie occidentale sont constituées à 40-50% de fragments de roches volcaniques basiques, acides et hypoacides et plus rarement intrusives. Par contre, les sédiments du flanc oriental du synclinal sont constitués essentiellement de fragments de roches effusives de composition basique, acide et hypoacides, souvent avec la structure trachytoïde. On trouve également en faible quantité des fragments de roches intrusives et beaucoup plus rarement des clastes de roches métasomatiques et métamorphiques. Cela indique que la zone d'Oural-Tau, enfouie actuellement sous le mélange et la nappe, a été soumise à l'érosion comme la synforme de Magnitogorsk (Arzhavitina, 1977). Cette zone affleure au nord en territoire russe.

Ainsi, au Dévonien inférieur on peut reconstruire la marge passive orientale du continent Europe. Dans la série dévonienne on distingue des sédiments peu profonds et assez profonds de la plate-forme continentale, des sédiments bathyaux de la pente continentale et abyssale du piedmont de la marge ainsi que des formations océaniques. Au Faménnien, à cause de l'obduction de l'arc volcanique de Magnitogorsk sur la marge continentale européenne, se forme un prisme d'accrétion qui divise le bassin sédimentaire en deux zones occidentale et orientale. La partie orientale est caractérisée par un bassin d'arrière-arc où se sont déposées d'épaisses séries volcano-clastiques et siliceuses, tandis que dans la partie occidentale, représentée par le bassin de Zilair (aujourd'hui le synclinorium de Zilair), se sont accumulés les flyschs de Zilair (Fig. 1.15).

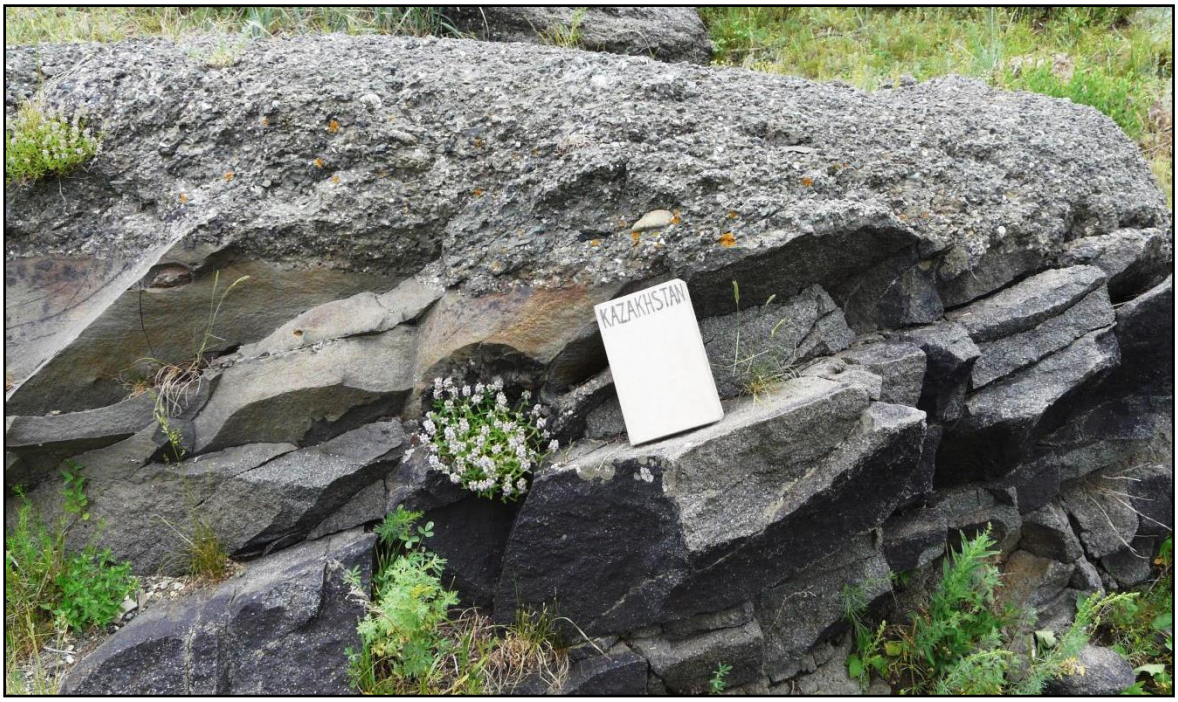


Fig. 1.36 – Chenal conglomératique dans la série de Zilair du Dévonien supérieur dans la vallée de la rivière Or (Mougodjar)

Le Carbonifère

Au Carbonifère inférieur les spécificités structurales de la zone Ouest-Oural présentent des caractères hérités. La sédimentation s'est développée, comme au Dévonien supérieur, dans deux bassins séparés par un prisme d'accrétion. Le Carbonifère supérieur est caractérisé par une réactivation des structures existées de la phase du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur. Elle est liée à la collision entre les continents européen et kazakh.

Le Carbonifère inférieur

Le Tournaisien. Les dépôts tournaisiens n'affleurent pas dans le synclinorium de Zilair, mais ils sont largement développés à l'est de la zone Ouest-Oural dans les synclinaux de Bakay et de Pré-Or.

Sur le flanc ouest du synclinal de Bakay les sédiments tournaisiens sont discordants sur les sédiments de la série silico-argileuse de Kiya du Dévonien supérieur. Ils sont représentés par des conglomérats, des grès, des silts avec des intercalations de schistes argileux, et dans la partie supérieure de la série par des schistes charbonneux gris et noirs et par des argiles carbonatées. L'épaisseur du Tournaisien est de 600 m.

Dans la zone de Pré-Or les dépôts tournaisiens sont épais (1000 m environ) et discordants sur les séries volcaniques du Dévonien moyen, et dans certains endroits sur les intrusions de granites et de gabbros. La lithologie est identique à celle du synclinal de Bakay.

Le Tournaisien – Viséen. La série indifférenciée du Tournaisien – Viséen inférieur repose en continuité stratigraphique sur les dépôts de la Formation de Zilair et est recouverte en discordance par la série transgressive du Viséen-Serpukhovien. Dans la région on observe la succession lithologique suivante : des grès carbonatés et des silts en alternance avec des argiles et des schistes argileux, des marnes, des calcaires, des

sidérites, des grès carbonatés à stratification entrecroisées et des conglomérats à galets calcaires. La série tournaisienne – viséenne atteint une épaisseur totale est d'environ 400 m.

Viséen. Les sédiments du Viséen s'étendent du nord au sud le long de la bordure occidentale de la zone Ouest-Ouralienne. Ils sont constitués de schistes silicoclastiques et de lentilles calcaires. Dans la zone de suture à l'est de l'Oural occidental, à proximité du village d'Anastasievka, des lentilles de calcaires ferrugineux fracturés se sont déposés sur les volcanites du Dévonien inférieur. Elles affleurent dans la carrière de Velikhovka (Fig. 1.37). Le calcaire s'est déposé dans environnement marin insulaire selon Brawn et Puchkov (2000) présenté sur la figure 1.15.

Viséen-Serpukhovien. Les dépôts viséens-serpukhoviens reposent en concordance sur les sédiments du Tournaisien. Ils sont représentés par des calcaires massifs, silicifiés à la base et au sommet, intercalés avec des grès carbonatés et des conglomérats fins. L'épaisseur totale de cette série est de 400 m.

Fig. 1.37 – Carrière de calcaires viséens près du village d'Anastasievka (Mougodjar septentrional)

Le Carbonifère moyen-supérieur

Les faciès indifférenciés du Carbonifère moyen-supérieur sont constitués de conglomérats à galets de roches siliceuses et de grès. Au-dessus de ces conglomérats on observe des alternances de grès carbonatés, de calcaires, de calcaires gréseux et de schistes. L'épaisseur approximative de cette série n'est que de 250 m.

Moscovien. La série moscovienne n'affleure pratiquement pas. Elle plonge sous les dépôts permiens du flanc oriental du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien. La coupe synthétique présente une alternance rythmique de grès, de silts, d'argiles et de calcaires renfermant des faunes caractéristiques de fusulines, de radiolarites, de céphalopodes et d'autres espèces. L'épaisseur est de 1500 m.

Gzhelien. Les sédiments du carbonifère supérieur sont représentés également par la Formation de Gzhelien qui est développée dans l'ouest du synclinorium de Zilair. Ils sont composés d'argiles, de silts, de grès et de quelques niveaux de conglomérats polygéniques et des lentilles de calcaire pouvant atteindre 0,2 m d'épaisseur. L'épaisseur totale de la série atteint 400 m à 500 m.

Ainsi, dans un bassin d'avant-pays nous avons des sédiments correspondants à sa partie externe et à sa partie interne proche de la source (les dépôts du synclinal de Bakay). La principale source en matériel terrigène est l'émergence du chainon de l'Ouraltau, actuellement chevauché par de la faille principale de l'Oural. À l'arrière du prisme d'accrétion, la sédimentation a eu lieu dans un environnement de mer peu profonde où se sont déposées des lentilles de calcaire. Au Moscovien l'épaisseur des sédiments a considérablement augmenté. Cet épaississement singulier s'explique par le début de la collision continent-continent qui a évidemment provoqué l'apparition et l'érosion de reliefs plus à l'est.

Le Permien

Le Permien affleure dans la lanière N-S de Zilair et dans le synclinal de Bakay. Il est représenté par des flyschs sakmariens et asseliens épais de 1671 m dans un des puits.

Le Mésozoïque

Des formations mésozoïques (datées du Trias, du Jurassique et du Crétacé) affleurent faiblement dans la région. Ils sont connus par des puits dans la dépression d'Oisylkara Ce sont les affleurements du Crétacé qui sont les plus répandus.

Le Trias

Les sédiments du Trias sont continentaux dans la dépression d'Oisylkara. Ils reposent en discordance angulaire sur le Paléozoïque avec un angle de 5° à 10°. Ils sont constitués d'argiles, de silts et, de grès à rares galets. L'épaisseur du Trias ne dépasse pas 200 m.

Le Jurassique

Les dépôts continentaux du Jurassique inférieur et marin de jurassique supérieur sont constitués d'argiles, de silts, de grès et de sables, de niveaux charbonneux et de conglomérats. Les sédiments sont rouges à la base de la coupe synthétique et essentiellement gris et cendrés dans la partie supérieure. Ils reposent en discordance stratigraphique sur le Paléozoïque, et localement sur le Trias supérieur. L'épaisseur maximale dans les puits atteint 252 m.

Le Crétacé

Les sédiments du Crétacé dans la zone Ouest-Ouralienne au Kazakhstan présentent des faciès continentaux et marins. Les dépôts du Crétacé inférieur sont discordants sur le Trias, le Jurassique et le Paléozoïque. Ils remplissent des dépressions et les inégalités des paléo-reliefs mésozoïques (Fig. 1.38).

Le Crétacé supérieur et représenté par des dépôts marins sub-horizontaux, qui affleurent dans les vallées (Fig. 1.39). Il est constitué d'argiles, de grès, et de silts argileux contenant des fragments végétaux. Les grès passent souvent à des micro-conglomérats.

Fig. 1.38 – Série sédimentaire carbonatées du Crétacé
Les sédiments du Crétacé inférieur et supérieur reposent en discordance sur la série du Dévonien moyen dans la mine de magnétite de Velikhov (Nord-ouest du massif de Kempirsay, Mougadjar septentrional)

Le Cénozoïque

Le Paléogène et le Quaternaire sont très répandus dans les plaines de la zone Ouest-Ouralienne. Le Paléogène est essentiellement représenté par les faciès marins composés d'argiles, de sables glauconieux, de quartzite et de diatomites. Le Quaternaire est représenté par des sédiments éluviaux, diluviaux, colluviaux, glacières, fluviaux, lacustres et éoliens. Dans les vallées fluviales et les dépressions intra-montagneuses l'épaisseur de ces dépôts atteint 80 m à 100 m. Sur les reliefs elle n'excède pas 1 m à 3 m.

Fig. 1.39 – Dépôts crayeux sub-horizontaux du Crétacé supérieur (Campanien) reposant sur la surface d'érosion mésozoïque
Petit affluent de la rivière Torangul, à proximité du village d'Erserum (Mougodjar septentrional)

Les formations océaniques

Les formations océaniques de l'Oural au Kazakhstan ainsi que dans les autres structures de l'Oural sont constituées d'ophiolites. Elles affleurent dans le massif ophiolitique de Kempirsay situé dans la zone d'Ouest-Oural où elles constituent une nappe. Ce massif, étroit et allongé nord-sud, est long de 82 km et large de 30 km. Les contacts de cette unité avec les séries de l'Ordovicien et du Précambrien sont tectoniques.

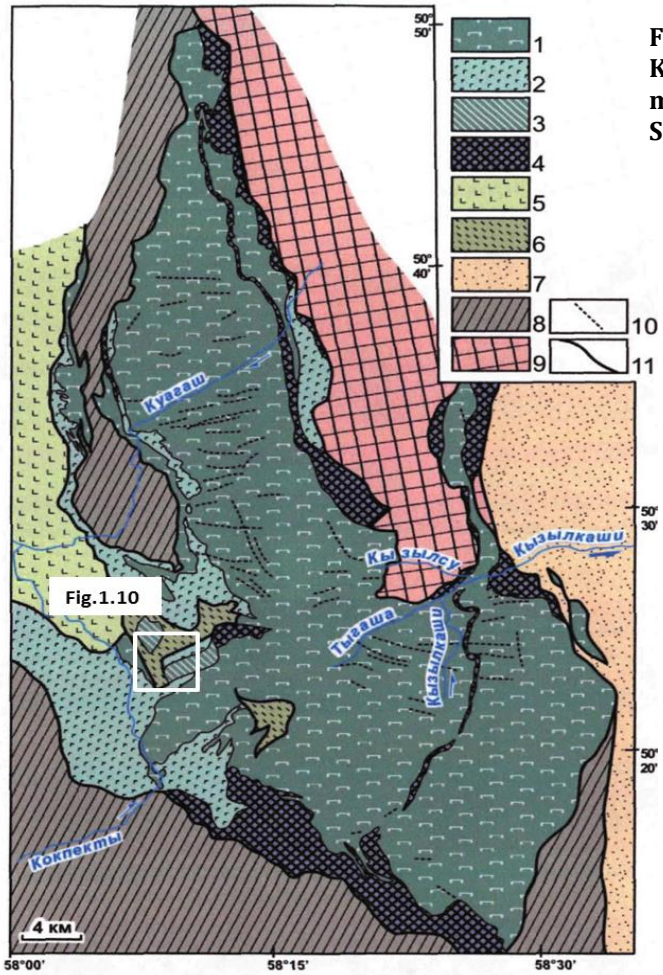


Fig. 1.40 – Schéma du massif de Kempirsai (sans la couverture mésozoïque) (d'après Saveliev et Savelieva, 1991)

Encart : localisation de la Fig.1.41. 1-8 : Allochtone Sakmarien,,1-3 : complexes ophiolitiques ;
1 : dunites-harzburgites serpentinisées à diffèrents degrés avec de rares lherzolites ;
2 : gabbro à olivines, anorthosites, gabbros, troctolites et dunites ;
3 : (D ?) diabases, complexes de dykes de gabbro-diabases ;
4 : (D_1) gabbros, diorites, syénodiorites, pyroxénites, bergenites, dunites ;
5 : (O) basaltes ellipsoïdaux à intercalations de silex et de jaspes;
6 : (S-D_1) basaltes, ftanites, schistes silico-carbonatés ;
7 : (D_3fm) grauwackes ;
8 : (PZ_{1-2}) autres formations terrigènes, siliceuses et volcaniques de la zone Sakmarienne ;
9 : (PR) volcanites, granites et formations volcano-clastiques sus-jacentes ; 10 : dykes de gabbro-diabases (néo-autochtone) ;
11 : limites de faciès

Il existe différents schémas structuraux des complexes du massif de Kempirsai. Selon le schéma proposé par Saveliev et Savelieva (1991) on distingue (Fig. 1.40): (1) des tectonites du manteau (constituées de harzburgites, de lherzolites et de dunites ; (2) des pyroxénites et des dunites ; (3) des complexes de gabbros exfoliés ; (4) des gabbros isotropes, des plagiogranites et des complexes de « dykes in dykes » ; (5) un complexe différencié de pyroxénite-gabbro ; (6) une série basaltique à pillow lavas d'âge ordovicien. Les schémas proposés pour ces complexes par les différents auteurs sont comparables.

La particularité des ophiolites du massif de Kempirasay est la non-conformité de l'âge des roches plutoniques (essentiellement du Dévonien) et volcaniques (Ordovicien). Les roches du manteau ont subi une transformation métasomatique pendant la subduction avec la participation des fluides pendant la fusion basaltique (Melcher et al., 1999). La

base du massif de Kempersay est formée de roches métamorphiques. (Savelieva et all., 1998).

Le complexe de dykes parallèles a été étudié dans le sud-ouest du massif, dans les vallées des rivières Kokpekty et Shylikty où il atteint 1300 m d'épaisseur (Fig. 1.41). Il est constitué de dolérites, de gabbros-doléritiques, de gabbros-isotopes et de basaltes. Les dykes sont principalement composés de gabbro-diabases aphyriques. Dans la coupe prédominent des dykes de direction Nord-Sud et Nord-Est - Sud-Ouest, suggérant un axe orienté Est-Ouest à Nord-Ouest – Sud-Est.

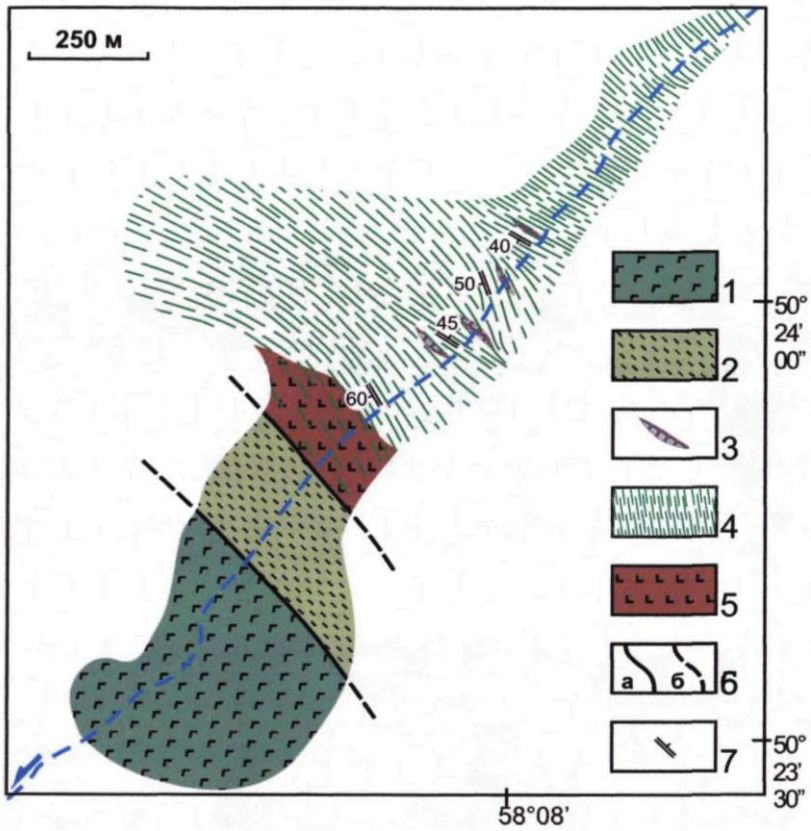


Fig. 1.41 – Carte géologique schématique du complexe de dykes parallèle de la vallée de la Kokpekty (Massif de Kempirsay)

1 – Gabbros à olivine, gabbros, Troctolites ; 2 – Basaltes et Schistes silico-carbonatés (S-D_1); 3 – Gabbros, Dolérites, Granites ; 4 – Dykes de dolérites et de Gabbro-doléritiques ; 5 - Basaltes ellipsoïdaux (D_1) ; 6 – failles : a) observées ; b) supposées ; 7 – Pendages. Localisation Fig.1.9. D'après Savel'ev et Savel'eva (1991)

Tout le complexe de dyke est métamorphisé en faciès schiste vert à amphibolite, et schistosité. À partir de la structure et de la composition des dykes parallèles on peut supposer que leurs formations est associée une période d'extension (Rayzancev et al., 2012).

CHAPITRE 2 – DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Un des objectifs de ce travail est l'étude du remplissage sédimentaire des bassins dévono-carbonifères et permiens du Mougodjar. La zone dans laquelle est concentrée notre recherche correspond à deux bassins de structures et d'origines différentes. La période Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur correspond à la mise en place d'un bassin en contexte d'accrétion de l'arc volcanique à la marge passive du continent Européen, tandis que le bassin permien est un bassin d'avant-pays résultant de la collision du craton Européen et du microcontinent Kazakh. Les séries clastiques du carbonifère terminal et du permien du sud de l'Oural en Russie et au Kazakhstan (Mougodjar) correspondent pour l'essentiel à des séries turbiditiques (Mizens, 1997 ; Proust et al., 1998).

Le but de ce travail est d'étudier en détail la sédimentologie des séries turbiditiques permiennes d'une part, et la distribution de la matière organique des séries carbonifères, dévoniennes et permiennes qui seront présentées ici. Des données de subsurface à l'échelle régionale seront-elles présentées dans le chapitre 3 suivant.

2.1 Localisation des coupes

Lors des missions de terrain 12 coupes représentatives d'âges Dévonien et Permien ont été levées. Trois coupes ont été levées dans le Dévonien-Carbonifère et 9 coupes dans le Permien (Fig. 2.1). Résultant de la pénéplanation de l'Oural, le Mougodjar présente une morphologie de collines d'altitude moyenne (~ 300-400 m). Dans cette morphologie de faible relief les affleurements sont surtout situés le long des rivières qui forment de nombreux méandres.

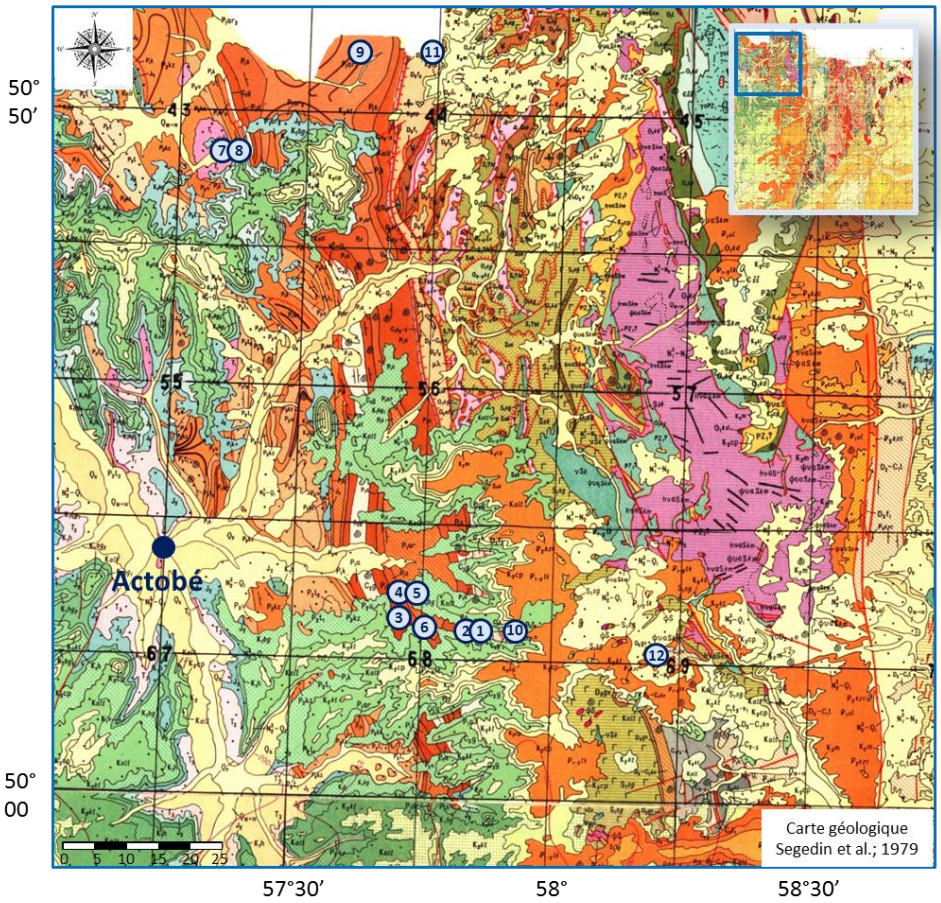


Fig. 2.1 - Carte géologique du Mougodjar et localisation des coupes. Les chiffres désignent les coupes

1. Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) ; 2. Coupe d'Aidarlyacha 2 (limite P-C conglomérats) ; 3. Coupe d'Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay) ; 4. Coupe d'Aidarlyacha 4 (affluant) ; 5. Coupe d'Aidarlyacha 5 (conglomérats) ; 6. Coupe d'Aidarlyacha 2013 ; 7. Coupe de Syntas 1 ; 8. Coupe de Syntas 2; 9. Coupe de Kiya ; 10. Coupe de Schyntemir; 11. Coupe de Kiya 2013 ; 12. Coupe d'Oisylkara

Les données synthétiques des épaisseurs des coupes et leur succession chronostratigraphique sont présentés dans le Tableau 2.1. Parmi nos 12 coupes deux sont d'âge - dévonien (Givetien – Faménnien) datées par des conodontes, une coupe est d'âge Carbonifère (Viséen – Serpukhovien), et 9 coupes sont datées du Permien inférieur (Asselien à Kungurien) par les fusulines, conodontes et ammonoïdes (Korobkov et al., 2012). La coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C) est un point GSSP pour la base du Permien. La base de la coupe est datée par les associations de fusulines du Gzhelien (Carbonifère)

et de l'Asselien (Permien) (Davydov et al., 1998). Le Sakmarien est identifié sur la base des travaux de Korobkov et al. 2012.

Tableau 2.1

Ere	Per.	Epoque		Etage	Indice	Nom de la coupe		
Paléozoïque	Permien	Guadalupien		Tatarien	P2t			
				Kazanien	P2kz			
				Ufimien				
		Cisuralien		Kungourien	P1kg	Coupe de Syntas1 **187,72 m**		
				Artinskien	P1ar	Coupe d 'Aidarlyacha 2013 **254 m**	Coupe d 'Aidarlyacha 5 conglos **34,6 m**	
						Coupe d 'Aidarlyacha 4(affluent) **55,23 m**		
				Sakmarien	P1s	Coupe d'Aidarlyacha 2 (limite C/P conglos) **22,16 m**		
				Asselien	P1a	Coupe d 'Aidarlyacha 1 (limite C/P) **208,56 m**	Coupe d 'Aidarlyacha 3 (Touskainsay) **83,79 m**	Coupe de Kiya1 **45,66 m** Coupe de Syntas 2 **89,83 m**
	Carbonifère	Pennsylvanien	Sup.	Gzhelien	C3g			
				Kasimovien	C3k			
			Moy.	Moskovien				
			Inf.	Bashkirien	C2b			
		Mississippien	Sup.	Serpukhov	C1s	Coupe de Schyntemir **12,62 m**		
			Moy.	Viséen	C1v			
			Inf.	Tournaisien	C1t			
	Devonien	Sup.		Famennien	D3kn	Coupe de Kiya 2013 **27,38 m**	*d'après les cartes géologiques au 1 :200 000 (Davydov et al., 1998; Korobkov et al., 2012) fig 1.3 ;*	
				Frasnien	D2-3 k	Coupe d 'Oisylkara **21,42 m**		
		Moy.		Givétien				
				Eifélien				

Avant d'aborder la description de détail de ces séries carbonifère terminal et permiennes étudiées sur le terrain, il convient de présenter tout d'abord une brève synthèse bibliographique concernant les éventails turbiditiques mis en place sous l'action de processus gravitaires, afin de mettre en place la terminologie qui sera utilisée pour les descriptions de faciès.

2.2 Synthèse bibliographique sur les processus gravitaires sous-marins et les systèmes turbiditiques

Comme pour les séries clastiques du carbonifère terminal et du permien du sud de l'Oural en Russie et au Kazakhstan (Mougodjar) dont il va être question par la suite, une grande partie des sédiments turbiditiques connus se déposent ou se sont déposés dans les bassins d'avant pays ou des bassins de type « Piggy-back » associés, même si les sédiments turbiditiques se déposent aussi sous d'autres contextes tectoniques (Kuenen et Migliori, 1950 ; Mutti et al., 2002).

Les éventails turbiditiques sont façonnés par les processus gravitaires. Les caractéristiques des écoulements gravitaires sous-marins et de leurs dépôts en domaine marin profond ont fait l'objet de recherches multiples depuis les années 1960 (Bouma, 1962 ; Normark, 1970 ; Mutti et Ricci Lucchi, 1974 ; Middleton et Hampton, 1973; Mulder et Cochonat, 1996; Migeon, 2000; Shanmugam, 2000; Mulder et Alexander, 2001).

D'un point de vue industriel, ces systèmes sous-marins profonds sont également intéressants notamment pour l'exploration des hydrocarbures en domaine offshore.

2.2.1 Les processus gravitaires sous-marins

Les processus gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus, qui, sous l'action de la gravité, déforment ou mettent en mouvement du matériel sur des pentes sous-marines. Ces processus peuvent donc impliquer un faible transport voir aucun mouvement, ou au contraire engendrer un transport important, permettant de redistribuer des sédiments des plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales (Middleton et Hampton, 1973) (Fig. 2.2).

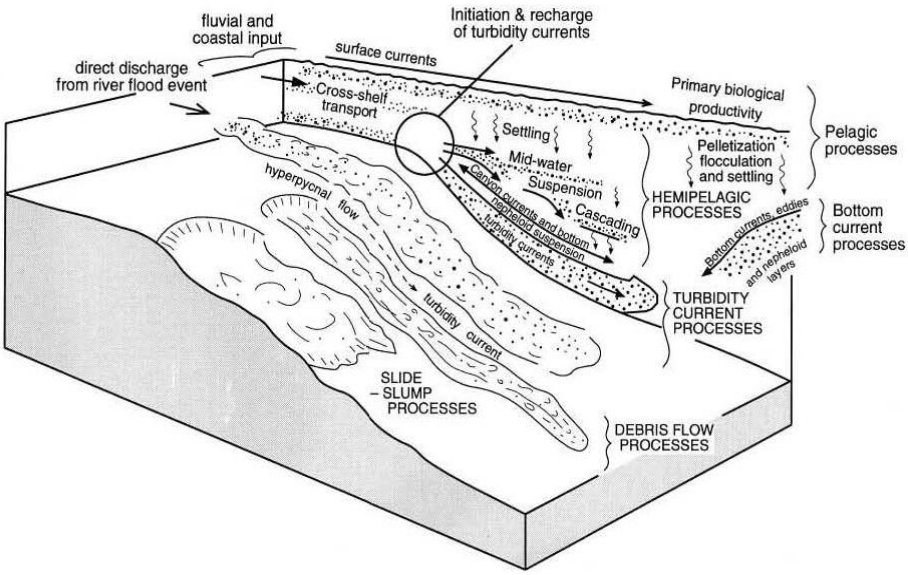


Fig. 2.2 – Diagramme composite illustrant les différents processus de transport et de dépôts en milieu marin profond : la décantation hémipelagique, les courants de fonds et les principaux types de transports gravitaires (Stow and Mayall, 2000)

Les processus gravitaires ont été regroupés en deux principaux types : les **éboulements** et **glissements sous-aquatiques** et les **écoulements sédimentaires gravitaires** (Fig. 2.2). Ces derniers regroupent les écoulements laminaires et les écoulements turbulents (Fig. 2.3).

Les mécanismes initiant des éboulements et glissements sous-marins peuvent être multiples : destabilisations d'une charge sédimentaire importante non compactée, séïsmes (e.g. Heezen et Ewig, 1952, Emery et al. 1970), dégagements d'hydrates de gaz (Mulder et Cochonat, 1996).

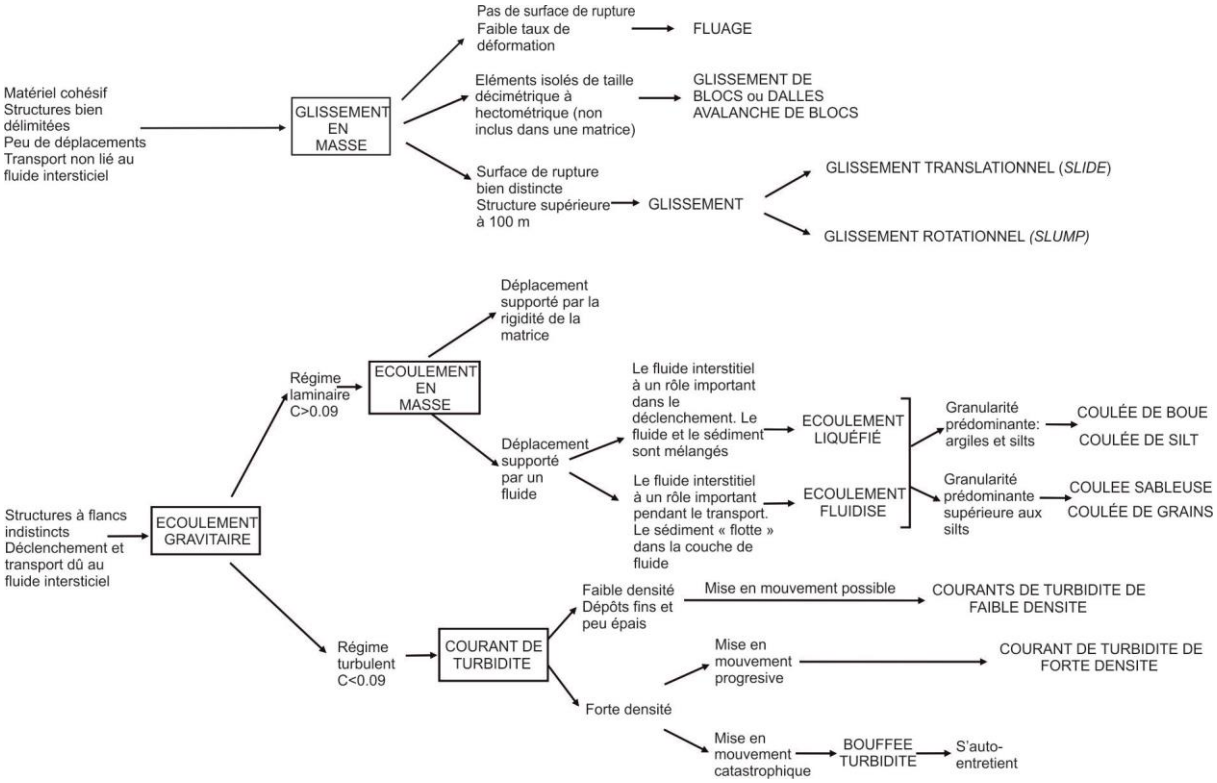


Fig. 2.3 - Classification globale des mouvements en masse sous-marins, d'après Mulder et Cochonat (1996)

Les écoulements sédimentaires gravitaires (Fig. 2.2) peuvent eux être initiés par :

(1) des courants hyperpycnaux redistribuant le matériel sédimentaire continental sur les fonds marins, au débouché d'un système fluviatile (Wright et al., 1988 ; Normark et Piper, 1991, Piper et Savoye, 1993). Les courants hyperpycnaux correspondent au prolongement en mer de l'écoulement turbide d'un fleuve en crue lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce a une densité supérieure à celle de l'eau de mer. Ce mélange reste alors sur le fond et génère un écoulement gravitaire turbulent appelé « hyperpycnal » (Mulder et Syvitski, 1995);

(2) des instabilités de masses sédimentaires liées à la progradation d'un prisme sédimentaire deltaïque ou par une accumulation importante de sédiments sous contrôle de la dérive littorale près de têtes de canyons sous-marins (Pickering et al., 1989 ; Mulder et al., 1996) ;

(3) une évolution secondaire de glissements ou de slumps en écoulements sédimentaires gravitaires par diminution progressive de la concentration de

l'écoulement due à l'incorporation d'eau de mer ambiante (Middleton et Hampton, 1976 ; Shanmugam et al., 1994 ; Mulder et Cochonat, 1996).

D'une manière générale, les processus gravitaires sous-marins prennent donc souvent naissance là où les accumulations sédimentaires sont les plus importantes et les pentes sous-marines les plus fortes, c'est à dire en haut de la pente continentale et en bordure de plate-forme, ou bien alors sur les flancs des chenaux et des canyons sous-marins.

2.2.2 Les éboulements et glissements sous-aquatiques

Les éboulements sous-aquatiques correspondent à des accumulations sur le fond marin de blocs rigides avec une forte dislocation qui chutent et roulent périodiquement dans les pentes, donnant des dépôts de type avalanche rocheuse (Mulder et Cochonat, 1996, Fig. 2.3). Le matériel a alors un comportement dit élastique, c'est-à-dire qu'il ne subit pas de déformations internes.

Les glissements sous aquatiques sont de trois types : le fluage (*creeping*), les glissements (*slide*) et les slumps.

Le fluage est une simple déformation des sédiments sous une charge (Mulder et Cochonat, 1996). Les fractures associées dans la masse sédimentaire sont possibles mais non systématiques. Il n'existe pas de surface de glissement.

Si la limite de déformation plastique des matériaux est atteinte, le mouvement de déformation se développe et il peut générer par la suite un glissement (*slide* ou *slump*) avec un déplacement souvent limité, et qui n'est pas dû ou soutenu par le fluide intersticiel de la masse en mouvement (Mulder et Cochonat, 1996 ; Fig. 2.3). Ces instabilités se développent le long d'une surface de glissement correspondant à un plan de cisaillement. Les masses sédimentaires engagées dans le glissement sont déformées par cisaillement, décollement ou rotation, mais conservant leur cohérence et donc pour partie leur géométrie originelle. On distingue les glissements translationnels et les glissements rotationnels suivant que la surface de cisaillement à la base du glissement est respectivement plane ou courbe.

2.2.3 Les écoulements sédimentaires gravitaires

Les écoulements sédimentaires gravitaires sont eux initiés et entretenus par les caractéristiques physiques du fluide intersticiel (Fig. 2.3). Avant d'aborder la classification de ces écoulements, il nous faut dire quelques mots sur leurs principales caractéristiques physiques.

2.2.3.1 Caractéristiques physiques des écoulements gravitaires

La force gravitationnelle, moteur du mouvement de déplacement des particules d'origine gravitaire, est proportionnelle à la **masse volumique** de l'écoulement sédimentaire et à son épaisseur. Plus la masse volumique de l'écoulement est importante, plus la force gravitationnelle est élevée.

La masse volumique de l'écoulement dépend elle-même de la **proportion de fluide et de solide dans l'écoulement** : plus la proportion de fluide est importante, plus la

masse volumique est faible. Le rapport solide/fluide est donc un élément important contrôlant la physique de l'écoulement sédimentaire.

Ainsi, au cours de l'écoulement, les proportions relatives de fluides par rapport aux solides sont contrôlées par (in Broucke, 2003):

- **l'incorporation de fluides** marins ambiants ;
- **l'expulsion du fluide** transporté ;
- la **remise en suspension de particules due à la faculté d'érosion de l'écoulement** lui-même à sa base et sur son front ;
- la **sédimentation de particules** et de matériel clastique de taille variée.

Tous les mécanismes ou évènements au cours de l'écoulement, susceptibles de modifier les facteurs clefs évoqués au-dessus sont donc aussi majeurs pour comprendre la physique de l'écoulement et les dépôts sédimentaires associés.

Une fois l'écoulement généré, le mouvement de déplacement de l'écoulement sédimentaire initie lui-même une **contrainte de cisaillement** qui doit être supérieure à la **résistance par frottement du fond marin**. Si c'est le cas, le mouvement perdure, dans le cas contraire, l'écoulement sédimentaire se fige. Il est aussi nécessaire que les particules solides composant l'écoulement sédimentaire gravitaire ne sédimentent pas, grâce à l'action éventuelles des **mécanismes de soutien internes à l'écoulement** suivants (Pickering et al., 1989 ; Brooke, 2003):

(1) La **turbulence** de l'écoulement. C'est la composante ascendante du mouvement. Si la concentration volumique des particules est inférieure à 9% du volume total, la turbulence est le mécanisme majeur voire unique de soutien des particules dans l'écoulement (**limite dite de Bagnold**, 1962);

(2) la **pression de dispersion due aux collisions intergranulaires** ;

(3) le flottement des clastes associés à la force d'Archimède ;

(4) la **surpression** à l'intérieur des pores due au liquide interstitiel créant un mouvement vertical du fluide ;

(5) les **forces de cohésion et de friction internes** à l'écoulement.

Enfin, une dernière caractéristique importante des écoulements est leur nature **cohésive** ou **non-cohésive**. La cohésion décrit la capacité des particules dans le matériau sédimentaire à interagir entre elles. Un matériel argileux va être dit cohésif, et l'écoulement associé va avoir tendance à présenter un comportement très visqueux. Au contraire, des sables ou des silts vont être dits non-cohésif, et l'écoulement sédimentaire va avoir plutôt une faible viscosité.

2.2.3.2 Classification des écoulements sédimentaires gravitaires

En raison de la grande diversité des processus observés, différentes classifications des écoulements sédimentaires gravitaires ont été proposés (Middleton et Hampton, 1973; Ghibaudo, 1992; Pickering et al., 1989; Lowe, 1982). La classification actuellement admise, élaborée par Mulder et Alexander (2001) repose sur la concentration en grains de l'écoulement, sa nature cohésive ou non-cohésive, ainsi que sur les mécanismes de support des grains. Deux types d'écoulements gravitaires ont ainsi pu être distingués : les **écoulements cohésifs** et **non cohésifs** (Fig. 2.4).

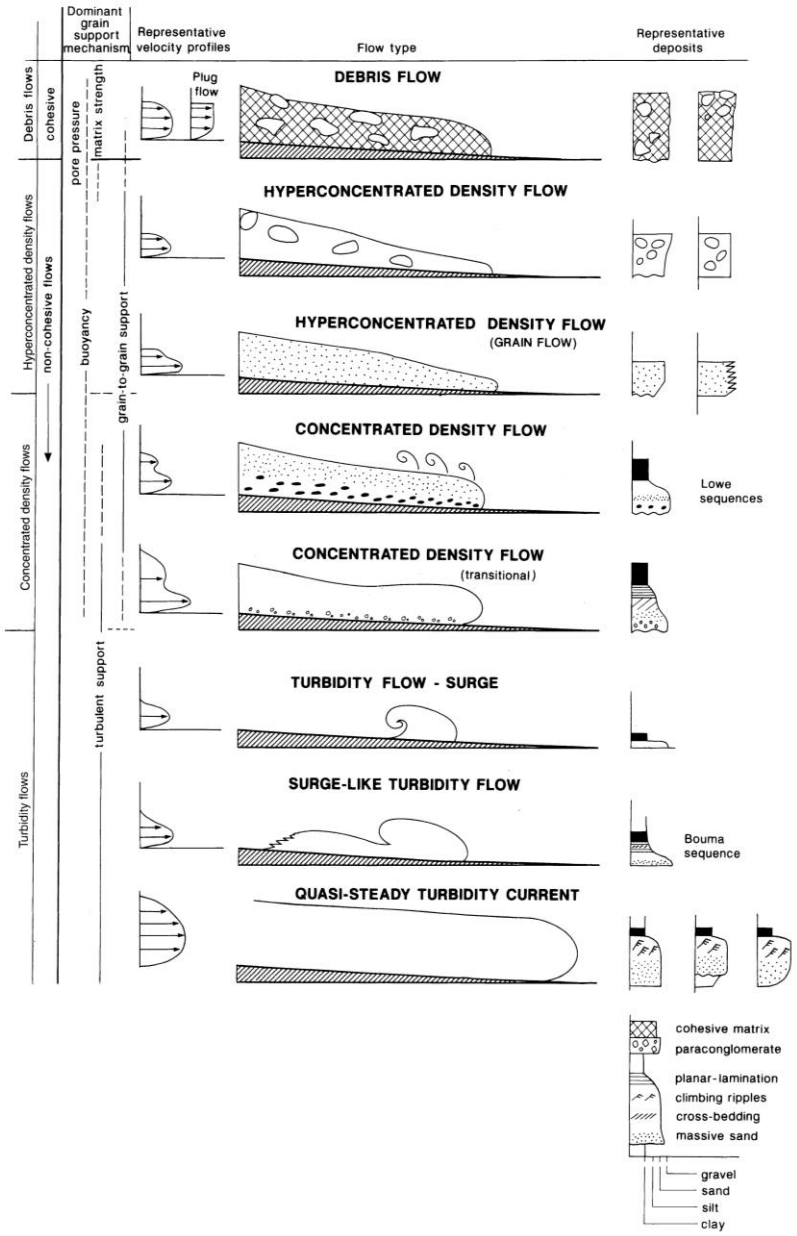


Fig. 2.4 - Représentation schématique et idéalisée des différents écoulements gravitaires (Mulder et Alexander, 2001)

La distinction des écoulements se fait par la rhéologie : (1) les écoulements cohésifs (coulées de débris) et (2) les écoulements frictionnels ou non-cohésif (écoulements de densité hyperconcentrés, écoulements de densité concentrés et écoulements turbiditiques)

A. Les écoulements cohésifs

Dans les écoulements cohésifs ou **écoulements laminaires**, le transport est lié à la présence d'une matrice contenant un fraction-même faible - argileuse assurant une cohésion entre les particules. Ces écoulements se caractérisent par des concentrations et des viscosités très élevées sans développement marqués de phénomènes de turbulence. La concentration en particules est supérieure à 9% du volume total (limite de Bagnold, Fig. 2.4) et se situe entre 30-40 et 90% (Mulder et Alexander, 2001). Il s'agit de fluides non-newtoniens.

Les coulées de débris font partie des écoulements cohésifs (Fig. 2.4). Elles peuvent transporter une grande variété d'éléments hétérogènes, de tailles centimétriques à

métriques au sein d'une matrice fine. Leurs vitesses s'étalent de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres par seconde et elles peuvent se déplacer sur de longues distances (jusqu'à des centaines de kilomètres) (Simm et al., 1991 ; Gee et al., 1999). Ces écoulements sont cependant peu érosifs à leur base, car ils incorporent une langue d'eau sous l'écoulement qui génère le phénomène d'hydroplanning réduisant la résistance par frottement du fond marin (Pickering, et al., 1989 ; Shanmugam, 2000 ; Mohrig et al., 1998). Lorsque la résistance par frottement du fond marin devient supérieure à la contrainte de cisaillement motrice, la coulée se fige brusquement (**dépôt en masse ou *freezing***). Le dépôt associé présente ainsi une absence ou un faible granoclassement, des contacts inférieurs et supérieurs nets, les galets ou blocs étant concentrés dans des horizons particuliers du dépôt (Shanmugam, 2000 ; Broucke, 2003 ; cf. Mulder et Alexander, 2001, Fig. 2.4).

B. Les écoulements non cohésifs

Parmi les écoulements non cohésifs, trois mécanismes de support des grains sont distingués : 1) le support par collision entre les grains (écoulements granulaires), 2) le support par expulsion de fluide inter-granulaire (écoulements fluidisés) et 3) le support par turbulence. Les deux premiers cas correspondent à des écoulements **laminaires** alors que le dernier correspond à un écoulement **turbulent**.

Les écoulements granulaires (« grain-to-grain support », Fig. 2.4).

Les écoulements granulaires sont un mélange très concentré de grains non cohésifs où le mécanisme de support dominant des particules est la pression de dispersion, résultant du choc entre les grains ou entre les grains et le fond marin. Le dépôt se fait lorsque l'énergie cinétique due à la contrainte de cisaillement devient inférieure à l'énergie dissipée par les chocs.

Les **écoulements hyperconcentrés** (Mulder et Alexander, 2001, Fig. 2.4) font partie de ce type d'écoulement. La gamme des concentrations de particule par rapport au volume total est assez proche de celle des écoulements cohésifs (30 à 90%, Mulder et Alexander, 2001). Les dépôts sédimentaires associés sont constitués d'ensembles conglomératiques, de sables massifs et de graviers. Ils ressemblent aux dépôts des écoulements cohesifs (présence de clastes grossiers, gel en masse, contacts nets au sommet du dépôt) mais peuvent présenter aussi quelques différences (base éventuellement faiblement érosive avec figures de traction, présence de figures d'échappement de fluide possible due à la moindre cohésion de l'écoulement, un granoclassement inverse peut aussi être observé) (Fig. 2.4).

Les **écoulements concentrés** sont aussi des écoulements granulaires (Fig. 2.4). Ces écoulements sont cependant dilués par incorporation de fluide marin ambiant. Ils adoptent alors un comportement **newtonien**. Leur concentration en particules par rapport au volume total est plus faible que pour les écoulements cohésifs et hyperconcentrés décrits précédement (10 à 40%, Mulder et Alexander, 2001). Cette incorporation de fluide a des conséquences importantes car elle permet le développement de phénomènes de turbulence dans la masse de l'écoulement (Fig. 2.4). Un écoulement turbulent peut alors engendrer (1) des érosions marquées à sa base et (2) une circulation verticale dynamique des fluides et des particules au sein de l'écoulement, et donc un tric actif des particules. Ces dépôts sableux sont donc caractérisés par un granoclassement normal, des bases érosives pouvant présenter des

figures sédimentaires de type « scours » ou « flutes » et une partie supérieure plus de granulométrie plus fine (sables et silts) à laminations obliques ou planes surmontés par un nappage de la fraction la plus fine (Fig. 2.4). La partie basale peut aussi présenter un granoclassement inverse si l'écoulement est plus concentré à sa base, ou au contraire des figures de traction, mégarides et rides si l'écoulement est moins concentré à sa base (Broucke 2003). Certains écoulements concentrés correspondent à la séquence sédimentaire historiquement décrite par Lowe (Lowe, 1982) (cf. Fig. 2.4).

Les écoulements fluidisés

Le terme de « liquification », employé par Nichols (1995) qualifie de manière générale le passage d'un état solide à liquide d'un sédiment non cohésif. Les particules (sable, silt) sont maintenues en suspension par la surpression du fluide interstitiel. Trois processus peuvent conduire à la liquification (Mulder, 2011):

- la fluidisation, correspondant à une surpression interstitielle générée au sein du fluide intergranulaire. Ce phénomène est courant dans les environnements volcaniques subaériens où les sédiments fins vont passer à l'état liquide sous l'action du gaz (nuées ardentes) ;

- le phénomène de liquéfaction, sous l'effet d'une charge cyclique de cisaillement (activité sismique, tempêtes) ;

- la liquéfaction par cisaillement, caractérisée par la présence d'une contrainte non cyclique sur le sédiment provoquant une contrainte de cisaillement (e.g. forte pente). De manière générale, les termes fluidisation et liquéfaction peuvent être considérés comme synonymes.

Les écoulements fluidisés sont possibles tant que la surpression interstitielle reste supérieure à la pression hydrostatique. Ils peuvent ainsi se déplacer sur des pentes relativement faibles (3 à 10°, Middleton et Hampton, 1973). Le dépôt s'effectue lorsque l'excès de pression lié au fluide s'est dissipé, générant un arrêt brutal de l'écoulement (*freezing*) et donc un dépôt en masse. La dissipation de la surpression interstitielle se réalise de la base vers le sommet de l'écoulement (*freezing upward*; Middleton et Hampton, 1973). Des traces de l'expulsion des fluides vont être observées dans les dépôts : galets verticalisés, *dishes structures* et *dykes* (Lowe et LoPiccolo, 1974 ; Fig. 2.4).

Les écoulements turbulents

Ce sont des écoulements de comportement **newtoniens** dans lesquels le maintien en suspension des particules est assuré par des phénomènes de turbulence. La concentration en particules reste inférieure à 9 % du volume total (Bagnold, 1962) (Fig. 2.4).

Les courants de turbidité correspondent à un écoulement de fluide avec une alimentation prolongée pouvant durer quelques heures à quelques jours (Mulder et al., 1998 ; Mulder et Alexander, 2001). Ils ont une extension longitudinale plus importante avec une tête (front de densité), un corps allongé et une queue relativement diluée. Leur structure interne est assez complexe, avec des profils de vitesse et de densité décroissants vers le haut et la présence de vortex turbulents (instabilités de Kelvin-Helmholtz ; Middleton et Hampton, 1973, Fig. 2.4). Les dépôts associés à ce type de processus gravitaire sont des séquences granoclassées (Kuenen et Migliorini, 1950 ; Kuenen, 1956) nommées « turbidites ». La séquence de dépôt historiquement utilisée

pour décrire les turbidites est la séquence de Bouma (1962; Figs. 2.4 et 2.5). Elle comprend cinq termes nommés de la base vers le sommet *Ta* à *Te* suivant un granoclassement normal, enregistrant la diminution d'énergie d'un courant de turbidité en un endroit donné. Parmi ces 5 termes, le terme *Ta* correspond à un dépôt d'écoulement concentré (Mulder et Alexander, 2001) tandis que les termes *Tb* à *Te* résultent du dépôt d'écoulement turbulent. Le terme *Ta*, constitué de sables grossiers à moyens est caractérisé par un granoclassement frustre et l'absence de structures internes. Le terme *Tb* est classiquement constitué de sables plus fins et laminés, qui évoluent vers des sables très fins ou des silts (terme *Tc*) présentant des stratifications obliques. Le terme *Tc* peut présenter des convolutes qui résultent de la déstructuration de lamines par échappement d'eau. Le terme *Td* est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses. Enfin, le terme *Te* correspond à des argiles très finement laminées ou sans structure, résultant de la décantation finale du courant de turbidité. Cette séquence n'est que très rarement observée dans son intégralité, elle est fréquemment tronquée de ses termes inférieurs ou supérieurs.

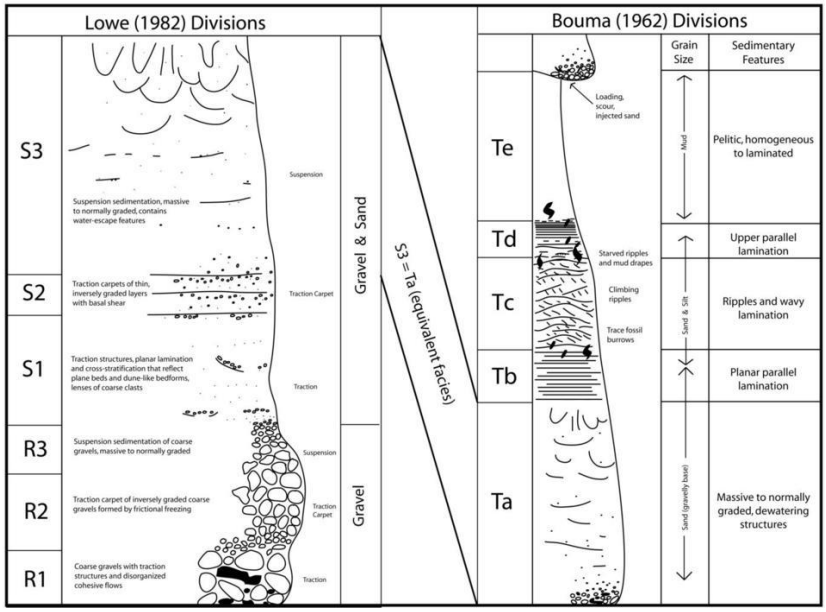


Fig. 2.5 - Modèle de faciès de Lowe (1982) pour les turbidites grossiers et Bouma (1962) pour la turbidites clastiques. La corrélation entre la division S3 de Lowe et Ta de Bouma a établie par Lowe (1982)

2.2.4. Un modèle de faciès des écoulements gravitaires : la classification de Mutti (1992)

2.2.4.1 Evolution des écoulements d'amont en aval

À la suite des travaux pionniers de Bouma (1962) et Lowe (1982), d'autres auteurs ont proposé des classifications et des modèle de dépôts gravitaires sous-marins (Pickering et al., 1986 ; Ghibaudo, 1992). Dans le cadre de ce travail, nous avons choisi d'utiliser la classification largement utilisée de Mutti (1992). En effet, cette classification propose une classification des faciès de dépôts des écoulements sédimentaires gravitaires très facilement utilisable sur le terrain. Elle prend en compte la dynamique

et les processus d'écoulements et regroupe les classes de faciès proposées dans un cadre conceptuel clair.

Mutti (1992) envisage un seul écoulement de l'amont vers l'aval, de la plate-forme au bassin, qui va subir une série de transformations physiques (variations de vitesse, incorporation de fluides marins ambiants, dépôts successifs de parties de la charge sédimentaire…).

Cet écoulement est composé de deux couches (Fig. 2.6). Une couche basale est dense, très concentrée et portant une charge sédimentaire grossière. Elle a un comportement cohésif et laminaire, et une vitesse d'écoulement restreignant le développement de phénomènes de turbulence et d'échappements de fluides. C'est un écoulement de type **debris flow**. La couche supérieure de l'écoulement est moins concentrée en sédiment, et porte une charge sédimentaire plus fine. Elle a un comportement turbulent, qui correspond à un **écoulement turbiditique** classique (Mutti et al., 1992).

Au cours du trajet de l'écoulement vers les bas des pentes sous-marines, la couche basale de type debris flow se déplace plus vite que la couche supérieure et la distance progressivement. L'érosion du fond marin se développe au front de l'écoulement et l'on note ainsi la formation de clastes argileux à la tête de l'écoulement (Fig. 2.6).

Au fur et à mesure de l'écoulement, la couche basale perd une partie de sa charge fine au profit de la couche turbulente supérieure(processus d'**élutriation**) par notament (1) incorporation de fines à la limite entre les deux couches et par érosion du fond marin au front de l'écoulement et (2) par un flux de particules fines de la couche dense vers la couche turbulente par des phénomènes d'excès de pression de pores et d'échappements de fluides associés (Fig. 2.6, Mutti et al ., 1992).

L'énergie de la couche dense basale tend alors à diminuer conduisant l'écoulement basal à s'arrêter. Si le front de l'écoulement basal s'arrête ainsi (**freezing**) du fait du développement des forces de frottement, il va déposer sa charge grossière et se faire distancer par le reste de l'écoulement, en moyenne de granulométrie plus fine. Mutti (1992) envisagent ainsi une série de dépôts par vagues, plus grossiers vers l'amont et de plus en plus fins vers l'aval.

Petit à petit, l'incorporation de fluides marins ambiants, en plus de l'apport de fines conduit au développement en volume du panache turbulent, turbiditique supérieur, alors que la couche basale dense de type debris flow se réduit (Fig. 2.6).

Tant que des processus d'excès de pression de pores et d'échappements de fluides ont lieu à la limite entres les deux couches, un intervalle fluidisé concentré se maintient entre les deux couches (Mutti et al., 1992). Celui-ci empêche la couche supérieure turbulente de remanier et éroder la couche cohésive inférieure. On n'observe alors pas de développement des structures tractives (mégarides, rides) dans les dépôts sédimentaires associés (Mutti et al., 1992). Ce type de structures tractives est uniquement observé lorsque les processus d'échappement de fluides ont cessé (Fig. 2.6).

Ces transformations progressives de l'écoulement à deux couches de l'amont vers l'aval vont induire la transformation progressive d'un écoulement majoritairement cohésif de type debris flow en un écoulement majoritairement puis uniquement turbiditique. Les dépôts successifs associés, dans un cas idéal, sont différenciés en neuf faciès notés F1 à F9, le dernier faciès F9 état subdivisé en deux sous-classes F9a et F9b.

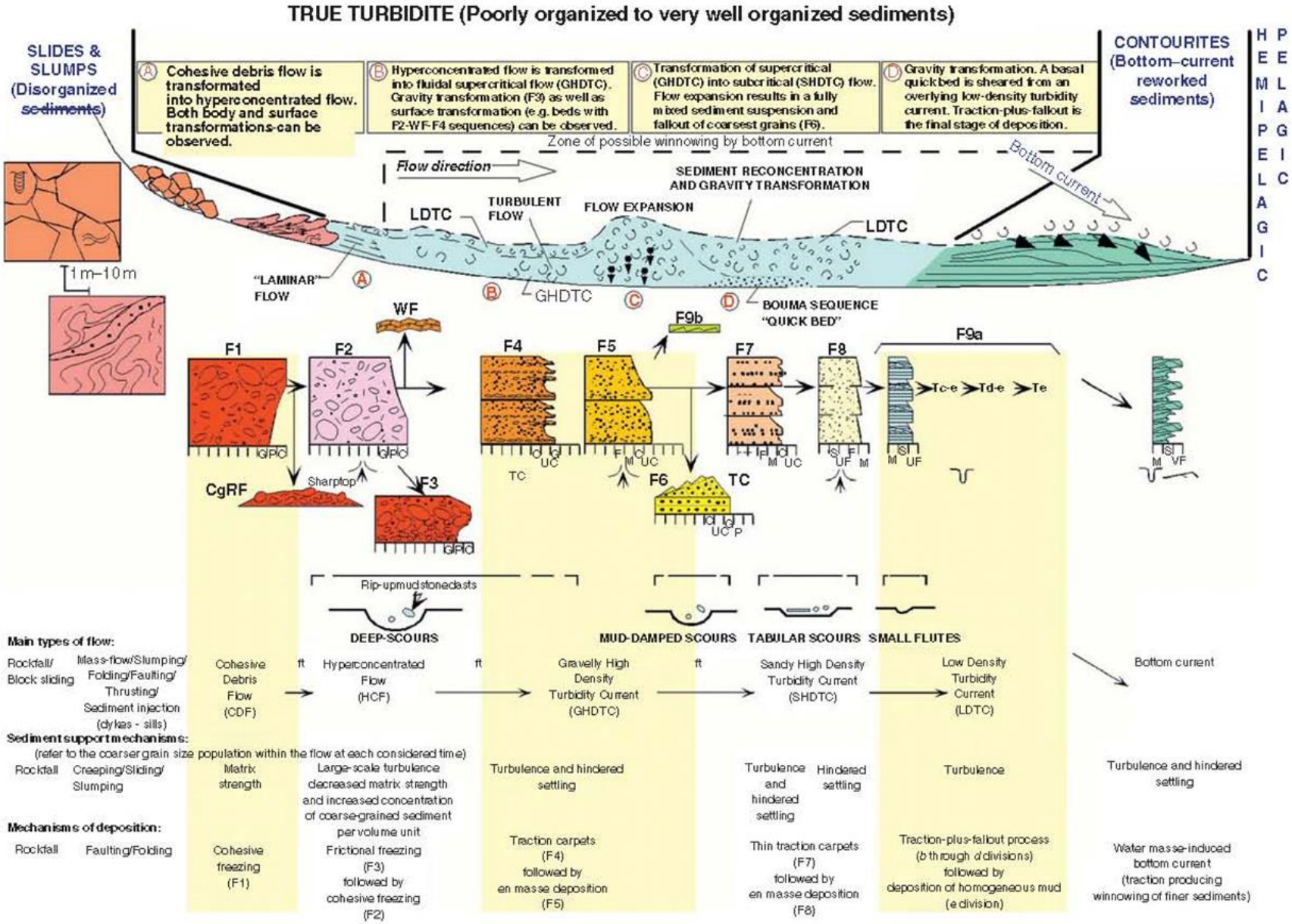


Fig. 2.6 – Classification de l'évolution des faciès (Mutti, 1992; reproduit par Mulder (2011)

2.2.4.2 Faciès de dépôts (Mutti, 1992, review in Broucke, 2003)

Les faciès F1 à F3 sont des **faciès conglomératiques** (Fig. 2.7). Le passage du faciès F1 au faciès F3 correspond à la transformation d'un écoulement cohésif et laminaire par incorporation d'eau ambiante et développement de la turbulence. Le faciès F1 est ainsi associé à un écoulement cohésif et laminaire. Le faciès F2 est interprété comme un écoulement hyperconcentré ayant incorporé de l'eau ambiante, et le faciès F3 comme un écoulement hyperconcentré se transformant en écoulement concentré avec développement de la turbulence. Le faciès F3 correspond à un dépôt résiduel, lorsque l'écoulement cohésif de type debris flow dépose une partie grossière de sa charge, la suite de l'écoulement le dépassant. C'est donc un faciès de **by-pass** et ses dépôts s'accumulent sous forme de barres conglomératiques parfois riches en clastes argileux (Mutti, 1992 ; Fig. 2.6). Étant remanié par l'écoulement qui le dépasse, le faciès F3 peut être remodelé de figures de traction (litages obliques, etc…).

Faciès		Description
Faciès conglomératiques	**Faciès F1**	C'est un faciès très mal classé (la granulométrie allant de l'argile aux blocs). Les éléments grossiers sont mélangés à une matrice argileuse (texture **matrix-supported**). Sa base n'est pas érosive car le matériel se dépose **en masse** (**gel** ou **freezing**). Les clastes les plus grossiers peuvent être concentrés au sommet du dépôt.
	Faciès F2	Mêmes caractéristiques que le faciès F1 mais le granoclassement a tendance à être normal, la base du dépôt est souvent érosive et on note la présence de clastes argileux.
	Faciès F3	Les blocs et les galets sont jointifs (texture **clast-supported**). Partie basale érosive. Structure souvent massive avec un éventuel granoclassement inverse. Possibilité de développement d'une **stratification plane ou oblique**.
Faciès grossiers	**Faciès F4**	Il est constitué de sables grossiers, de graviers et de galets, déposés sous forme de **tapis de traction**. On note la présence fréquente de figures érosives à sa base (**scours**).
	Faciès F5	Il est constitué de sables grossiers, de graviers et de galets. On note la présence de bases érosives et de scours. La différence avec le faciès F4 est l'absence de structures sédimentaires et donc son aspect massif. Présence fréquente de granoclassement normal et de figures d'échappements de fluides.
	Faciès F6	Granulométrie similaire à F4 et F5. Bases érosives (**scours**). Cependant le faciès F6 présente des figures sédimentaires inidquant une composante tractive (stratifications obliques).
Faciès fins	**Faciès F7**	Ce sont des sables grossiers à moyens laminés. Les lamines sont interprétées comme des tapis de traction pouvant présenter des granoclassements inverses.
	Faciès F8	Ce sont des sables moyens à fins sans structures sédimentaires. Présence fréquente de figures d'échappement de fluides. C'est un équivalent du **terme Ta de la séquence de Bouma**.
	Faciès F9	**F9a** : Ce sont des sables fins, des silts et des argiles. On note la présence de lamines planes parallèles, de rides et de figures d'échappement de fluides. **F9b** : alternance de niveaux silto-argileux et de sables fins. Aucune structures sédimentaires a part quelques rides au sommet des sables. Ces deux faciès F9 sont équivalents aux termes **Tb à Te de la séquence de Bouma**.

Fig. 2.7 - Faciès de dépôts turbiditiques. D'après Mutti (1992) et review in Broucke, 2003

Les faciès F4 à F6 sont des **faciès grossiers** (Fig. 2.7), constitués de sables, de graviers, et de galets. Ils résultent d'écoulements hyperconcentrés et les dépôts associés sont érosifs à leurs bases. Les faciès F4 correspond à la traction sur le fond marin de dépôts grossiers d'un écoulement hyperconcentré. Le faciès F5 est associé à un écoulement hyperconcentré dont le comportement passe d'un écoulement laminaire à un écoulement turbulent (Broucke, 2003). Le faciès F6, comme le faciès F3, est le dépôt résiduel de la phase grossière de l'écoulement. Ces dépôts sont ensuite remodelés par les vagues successives de l'écoulement qui les dépassent et présentent donc des figures sédimentaires tractives (litages obliques et plans, éventuellement organisés en mégarides) (Mutti, 1992, Fig. 2.6).

Les faciès F7 à F9 sont des faciès fins (sables grossiers à moyens à argiles) (Fig. 2.7). Ils résultent de la transformation d'écoulements concentrés en des écoulements turbiditiques, associés pour les termes les plus distaux à des dépôts sous l'influence à la fois de la traction (rides) et de dépôts d'argiles par décantation. Le faciès F8 composé de sables moyens à fins massifs est de nouveau un dépôt résiduel selon le processus décrit auparavant (Mutti et al., 1992).

2.2.5. Les unités architecturales composant le système turbiditique

De la plate-forme au bassin marin profond, un éventail turbiditique profond (deep-sea fan) (Fig. 2.8) est caractérisé par :

(1) un éventail supérieur (upper fan) correspondant à un ou des canyons sous-marins entaillant la marge ou la plateforme. Lui sont aussi associées la partie amont de systèmes chenaux-levées sinueux associés à des pentes sous-marines fortes à modérées, par exemple à la base du talus;

(2) un éventail moyen (middle fan) associé à la partie moyenne et médiane du complexe chenaux-levées sinueux se développant sur des pentes sous-marines plus faibles;

(3) un éventail distal (lower fan) caractérisé par une zone de lobes se construisant dans les parties les plus distales et planes du système.

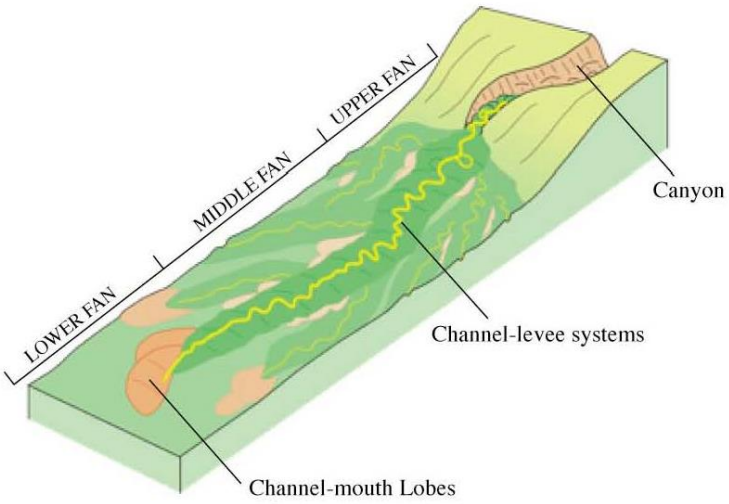


Fig. 2.8 - Représentation schématique d'un éventail turbiditique (d'après Babonneau et al., 2002)

Nous allons donner les caractéristiques principales de la zone du canyon, des complexes chenaux-levées, et des lobes. Ces informations nous seront utiles pour présenter et décrire les faciès turbidtiques d'âges carbonifère supérieur à permiens décrits plus loin au cours de ce chapitre.

2.2.5.1 Le canyon

C'est la structure érosive, située sur la pente continentale, qui représente les conduits naturels transportant les sédiments depuis le domaine continental vers le domaine marin profond.

Il est constitué de la tête du canyon (partie la plus proche de la côte), de la partie centrale et de l'embouchure. L'entrée dans le canyon est définie par une augmentation brutale de la pente par rapport à la pente régionale. Certains canyons sont alimentés dans leur partie amont par un réseau de ravines *(gullies)*, qui forment des systèmes érosifs immatures plus ou moins rectilignes de haut de pente (Fig. 2.8). Les vallées des canyons sont caractérisées par des flancs généralement abrupts, et une incision qui peut atteindre de 1000 à 3000 m de profondeur et jusqu'à 100 km de large (Galloway, 1998 ; Normark et Carlson, 2003).

L'embouchure du canyon se trouve au pied de la pente continentale où l'on observe également une diminution de pente correspondant au passage au complexe chenal-levée. La morphologie du canyon peut être influencée par l'héritage structural (McHugh et al., 1992 ; Greene et al., 2002 ; Gaudin et al., 2006).

Des conditions particulières (séismes, tempêtes…) ou de forts apports sédimentaires peuvent déstabiliser l'accumulation de sédiments aux abords de la tête de canyon engendrant des courants gravitaires chargés de sédiments, qui vont alors emprunter le canyon. Certains canyons peuvent être alimentés sur de longues périodes, quand par exemple des canyons restent connectés à l'embouchure du fleuve quel que soit le niveau marin, et le système turbiditique reste actif. C'est le cas par exemple du canyon du Zaïre.

Selon les modèles traditionnels de stratigraphie séquentielle, la formation et l'érosion des canyons se fait principalement (mais pas uniquement) durant la chute du niveau marin et le bas niveau marin relatif (Posamentier et al., 1988). En période de haut niveau marin relatif, la tête de canyons peut être déconnectée de la source des apports, l'alimentation du canyon en particules est alors stoppée.

2.2.5.2 Les systèmes chenaux-levées

Les systèmes chenaux-levées se développent en sortant du canyon jusqu'aux lobes terminaux. La morphologie des chenaux (un changement de la direction du chenal, des méandres) et des levées sont le résultat d'un écoulement gravitaire d'assez long terme au sein du système et fortement tributaire de la nature du dépôt. Des chenaux qui transportent des matériels grossiers (sables, graviers) sont larges, rectilignes et très peu marqués topographiquement car ils construisent peu ou pas de levées (Fig. 2.9). Au contraire, les chenaux transportant du matériel fin sont plus étroits, profondément incisés, sinueux avec des méandres et présentent des levées bien développées. Les levées correspondent à des accumulations de sédiments qui bordent les chenaux turbiditiques et sont interprétées comme des dépôts issus des débordements successifs d'une partie des écoulements transitant dans le chenal (Fig. 2.10). Si ce phénomène est

continu le long du chenal on parle d'*overspill* (Hiscott et al., 1997), s'il est ponctuel au niveau d'un méandre ou d'un brusque changement de direction du chenal, on parle de *flow stripping* (Piper et Normark, 1983).

La morphologie du système chenal-levée est très variable (Fig. 2.11). On distingue des chenaux aggradants au constructifs, érosifs (Zaïre : Babonneau et al., 2002) et mixtes. Les chenaux constructifs (e.g. Amazone : et al., 1991) sont généralement sinueux voire méandriformes, et présentent des levées bien développées, qui atteignent plusieurs centaines de mètres de haut dans les parties proximales, et moins de 10 m dans les parties distales. Les chenaux érosifs se développent préférentiellement dans les zones ou les gradients de pente sont relativement élevés, et/ou lorsque le matériel transporté est composé d'une fraction grossière significative (Galloway, 1998 ; Mutti et Normak, 1991), et caractérisés par un chenal qui s'approfondit par érosion des dépôts sous-jacents. Les chenaux mixtes peuvent être érosifs dans leur partie amont, puis passer à une morphologie de type « dépôt », relative à la perte d'énergie des écoulements gravitaires.

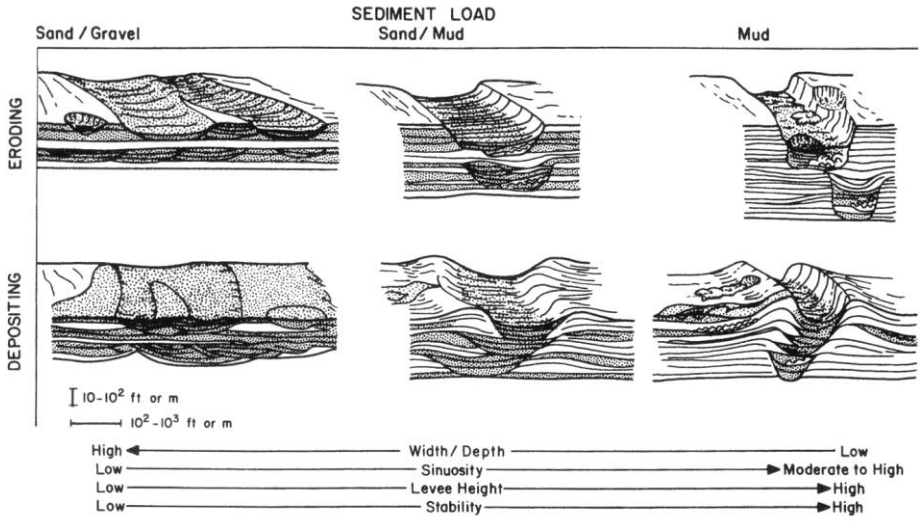


Fig. 2.9 – Morphologie de chenaux turbiditiques de type érosif ou dépôt en fonction de la nature des sédiments transportés (Galloway, 1998)

On peut souvent observer une différence importante de bathymétrie entre les deux levées adjacentes (ex. de la ride sédimentaire du Var, Savoye et al., 1993). Selon Komar (1969) ceci serait dû à la force de Coriolis qui dévie les écoulements turbiditiques sur la droite dans l'hémisphère nord, et sur la gauche dans l'hémisphère sud.

Les systèmes chenaux-levées tant actuels que fossiles sont marqués le phénomène d'avulsion. L'avulsion correspond à la rupture d'une levée du chenal (par effondrement ou par des processus gravitaires de forte énergie, Fig. 2.12). Les écoulements empruntent alors cette nouvelle voie et vont déposer rapidement leur charge sédimentaire grossière. Ces dépôts grossiers sont souvent tabulaires.

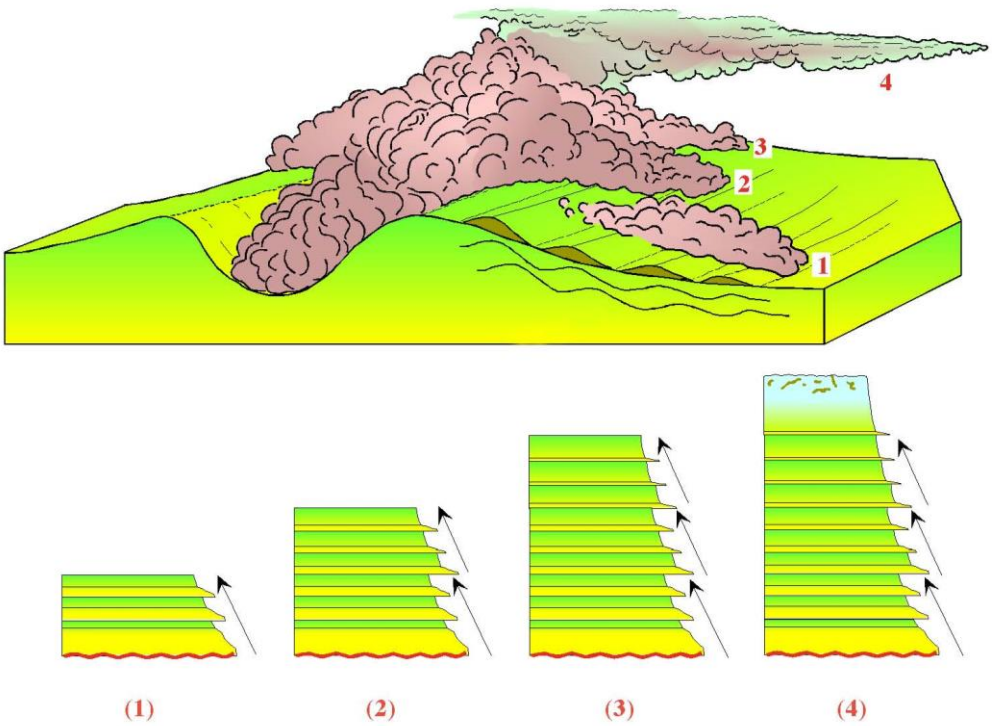


Fig. 2.10 – Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du « nuage turbiditique » (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées

La sinuosité des chenaux dépend de l'écoulement, de la valeur de la pente et de la nature des sédiments (Clark et al., 1992; Galloway, 1998). Cette sinuosité est plus développée dans les systèmes principalement argileux (Kenyon et al., 1995 ; Pirmez et Flood, 1995 ; Twichell et al., 1991). D'après les données disponibles sur les chenaux sous-marins, Peakall et al. (2000) observent que les chenaux turbiditiques migrent latéralement mais ne se déplacent que rarement vers l'aval.

2.2.5.3 Les lobes

Les lobes correspondent à des corps sableux de forme ovoïde qui se déposent dans la partie la plus distale du système turbiditique, à la sortie du complexe chenal-levee (Mutti et Normark, 1991).

Les lobes peuvent être attachés ou détachés du chenal qui les alimente suivant le ratio sable/argile de la charge sédimentaire (Mutti and Normark, 1987; Van der Merwe et al., 2014) (Fig. 2.13). Pour les lobes attachés, la forte baisse de la turbulence du courant conduit à un dépôt rapide (Mutti and Normark, 1987), et il existe une continuité physique entre les apports du chenal et les dépôts du lobe (Fig. 2.13). Associé à un courant transportant essentiellement du sable avec une faible proportion de particule fine, les lobes qui en résultent sont sableux et non chenalisés (Mutti and Normark, 1987; Normark, 1970) et il n'existe pas de CLTZ (Channel Lobe Transition Zone) (Fig. 13). Au contraire, dans les cas des lobes détachés, une teneur en fine plus importante conduit à favoriser les phénomènes de by-pass et au développement d'une CLTZ (Fig. 2.13).

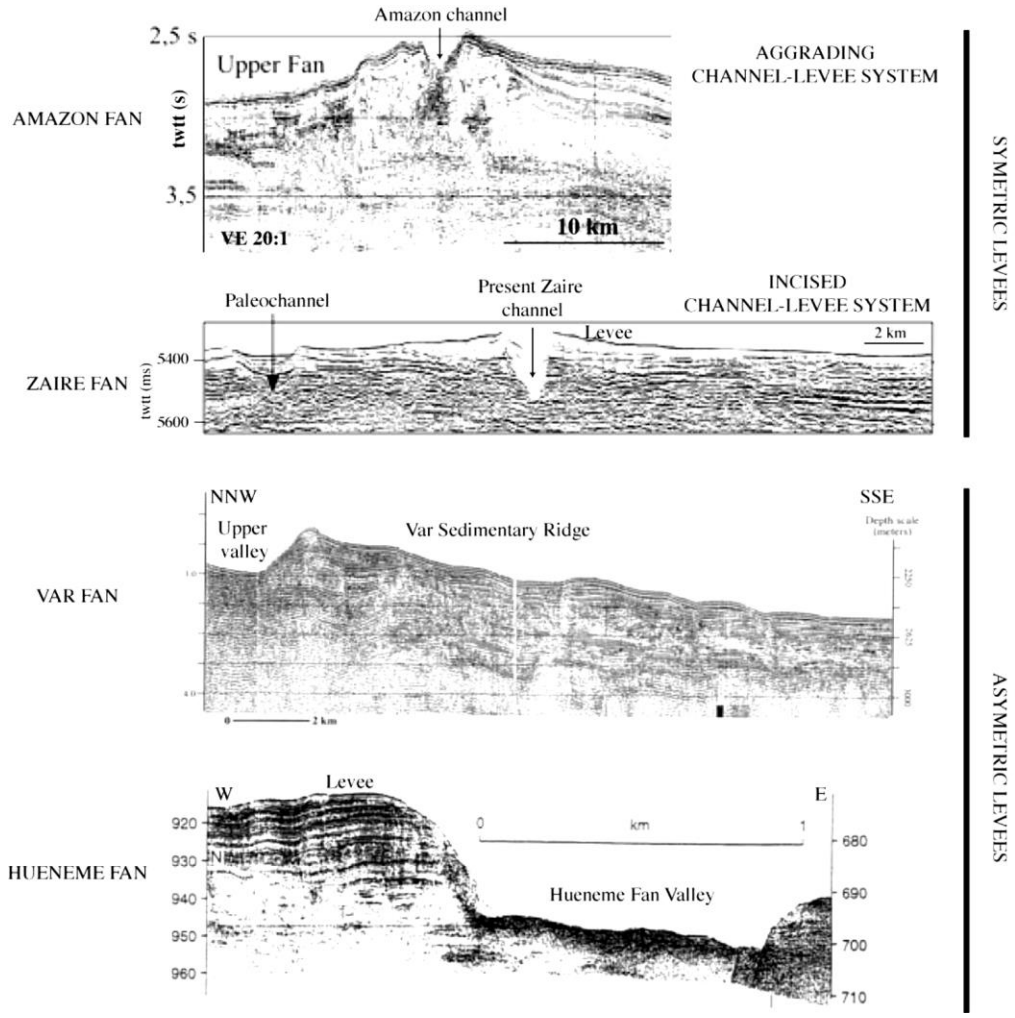


Fig. 2.11 - Exemples de systèmes chenaux-levées présentant des morphologies très différentes entre des levées conjuguées symétriques (systèmes Amazone : Flood et al., 1991 et Zaïre : Babonneau, 2002) et asymétriques (Systèmes Var : Migeon, 2000 et Hueneme : Piper et al., 1999). Distinction entre un système chenal-levées aggradant (type Amazone) et un système chenal-levées érosif (type Zaïre)

La taille des lobes est variée, de plusieurs dizaines des mètres de circonférence jusqu'à 10 km de long et 20 km de large (Prélat et al., 2009). Il est possible de distinguer les lobes construits dans un contexte régional très confiné et associés à des aires de dépôt de taille réduite et à l'inverse, des lobes, appelés lobes terminaux, et localisés dans un contexte de terminaison d'éventail turbiditique, installés dans des bassins plus larges.

Les lobes terminaux des systèmes turbiditiques de taille petite ou moyenne (Kenyon and Millington, 1995 : Mer de Béring ; Piper et al., 1999 : Hueneme et Dume Fans ; Gervais et al., 2004, 2006 : East Corsica ; Kenyon et al., 2002 : West Corsica ; Bonnel, 2005 : Var Fan) sont situés à une distance comprise entre plusieurs dizaines de kilomètres et plusieurs centaines de km de la côte. Les éventails turbiditiques géants (sont caractérisés par une superficie relative des lobes très petite (de l'ordre de plusieurs centaines de km^2) par rapport à l'immense surface couverte par l'ensemble de l'éventail pouvant atteindre jusqu'à d'1 million de km^2 (Damuth, 1975 : Amazone Fan ; Twitchell et al., 1991 : Mississippi Fan ; Babonneau, 2002 et Bonnel, 2005 : Zaïre Fan ; Schwenk et al., 2005 : Bengal Fan).

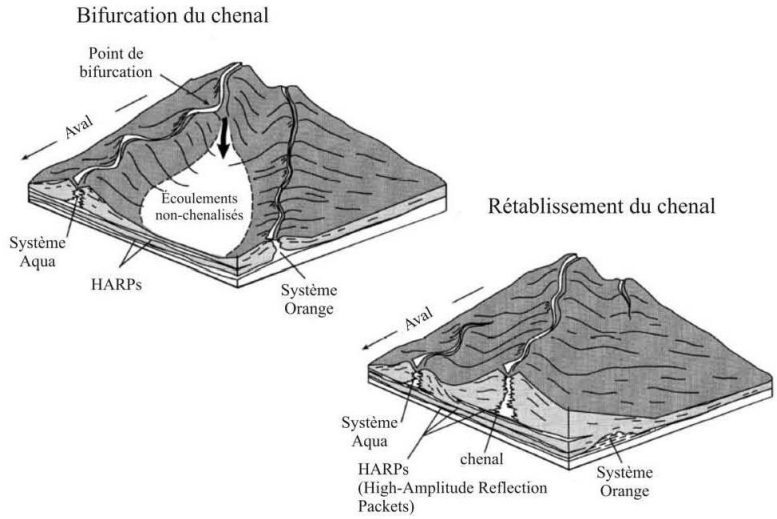


Fig. 2.12 – Exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau complexe chenal-levée. Cas de l'éventail de l'Amazone (adapté de Flood et Piper, 1997)

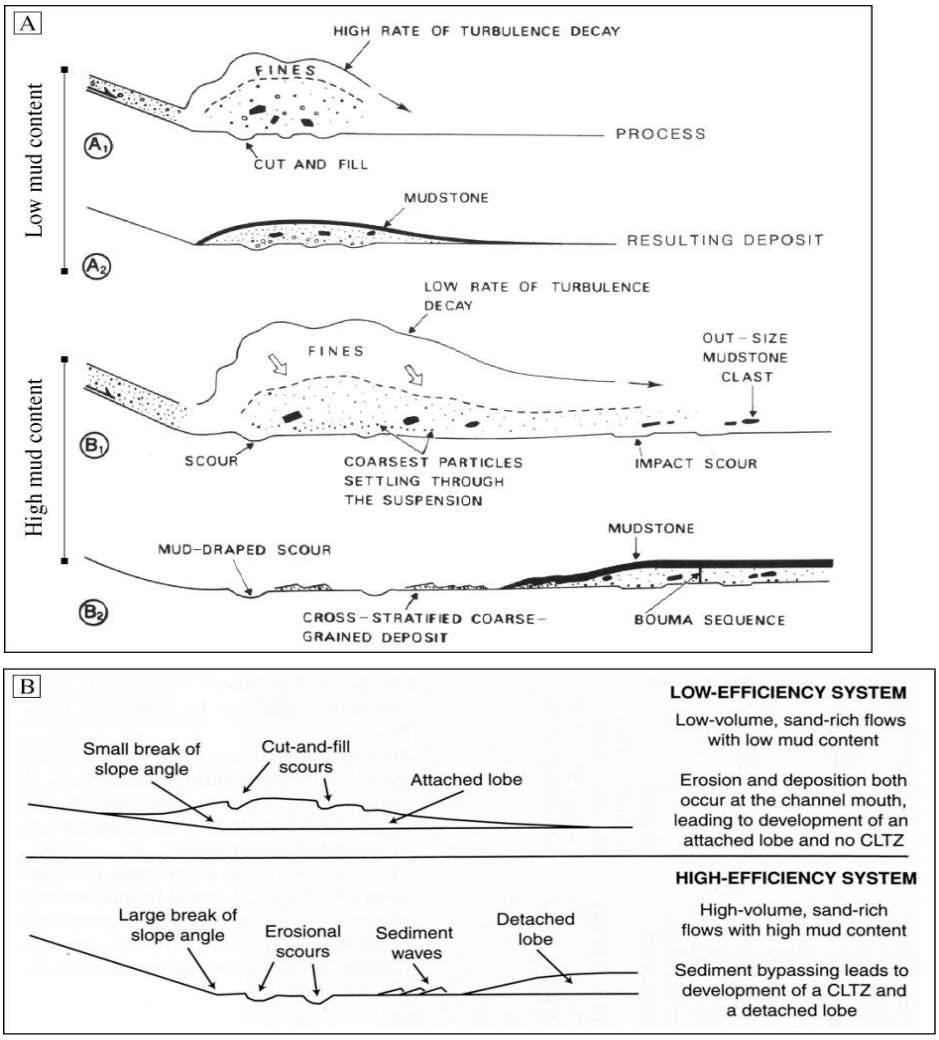


Fig. 2.13 - Distinction entre un lobe attaché et un lobe détaché : (A) processus et marqueurs d'érosion et de dépôts en fonction de la teneur en particules fines (argile) et grossière (sable) d'un écoulement (Mutti and Normark, 1987) ; (B) Coupes longitudinales schématiques représentant, en fonction du volume et de la proportion d'argile d'un écoulement (Wynn et al., 2002) modifiés d'après Jégou et al., (2008)

La construction des lobes est contrôlée par de nombreux facteurs incluant notamment la configuration et la taille du réceptacle, la quantité et le type de sédiments disponibles ou encore la fréquence et le volume des écoulements gravitaires. La formation de lobe nécessite des chenaux relativement stables pour diriger les apports successifs vers des sites spécifiques. Ainsi les lobes sont peu développés pour les systèmes à apports très grossiers à graveleux, où les chenaux sont très peu stables.

Morphologiquement, on distingue des *mounded lobes,* des *sheet lobes* et des *ponded lobes.* Les *mounded lobes* constitués de matériaux graveleux à sableux. Ils sont peu ou pas chenalisés et relativement bien marqués topographiquement. Au contraire, les *sheet lobes* sont constitués de matériel plus fin (des sables aux argiles) et sont généralement parcourus par un réseau discontinu de chenaux secondaires. Les *sheet lobes* sont relativement étendus et très peu marqués topographiquement (Fig. 2.14).

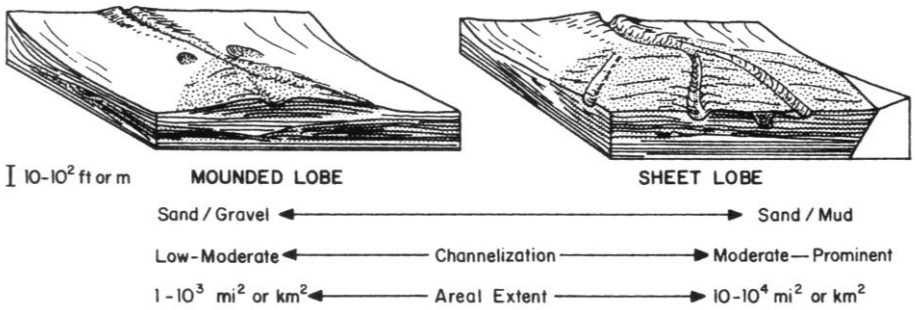


Fig. 2.14 – Bloc diagramme et caractéristiques des mounded lobes et sheet lobes par Galloway et Hobbay (1996)

Le terme *ponded lobe* (Nelson et al., 1983), décrit des corps non chenalisés, localisés en pied de pente (Fig. 2.15). Les *ponded lobes* résultent d'écoulements en masse de type *slide* ou *slump.*

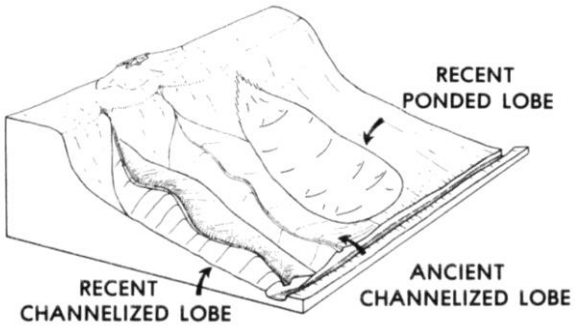


Fig. 2.15 – Modèle de l'éventail de l'Ebre avec des lobes chenalisés et non chenalisés (*ponded lobe*) (Nelson et al., 1983)

Il existe une hiérarchie architecturale des systèmes de lobes (Fig. 2.16). Les unités les plus simples sont les *lobes beds*. Les *lobes beds* rattachés à la même source d'apport sédimentaire constituent un *lobe system*. L'empilement de *lobes systems* forme un *lobe complex*. L'échelle de temps associée à ces corps sédimentaires va de l'ordre de l'événement dans le cas des *lobes beds* à plusieurs millions d'années pour les *lobes complexes* (Mulder et Etienne, 2010).

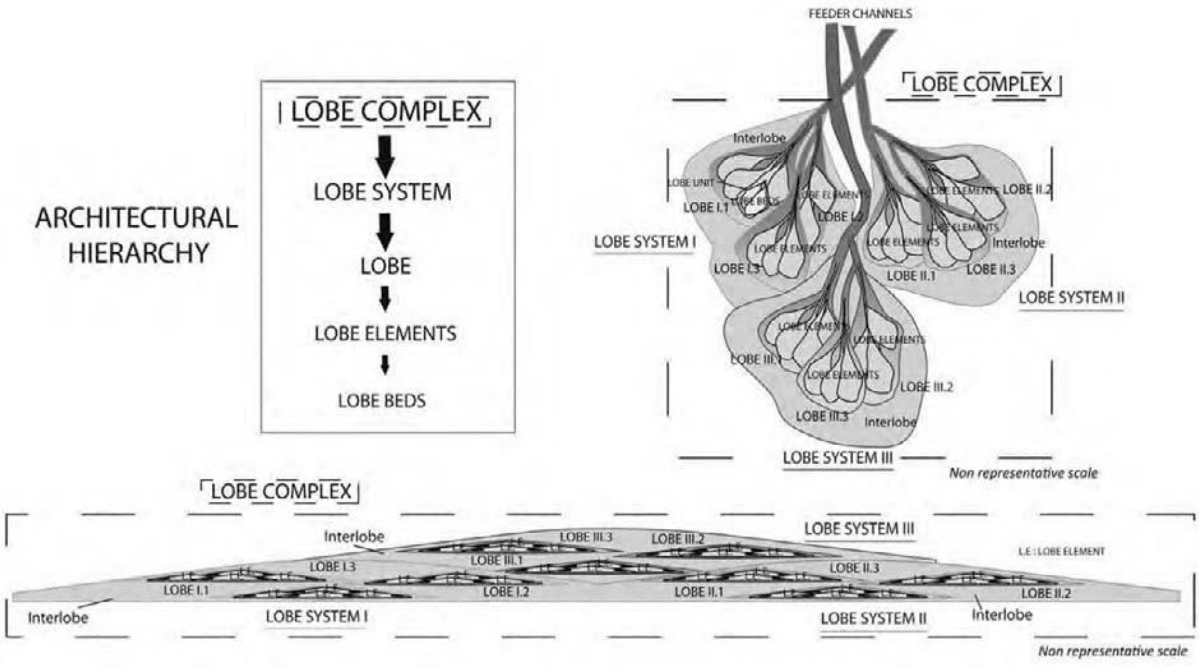


Fig. 2.16 - Terminologie utilisée pour caractériser la géométrie des lobes (Modifié d'après Prélat et al., 2009 ; *in* Mulder et Etienne, 2010)

2.2.5.4 Les Mass Transport Deposits (MTDs)

Les Mass Transport deposits (MTDs) ou olistostromes retrouvés dans des environnements sous-marins profonds sont des corps sédimentaires chaotiques épais et généralement de grande extension latérale produits par différents types de mouvements gravitaires (glissements de blocs ou slide blocks, debris flow…). Les MTD ont été largement identifiés sur le fond des océans dans l'Actuel, notamment au moyen d'imagerie sismique 3D et plus largement de moyens d'investigation géophysique des fonds marins (Masson et al., 2006 ; Bull et al., 2009 ; Alves et Cartwright, 2010 ; Posamentier et Martinsen, 2011 ; Omosanya et Alves, 2013). Ils sont aussi reconnus dans des séries anciennes à terre, même si leur documentation actuelle est encore assez lacunaire, et correspondent alors à des unités stratigraphiques assez continues et aisément cartographiables sur le terrain. Ils apparaissent comme des dépôts communs des marge passive et active (Flores, 1955, Hsü, 1974 ; Dilek et Rowland, 1993 ; Alonso et al., 2006 ; Burg et al., 2008 ; Callot et al., 2008 ; Lucente et Pini, 2008 ; Ratzov et al., 2010 ; Festa et al., 2010, 2012, 2014 ; Pini et al., 2012). Leur taille, volume et structure interne est très variable (Hampton et al., 1996 ; Lucente et Pini, 2003).

Les mécanismes pouvant déclencher des instabilités de pentes sous-marines conduisant au dépôt de MTD sont variés et peuvent inclure des tremblements de terre, des taux de sédimentation élevés, des niveaux de faiblesse dans la pile sédimentaire, une augmentation du gradient des pentes sous-marine au cours du temps, des variations du niveau marin, la déstabilisation d'hydrates de méthane piégé dans les sédiments, ou une combinaison de ces causes (Hampton et al., 1996 ; Masson et al, 2006 ; Lee, 2009).

Les MTDs ont subis différents degrés de déplacement latéral et de déformation interne (Dugan, 2012). Il en résulte qu'ils sont souvent très hétérogènes verticalement et latéralement et présentent des géométries complexes avec des proportions variables de

blocs et de paquets slumpés et plissés flottants dans une matrice de débris (Hampton et al., 1996 ; Masson et al, 2006 ; Bull et al., 2009 ; Posamentier et Martinsen, 2011). Ils contiennent fréquemment des figures de déformation souples (Soft Sediment Deformations, SSDs) incluant notamment des injectites et des figures d'échappement de fluides (convolutes) (Strachan et Alsop, 2006 ; Butler et MacCaffrey, 2010 ; Alves, 2015).

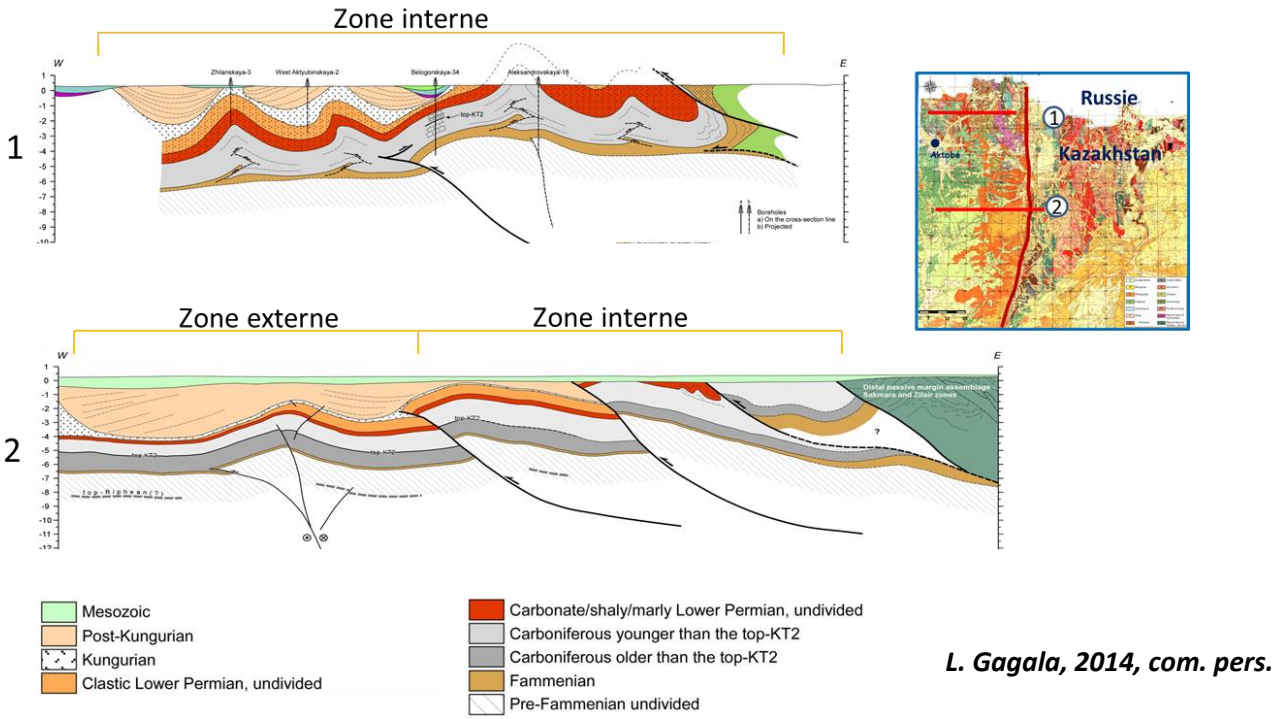
On distingue les MTDs qui résultent d'un seul événement de dépôt et les MTCs (Mass Transport Complex) qui résultent d'une série de dépôts superposés (Lucente et Pini, 2003 ; Ogata et al., 2012 ; Ogata et al., 2014).

Plusieurs MTDs ont été observés sur le terrain dans le Mugodjar et seront décrits plus loin dans ce chapitre.

2.3 Étude des séries turbiditiques permiennes

Le Permien est caractérisé par une collision continent-continent entre les plates-formes européenne et Kazakh. Cette collision a commencé au Carbonifère supérieur et a duré jusqu'au Permien supérieur - Trias inférieur formant des chaînes plissées et des bassins d'avant-pays appelés bassins Pré-ouralien (Puchkov, 2000). Sur le territoire du Kazakhstan ce bassin est nommé bassin Pré-Ouralien d'Actobé. Dans ce bassin les sédiments issus de l'érosion de l'orogène ouralien se sont accumulés sous la forme d'épaisses séries turbiditiques. Au Kazakhstan les sédiments permiens affleurent dans la moitié septentrionale du bassin d'avant-pays. Ils se prolongent vers le sud sous l'épaisse couverture méso-cénozoïque du bassin de l'Aral où ils sont seulement connus par les puits à la profondeur moyenne de 4000 m.

La zone extérieure occidentale de l'avant-fosse est caractérisée par des structures sub-tabulaires appartenant à la plate-forme. Les chevauchements et les plis liés aux décollements à vergence ouest caractérisent la zone interne (Fig. 2.17).



L. Gagala, 2014, com. pers.

Fig. 2.17 - Coupes géologiques travers le bassin d'avant-pays Pré-Ouralien d'Actobé

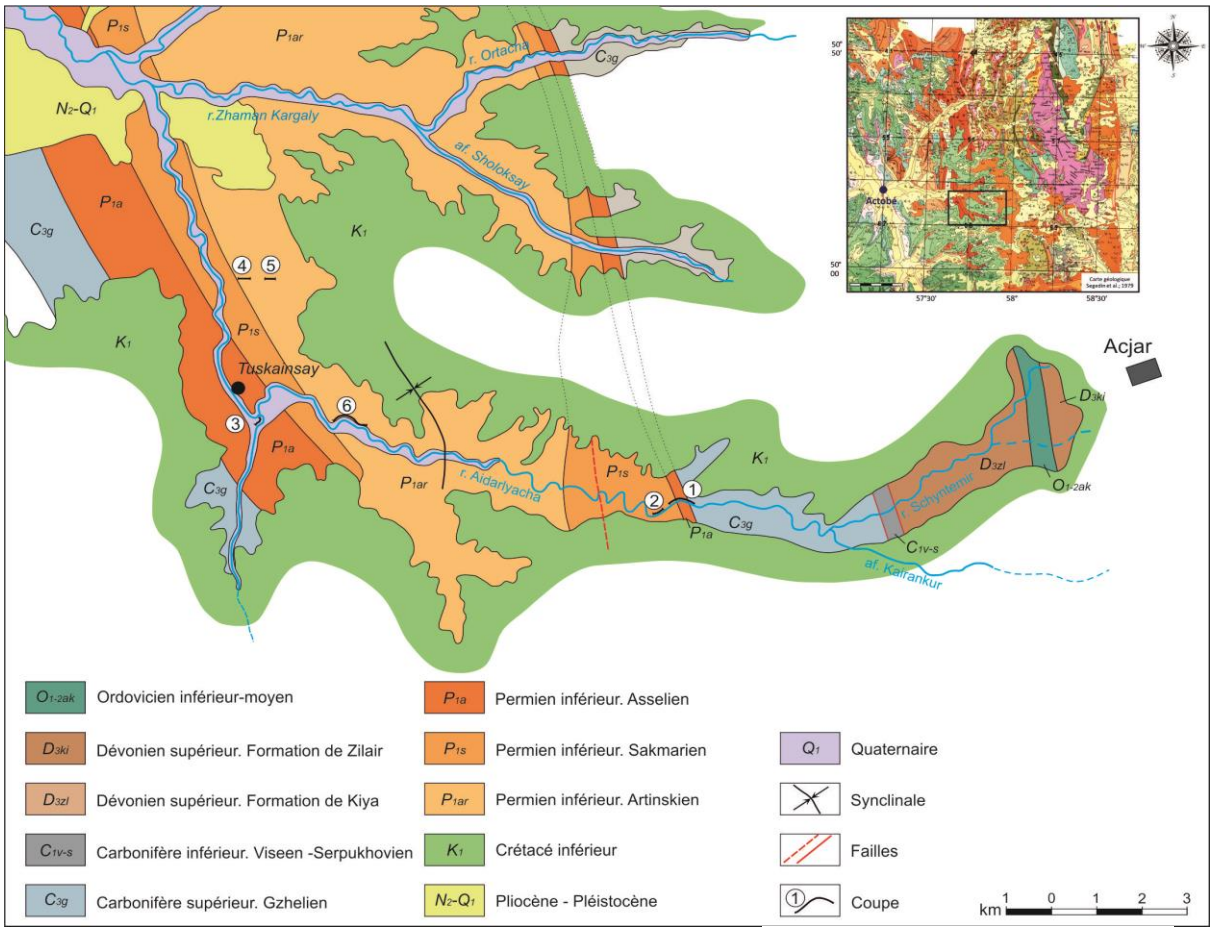
2.3.1 Description des coupes et interprétation sommaire des successions de faciès

Neuf coupes ont été levées en détail dans la région du Mougodjar dans les séries turbiditiques marines d'âge Carbonifère terminal à Permien.

Les coupes ont été choisies afin de documenter à la fois la partie nord et sud du bassin et refléter l'ensemble de l'intervalle considéré, du Carbonifère terminal au Permien (Assélien au Kungurien) ce qui représente plus de 27 millions d'années de dépôt et de pérennité de ce système turbiditique.

2.3.1.1 Le secteur sud : Les coupes de la rivière Aidarlyacha

La coupe la plus méridionale est celle de la rivière Aidarlyacha (Fig. 2.18). Les sédiments permiens le long de cette rivière sont localisés dans un synclinal. Les dépôts du carbonifère sont recouverts en concordance par des sédiments asséliens, sakmariens et artinskiens dans lesquels 6 coupes ont été levées, le long de la rivière Aidarlyacha et de ses affluents, sur les flancs ouest et est du synclinal.



D'après Korobkov et al., 2012

Fig. 2.18 - Localisation des coupes de la rivière Aidarlyacha. Les chiffres désignent les coupes :

1. Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) ;
2. Coupe d'Aidarlyacha 2 (limite P-C conglomerats) ;
3. Coupe d'Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay) ;
4. Coupe d'Aidarlyacha 4 (affluent);
5. Coupe d'Aidarlyacha 5 (conglomérats) ;
6. Coupe d'Aidarlyacha 2013

Flanc Est du synclinal Sud

Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite C-P)

Base coupe : N50°12'28,8''E57°50'49,9''Altitude 335 m
Top coupe : N50°12'29,2''E57°50'13,7''Altitude 336m

Description

Cette coupe est épaisse de 696 m et inclut le passage Carbonifère (Gzhelien)/Permien (Assélien) à la côte 184,5m (passage du Carbonifère à l'Assélien) (Figs. 2.19 et 2.20). Cartographiquement, le passage Assélien/Sakmarien est situé dans un couvert entre les côtes 336 m et 481 m. Le Sakmarien est ensuite exposé jusqu'à la fin de la coupe. La coupe inclut aussi deux lacunes d'observations importantes entre 50 et 172 m et entre 336,25 et 481,25 m.

L'avantage de cette coupe est donc d'exposer le passage Carbonifère-Permien qui n'était pas visible sur le flanc ouest du synclinal, ainsi que de bien exposer le Sakmarien mal représenté sur les logs levés sur le flanc ouest.

La coupe peut être subdivisée en 3 parties :

Partie 1 (0-481,25 m)

La première partie de la coupe, d'âge Carbonifère (Gzhelien) à Permien (Assélien) est dominée par les intervalles argileux voire argilo-silteux, à nombreuses passées mm à cm silteuses ou gréseuses qui dans le paysage marquent des « mous » morphologiques souvent mal exposés, d'où l'importance des lacunes d'observation. Ces dépôts fins alternent des bancs de grès fins à moyens, laminés, onduleux et lenticulaires, à base souvent érosive et à set de lamines se recoupant de type « HCS-like ». L'épaisseur de ces bancs gréseux varie de quelques cm à 1 m mais est le plus souvent de 20-30 cm. Certains bancs présentent des litages obliques marqués (trough cross bedding).

Les rides de courants sont fréquentes et le plus souvent observées au sommet des bancs gréseux, qui ont très largement une structure interne à granoclassement normal (Fig. 2.20). Les bases érosives présentent de nombreuses figures de courant (groove, flute et gutter casts voire scours). Quelques figures d'échappement de fluide (convolutes) sont aussi visibles au sommet de ces bancs.

De nombreux bancs montrent la présence en plus ou moins grande quantité de bioclastes de plate-forme : foraminifères benthiques (fusulinidés), lamellibranches, coraux (Fig. 2.20). Les fragments de bois flottés, de taille millimétrique à centimétriques sont aussi très répandus.

Des séries de bancs de grès présentent des tendances thining-up (exemple 34,5-35,3 m ; 42-42,7 m ; 172-172,5 m ; 199,8-200,2 m ; 290-292 m) ou thickening-up (38,5-40,4 m ; 40,8-41,4 m ; 196,1-197,4 m ; 272-274 m), les deux tendances se succédant parfois pour une même série de bancs gréseux.

À partir de la côte 248 m jusqu'à la fin de la partie 1, on note une légère tendance à l'épaississement des bancs de grès, annonçant la partie 2.

Partie 2 (481,25-496,6m)

Cette partie, d'âge Sakmarien, est constituée d'une séquence thickening et coarsening-up 481,25-486,20 m) puis thining et fining-up (486,20-496,6 m) de grès fins à moyens. Ces grès sont finement laminés et présentent des érosions basales et internes, des

litages obliques et sont localement riches en fusulines et fragments de lamellibranches. Ils peuvent s'affiner latéralement. Certains bancs présentent des basal lags de galets mais on trouve aussi des blocs arrondis atteignant 80 cm de long au sommet de certains bancs (482,2 m ; 483,2 m). Certains bancs présentent aussi des épandages de mudclasts et on note un intervalle de dépôt en masse à mudclasts de 20-25 cm de long et galets de grès (483,5 m).

Partie 3 (496,6 -696 m)

Cet ensemble d'âge Sakmarien présente une granulométrie moyenne beaucoup plus fine que les parties 1 et 2. On note le grand développement des intervalles argilo-silteux et surtout argileux à partir de 603 m. Cette monotonie est rompue par de rares bancs de grès fins à moyens d'épaisseur comprise entre 10 et 20 cm, à structure interne à granoclassement normal et rides de courant au sommet des bancs. Des figures de base de bancs (flute, et gutter casts) témoignent de la mise en place des dépôts sous l'influence de courants tractifs. Des fragments de bois flottés et des convolutes sont aussi localement observés.

À la fin de cette coupe, une lacune d'observation correspondant à un « mou » morphologique couvert est estimée cartographiquement à 210 m d'épaisseur. La coupe suivante suit en parfaite concordance.

La direction dominante des écoulements est NE-SW avec une direction subordonnée vers le N-S (Fig. 2.36). Le sens dominant des écoulements est vers le SW, avec un sens subordonné vers le N.

Interprétation

La base de la coupe d'âge carbonifère (Gzhelien) puis Asselien correspond à une zone de lobes distale (Partie 1). Les faciès sont dominés par des faciès de type F9 de Mutti (1992) (séquences de Bouma) (Figs. 2.5, 2.6, 2.7). On note aussi la présence de lobes sableux plus développés, notamment au début de l'Asselien. Au Sakmarien on note le développement d'une séquence de lobe plus épaisse (plus proximale ou plus proche d'un distributaire ?) associée à une tendance coarsening-thickening-up puis fining-thining-up (Partie 2). Les faciès semblent de type F7/F9 de Mutti (1992). Un système de lobes plus distaux (ou plus éloignés d'un distributaire) se met ensuite en place toujours au Sakmarien (Partie 3), avec les caractéristiques de faciès de la Partie 1 mais aux intervalles argileux bien plus développés. La présence depuis le Carbonifère jusqu'au Sakmarien de fusulines et de fragments de lamellibranches suggère la présence assez proche de faciès littoraux ou de plate-forme. On remarque l'absence de tels éléments au Sakmarien lors du dépôt de la Partie 3, ce qui souligne peut-être l'absence à ce moment de ces sources latéralement et/ou l'approfondissement du milieu de dépôt et l'éloignement de la ligne de côte, en lien avec les dépôts plus distaux de la Partie 3.

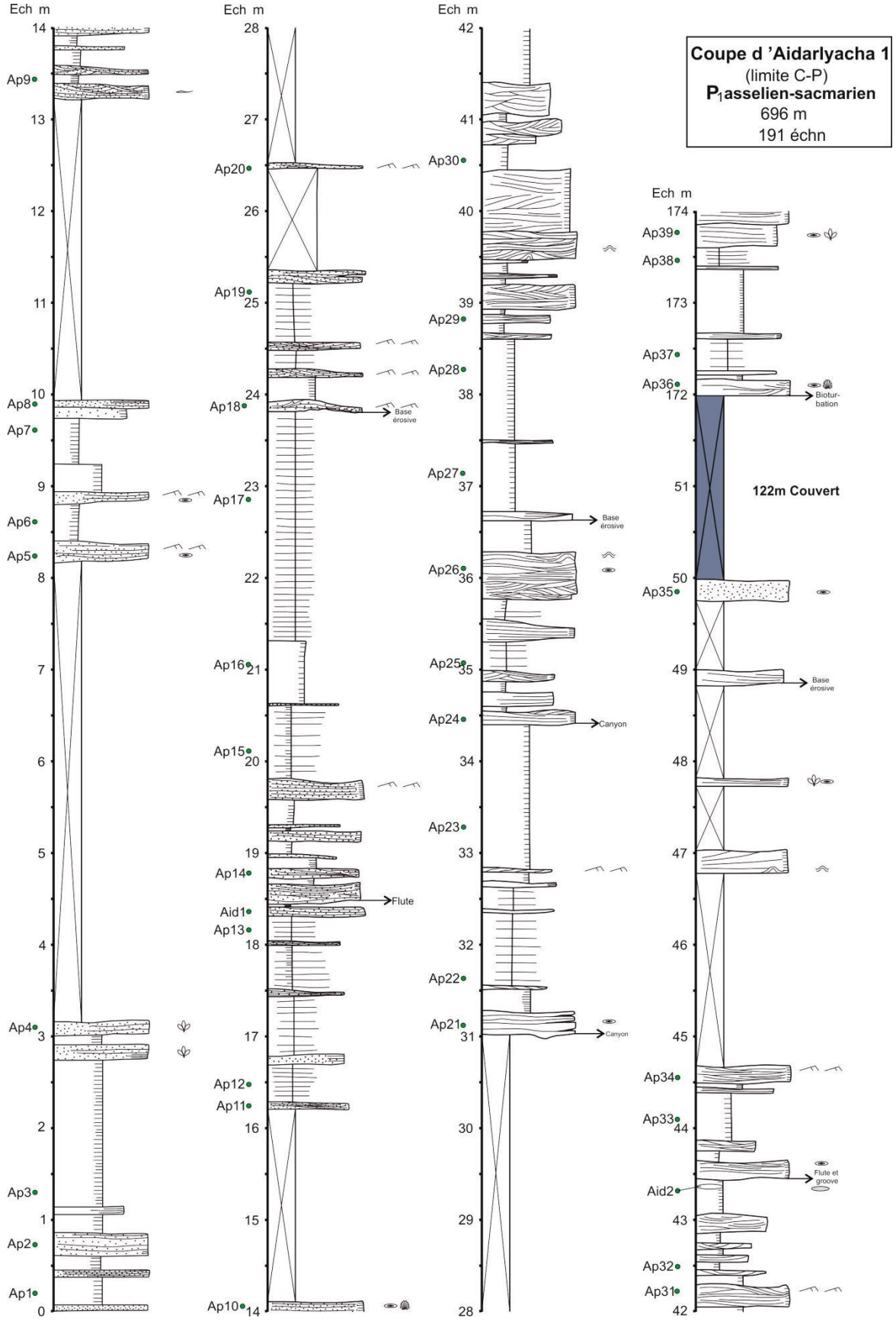
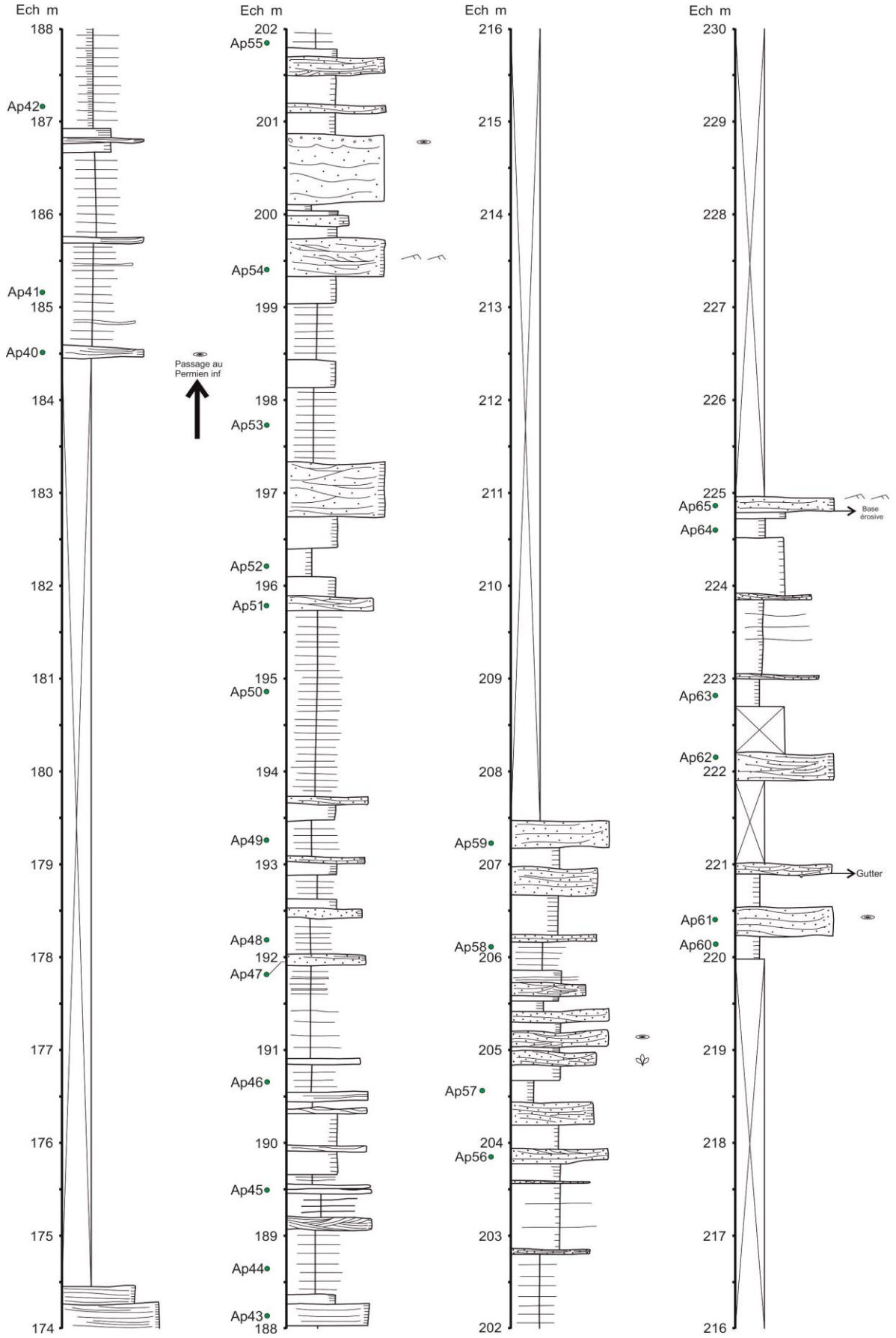
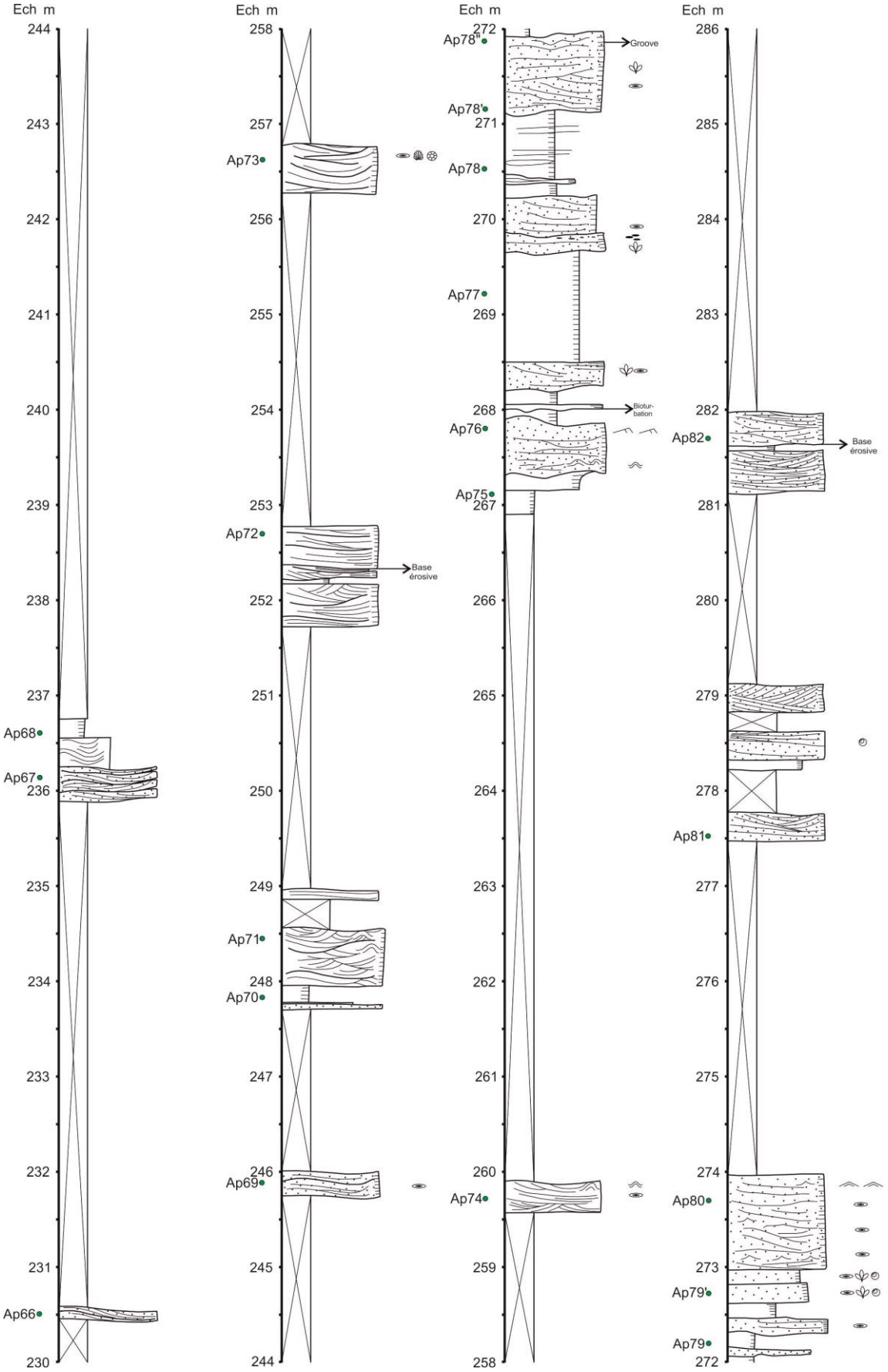


Fig. 2.19 - Log de la coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C) avec légende

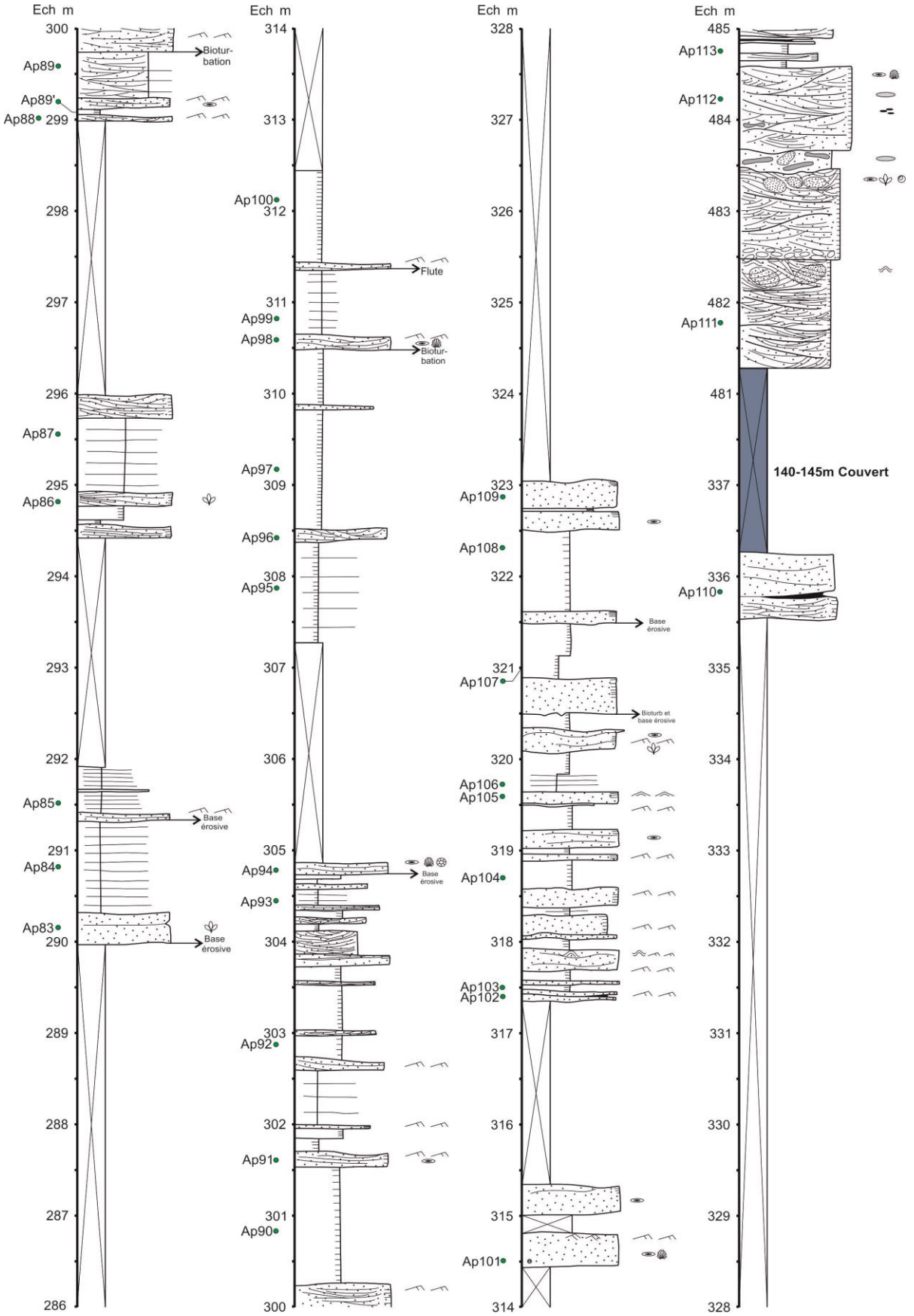
Suite


Ech m
Ap42
Ap41
Ap40
Passage au Permien inf
Ap55
Ap54
Ap53
Ap52
Ap51
Ap50
Ap49
Ap48
Ap47
Ap46
Ap45
Ap44
Ap43
Ap59
Ap58
Ap57
Ap56
Ap65
Ap64
Base érosive
Ap63
Ap62
Gutter
Ap61
Ap60

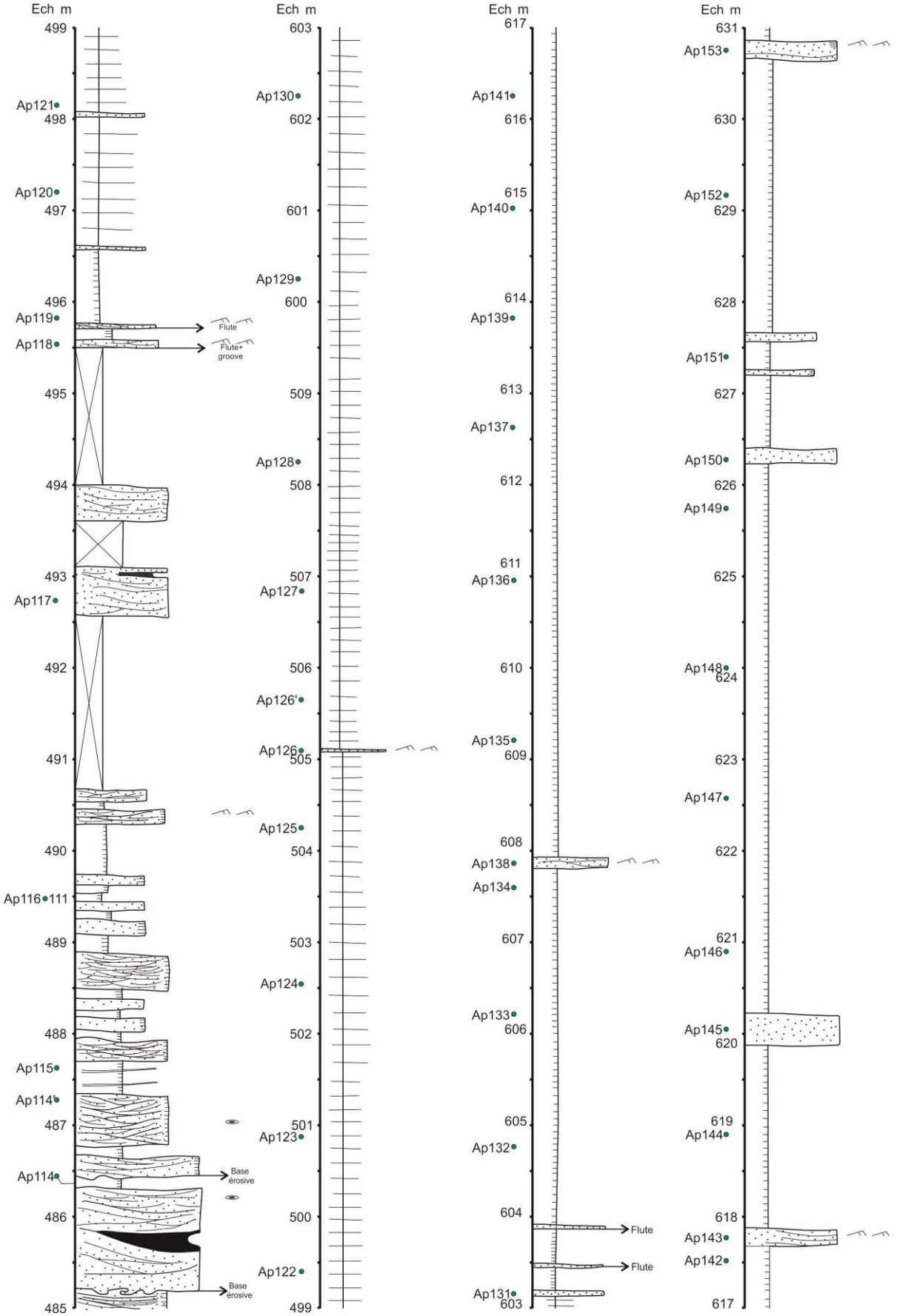
Suite


Ech m
244
243
242
241
240
239
238
237
Ap68
Ap67
236
235
234
233
232
231
Ap66
230
Ech m
258
257
Ap73
256
255
254
253
Ap72
Base érosive
252
251
250
249
Ap71
248
Ap70
247
246
Ap69
245
244
Ech m
272
Ap78''
Groove
Ap78'
271
Ap78
270
Ap77
269
268
Biotur-bation
Ap76
Ap75
267
266
265
264
263
262
261
260
Ap74
259
258
Ech m
286
285
284
283
282
Ap82
Base érosive
281
280
279
278
Ap81
277
276
275
274
Ap80
273
Ap79'
Ap79
272

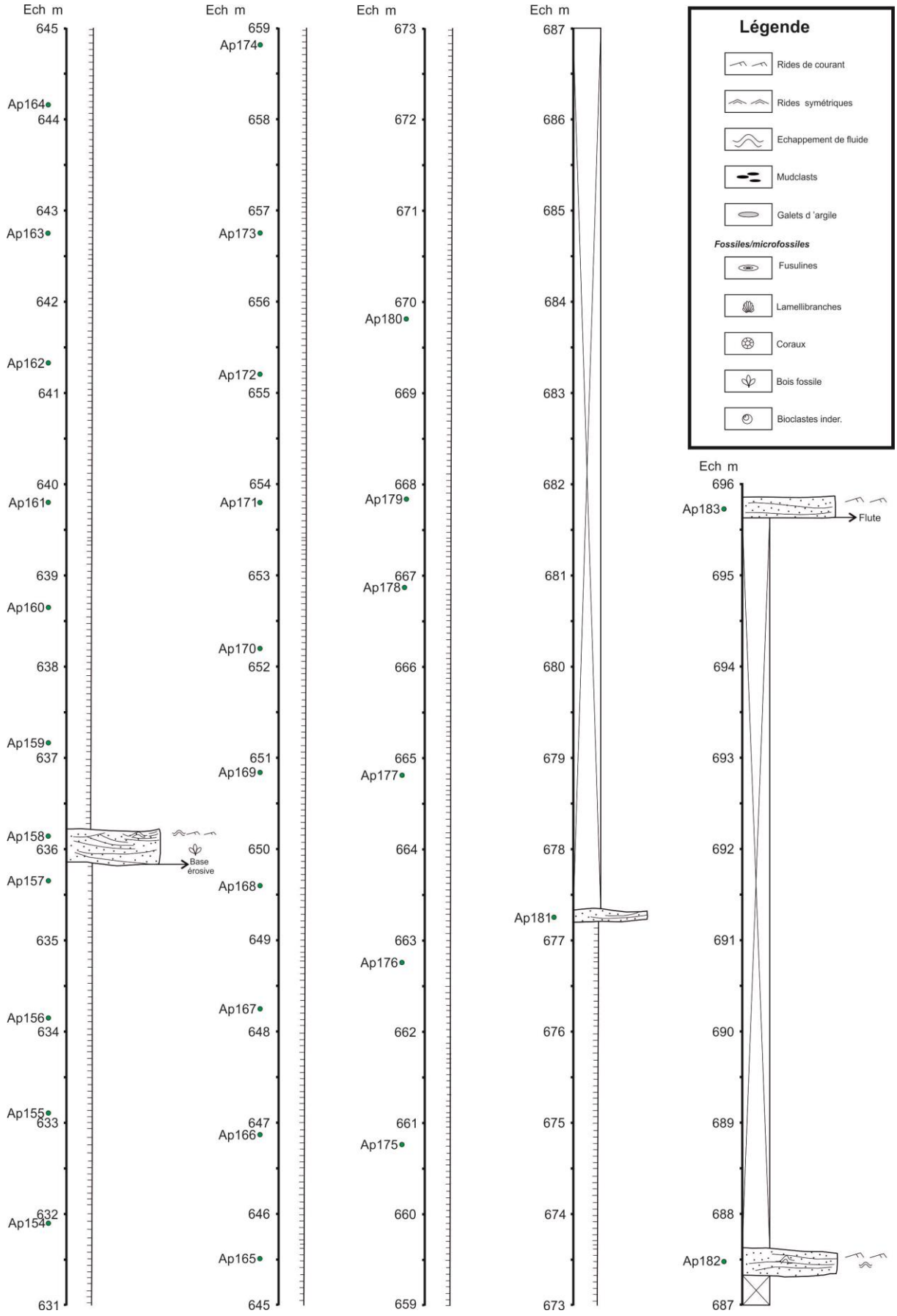
Suite


Ech m
Biotur-bation
Base érosive
Flute
Bioturb et base érosive
140-145m Couvert

Suite


Ech m
499
Ap121
498
Ap120
497
496
Ap119
Ap118
495
494
493
Ap117
492
491
490
Ap116
111
489
488
Ap115
Ap114
487
Ap114
486
485
Flute
Flute+ groove
Base érosive
Base érosive
Ech m
603
Ap130
602
601
Ap129
600
509
Ap128
508
507
Ap127
506
Ap126'
Ap126
505
Ap125
504
503
Ap124
502
501
Ap123
500
Ap122
499
Ech m
617
Ap141
616
615
Ap140
614
Ap139
613
Ap137
612
611
Ap136
610
Ap135
609
608
Ap138
Ap134
607
Ap133
606
605
Ap132
604
Ap131
603
Flute
Flute
Ech m
631
Ap153
630
Ap152
629
628
Ap151
627
Ap150
626
Ap149
625
Ap148
624
623
Ap147
622
621
Ap146
Ap145
620
619
Ap144
618
Ap143
Ap142
617

Suite


Ech m
Ap164
Ap163
Ap162
Ap161
Ap160
Ap159
Ap158
Ap157
Ap156
Ap155
Ap154
Base érosive
Ap174
Ap173
Ap172
Ap171
Ap170
Ap169
Ap168
Ap167
Ap166
Ap165
Ap180
Ap179
Ap178
Ap177
Ap176
Ap175
Ap181
Ap183
Ap182
Flute
Légende
Rides de courant
Rides symétriques
Echappement de fluide
Mudclasts
Galets d 'argile
Fossiles/microfossiles
Fusulines
Lamellibranches
Coraux
Bois fossile
Bioclastes inder.

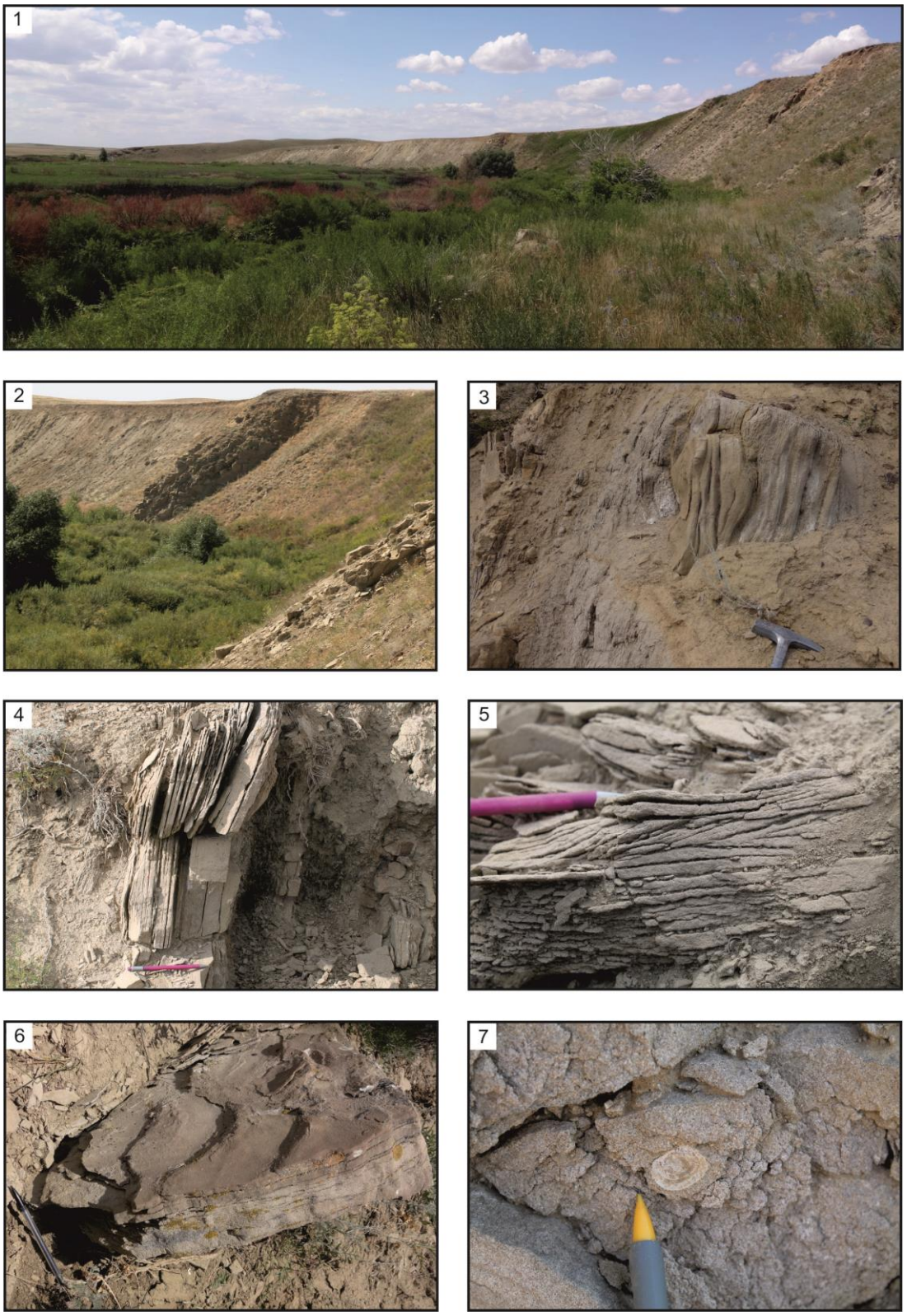


Fig. 2.20 - Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C)
1. Vue générale de la coupe ; 2. Partie intermédiaire de la coupe avec des bancs de grès plus épais ; 3. Litage oblique dans grès ; 4. Banc de grès laminé ; 5. Petit banc de grès avec lamination tangentielle ; 6. Rides de courant ; 7. Lamellibranche dans grès grossier

Coupe d'Aidarlyacha 2 (limite P-C conglomérats)

Base de la coupe : N50°12'25,1''E57°12'25,1''Altitude 327 m
Top de la coupe : N50°12'24,4''E57°50'0,06''Altitude 359 m

Description

Cette coupe fait 36 m d'épaisseur (Fig.2.21 et 2.22). Elle est d'âge Sakmarien. Elle présente les dépôts les plus grossiers observés sur le flanc est du synclinal sud.

La partie basale de la coupe (0-12,30 m) expose des conglomérats et micro-conglomérats mal à très mal classés, mud supported ou clast supported, localement à litages obliques. La taille des éléments va de quelques mm à des blocs de 40 cm. L'impression visuelle moyenne de la taille des clastes est comprise entre quelques mm et 5-10 voire 10-15 cm. Les bancs conglomératiques présentent des éléments souvent à la fois arrondis et anguleux, les éléments arrondis ayant tendance à dominer. Plusieurs niveaux présentent de très nombreuses dragées de quartz. Des coraux ont été identifiés vers les côtes 8,5 et 10 m.

Cette partie basale s'organise en bancs à base souvent érosives, présentant une structure interne non-granoclassée de dépôt en masse. On observe aussi des granoclassements normaux (8,10-9,25 m) ou inverses (0,8- 2,8 m ; 10,3-11,4 m) avec des blocs raftés au sommet des séquences. Dans certains bancs, les clastes sont alignés et imbriqués, surlignant des litages obliques, et dans d'autres bancs, les dépôts en masse est clair, et l'on observe des blocs plantés verticalement.

La partie supérieure de la coupe (12,3 0-36,07 m) de grès moyens à grossiers, de grès micro-conglomératiques et de micro-conglomérats. La taille des clastes va de quelques mm à 15 cm. Certains bancs présentent des clastes arrondis dominants avec quelques clastes anguleux (ex 25-25,7 m), d'autres montrent des clastes anguleux dominants (33,20-33,8 m).

Les bancs de grès présentent des structures internes à granoclassement normal (ex. 12,3-14,45 m ; 15,1-15,8 m ; 22,75-22,95 m), surmontés par des rides de courant pour les bancs les moins épais. On observe aussi pour ces bancs peu épais des bases de banc érosives à des figures de base de banc (groove). D'autre banc ne présentent pas de granoclassement et correspondent à des dépôts en masse (26,6-28,2 m ; 33,2-33,7 m).

Les directions des écoulements sont NW-SE et N-S (Fig. 2.36).

Interprétation

Au Sakmarien, des debris flow mis en mouvement par des courants laminaires d'avalanches sous-marines se mettent en place dans cette partie du bassin. Les faciès sont de type F1 (conglomérats matrix-supported à blocs raftés au sommet), F2 (conglomérats matrix-supported à granoclassement normal) voire F3 (conglomérats clast-supported). Les fragments de coraux fréquents suggèrent la proximité de plate-formes récifales ou de patch récifaux. Ce développement des debris flow indique le développement d'un système plus proximal associé à des canyons sous-marins en lien avec un rapprochement rapide de la ligne de côte et/ou la proximité plus grande d'un distributaire assez proximal. Le sommet de la coupe montre une granulométrie plus fine (faciès F4 ou F5 de Mutti) suggérant l'éloignement du distributaire et/ou un approfondissement du bassin.

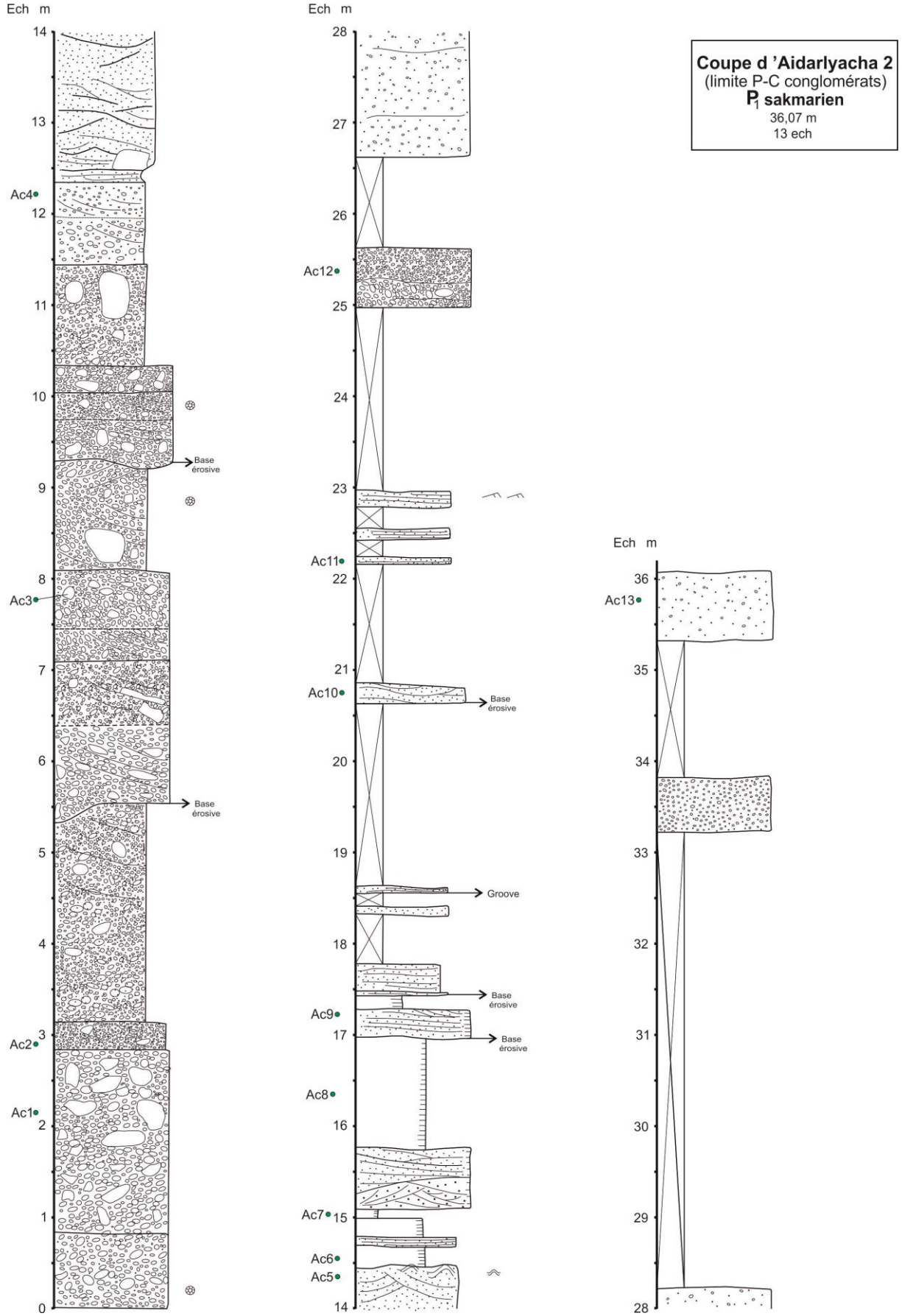


Fig. 2.21 - Log de la coupe Aidarlyacha 2 (limite P-C, conglomérats)

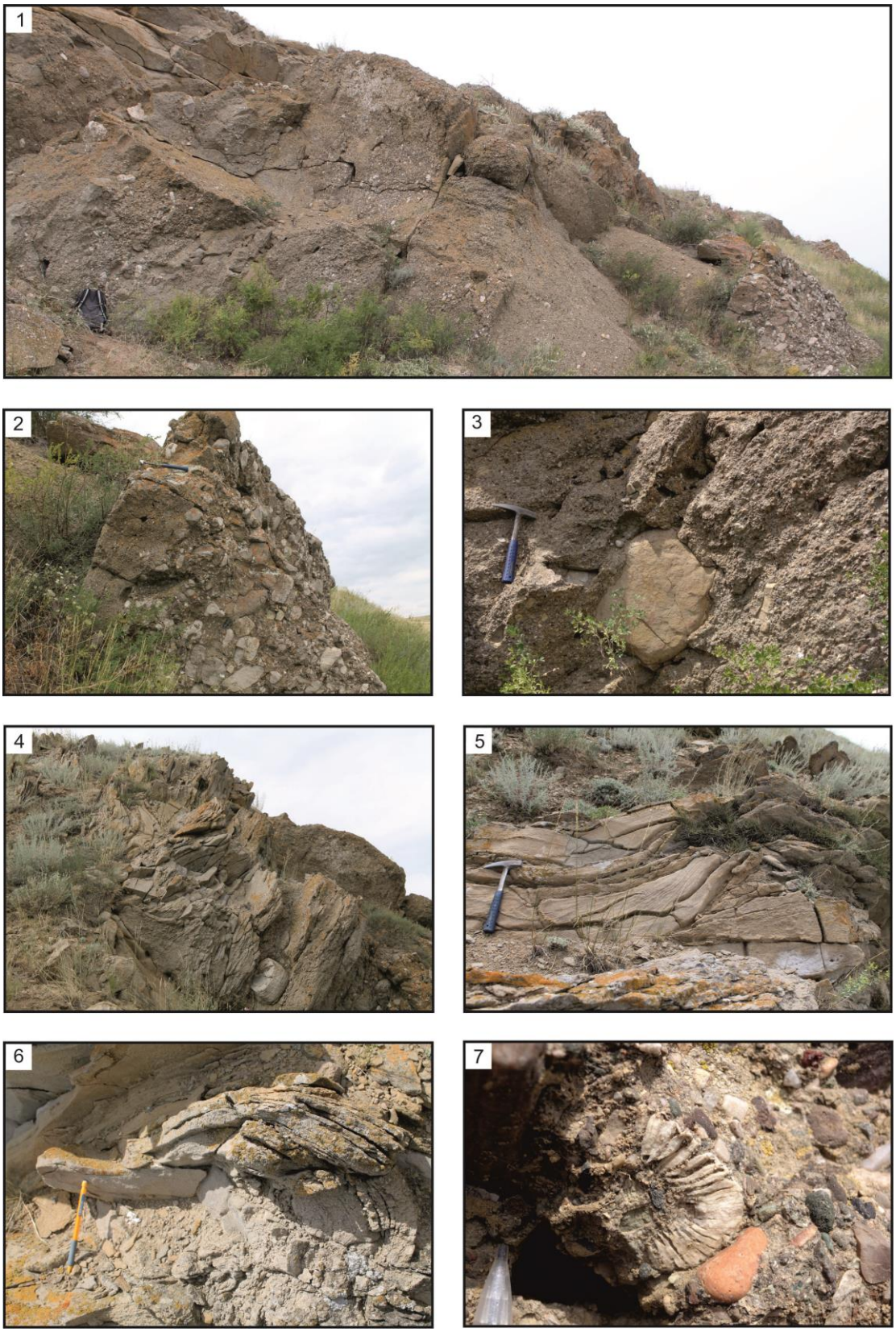


Fig. 2.22 - Photos de la coupe Aidarlyacha 2 (limite P-C, conglomérats)
1. Vue générale de la coupe ; 2. Granoclassement normal; 3. Bloc isolé; 4. Partie supérieure gréseuse (12-17 m). Banc de grès épais (2 m) avec des litages obliques et entrecroisés ; 5-6. Échappement de fluides ; 7. Fragment de corail

Flanc Ouest du Synclinal Sud

Coupe d'Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay)

Base coupe : N50°13'26,6''E57°42'36,6''
Top coupe : N50°13'29,4''E57°42'40,4'', altitude 290 m

Description

La coupe d'Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay) est épaisse de 132 m dont environ 50 m de lacune d'observation entre les cotes 69,5 et 120 m. Les dépôts sont d'âge assélien (Korobkov et al, 2012, carte géologique de l'échelle 1 :50 000). La coupe peut être subdivisée en 4 parties (Fig.2.23) :

Partie 1 (0-42,5 m)

Elle est constituée d'un empilement de chenaux et structures chenalisantes de petites tailles à remplissage décimétrique à pluri-métrique (maximum 3 m d'épaisseur) et à litages obliques fréquents. Les granulométries les plus grossières correspondent à des grès moyens à grossiers, souvent conglomératiques et des micro-conglomérats. La taille des clastes variant alors de quelques mm à 2-3 cm de diamètre, alors que la granulométrie moyenne visuelle des clastes est souvent de quelques millimètres. Les clastes les plus grossiers sont donc de la taille des graviers. Les lits micro-conglomératiques peuvent être aussi bien clast- ou matrix-supported. Les granulométries les plus fines sont constituées de silts et de grès fins.

Les motifs sédimentaires élémentaires de ces structures chenalisantes (Fig. 2.24 photo 3) sont notamment de type granoclassement normal ou fining-up (cf. par exemple 1-2,3 m ; 2,3-3 m) souvent constitués d'une base érosive et micro-conglomératique et d'une unité supérieure gréso-silteuse (ex. 18-18,8 m ; 19-19,7 m ; 34-35,5 m). Cependant le motif le plus caractéristique des remplissages des chenaux semble être constitué d'une séquence basale à granoclassement inverse (coarsening-up) suivie d'un granoclassement normal (fining-up), formant des séquences de 1 à 3-4 m d'épaisseur associées à des épandages micro-conglomératiques peu épais (tapis de traction) (ex. 6,9-9,7 m ; 10,9-15,5 m ; 31,4-33,4 m).

En plus des litages obliques, les rides de courant assez fréquentes ainsi que quelques groove et flute casts témoignent de la mise en place des dépôts sous l'action de courants tractifs. Un flute et un groove donnent une direction similaire des courants de N130, le flute suggérant un sens du courant vers le NW (9,5 m ; 33,8 m). Par contre, l'axe des deux chenaux les plus marqués indique une direction d'écoulement de N40, à 90° de la précédent direction (7,5 m ; 12 m).

Les clastes sont constitués de roches volcaniques et métamorphiques du socle noires, vertes et rouges, de fréquentes dragées de quartz, de calcaire, de claystones jaunes. Des fragments de fossiles de plate-forme isolés dans les matrices des conglomérats sont présents à plusieurs niveaux (crinoïdes à 5-6,3 m ; coraux à 13,3 m, 18m et 26,5 m). Les clastes peuvent être anguleux ou arrondis.

Une structure d'échappement de fluides (convolutes) associée à des injectites est observée à la cote 7,5 m.

Localement certains intervalles silteux sont riches en matière organique terrestre (bois flottés).

Partie 2 (42,5-69,5 m)

Cet ensemble présente une granulométrie sensiblement plus grossière que celle observée dans la partie 1. Ce sont des micro-conglomérats à litage obliques ou plans, avec quelques grès grossiers et micro-conglomératiques subordonnés. La taille des clastes varie de quelques mm à 7 cm, la granulométrie moyenne visuelle étant de 0,5 mm à 2 cm. Les clastes sont souvent alignés et imbriqués suggérant des lits de type traction carpets. Les bancs sont souvent plus massifs et plus épais que précédement, ayant jusqu'à 5 m d'épaisseur (64,5-69,5 m). La nature des clastes est la même que dans la partie 1, à la différence qu'aucun fragment de corail ou de crinoïde n'a été observé. Les éléments des micro-conglomérats sont aussi à la fois arrondis et anguleux. La structure des micro-conglomérats est aussi bien mud- que clasts-supported, mais plus souvent mud-supported.

La partie 2 est suivie d'une lacune d'observation estimée d'une cinquantaine de mètres.

Partie 3 (120-125,3m)

Elle est constituée de grès grossiers et conglomératiques à litages obliques et plans et structures chenalisantes de petites tailles, dont le remplissage est inférieur au mètre. La taille des clastes varie de 1 mm à 3 cm, la taille moyenne visuelle se situant autour de quelques mm à 5 mm, c'est-à-dire inférieure aux granulométries de la Partie 2 et identiques à celles de la Partie 1. Les clastes peuvent montrer des alignements et des imbrications. Des flutes et des groove casts donnent une direction de N120 (121,3 m) cohérentes avec les directions observées dans les autres parties. Curieusement, les flute casts indiquent cependant un sens majoritaire vers le SE et un sens subordonné vers le NW. Une convolute est présente à la cote 122,6 m.

Partie 4 (125,3-132 m)

Cette partie montre la granulométrie la plus fine observée dans cette coupe, allant de silt argileux à des grès fins, plus quelques grès moyens et grossiers et micro-conglomérats associés. La taille des clastes varie de quelques mm à 5 mm, avec une impression visuelle moyenne autour de 2 à 4 mm. Ces dépôts s'organisent de nouveau en petites séquences chenalisantes à remplissage décimétrique à métrique. On retrouve à la fois des séquences fining-up avec des basal-lag conglomératiques et des séquences coarsening-up puis fining-up comme observées dans la partie 1 (cf. 129-131, 7 m). Les clastes peuvent être à la fois arrondis et anguleux. La structure des bancs est mud- à clast supported. Les clastes peuvent être alignés et imbriqués. Des rides de courants, les litages obliques et plans, ainsi que la présence de groove et de flute casts attestent de la mise en place des dépôts sous l'action de courants tractifs. Plusieurs groove et flute casts donnent majoritairement des directions de courant de N90/N95 et N120-130 compatibles avec les directions précédentes. Cependant un groove cast donne aussi une direction de N165. Une surface donne des flutes casts de même direction N95 mais dans deux sens opposés (vers le N et vers le S). Les passées fines peuvent être localement riches en matière organique terrestre.

Les directions majoritaires de courants sont NW-SE et NE-SW, les sens majoritaires étant vers le NW (Fig. 2.36).

Interprétation

La première partie base de la coupe (Partie 1, 2 et 3) correspond à un complexe de chenaux constitué de petits chenaux amalgamés d'âge Assélien. Suivant la classification de Mutti (1992) les faciès sont de type F4, F6, ou F7, résultants d'écoulement hyperconcentrés (F4 et F6) ou d'écoulements concentrés à turbiditiques (F7). Les variations de directions d'écoulements à petite échelle (Partie 1) pourraient indiquer une morphologie méandriforme du réseau chenalisant. Le sommet de la coupe (Partie 4) correspond à des chenaux amalgamés présentant les mêmes type de faciès que précédement passant à des faciès plus fins (levées latérales ?).

La base de la coupe montre des apports de la plate-forme (Partie 1) qui disparaissent par la suite. Cela suggère un changement de source au cours du temps, des changements d'orientation des distributaires, l'éloignement de ligne de côte et de la plate-forme au cours du temps, ou la mise hors érosion (recouvrement par des sédiments?) des aires de plate-forme sources.

Entre cette coupe et la suivante, un intervalle où les dépôts n'affleurent pas du tout ou mal correspond à une lacune d'observation estimée à environ 700 m d'épaisseur.

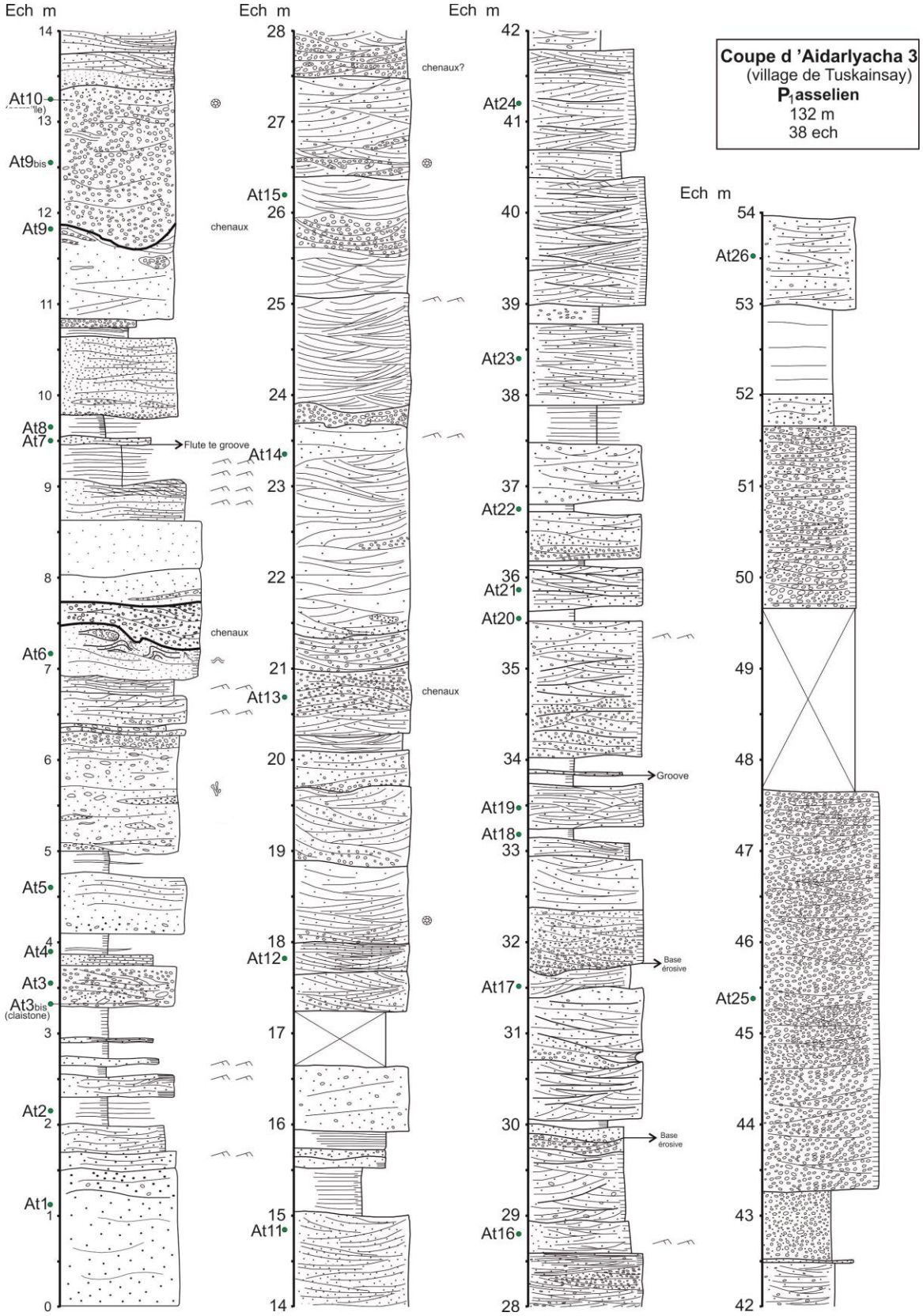
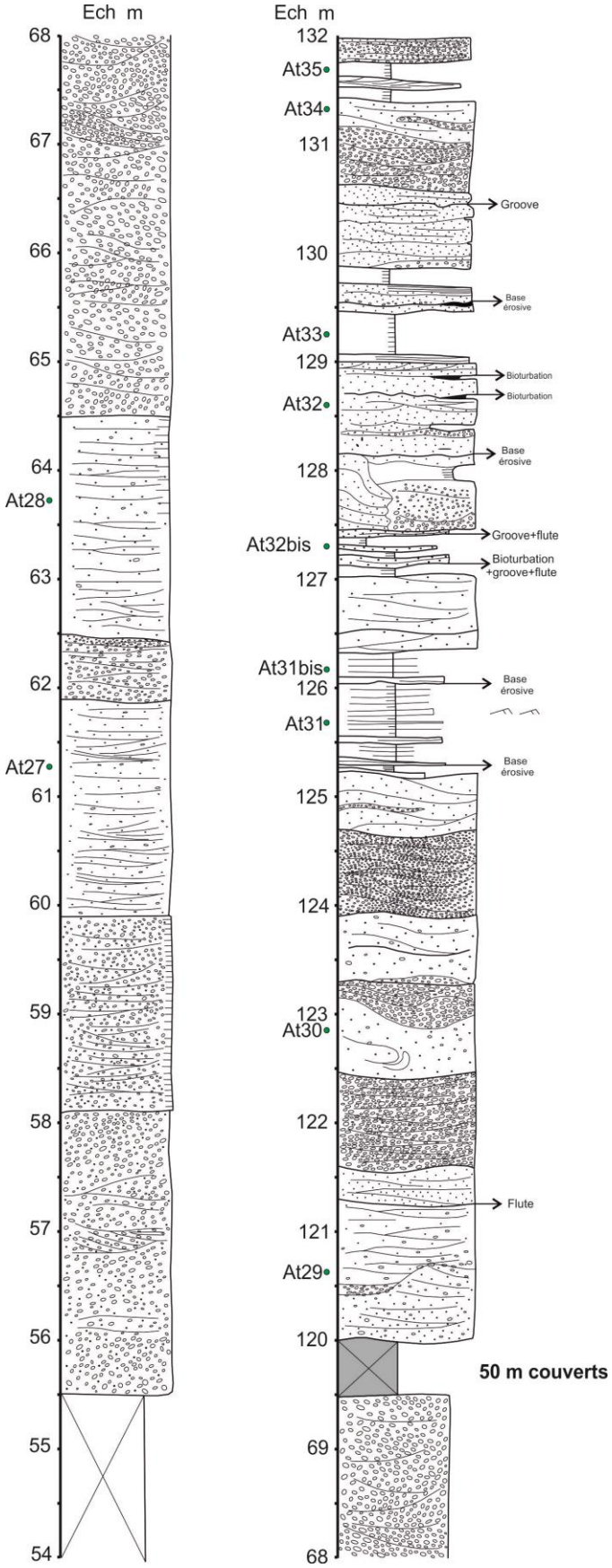


Fig. 2.23 - Log de la coupe Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay)

Suite


Ech m
68
67
66
65
64
At28
63
62
At27
61
60
59
58
57
56
55
54
Ech m
132
At35
At34
131
Groove
130
Base érosive
At33
129
Bioturbation
Bioturbation
At32
Base érosive
128
Groove+flute
At32bis
Bioturbation +groove+flute
127
At31bis
126
Base érosive
At31
Base érosive
125
124
123
At30
122
Flute
121
At29
120
50 m couverts
69
68

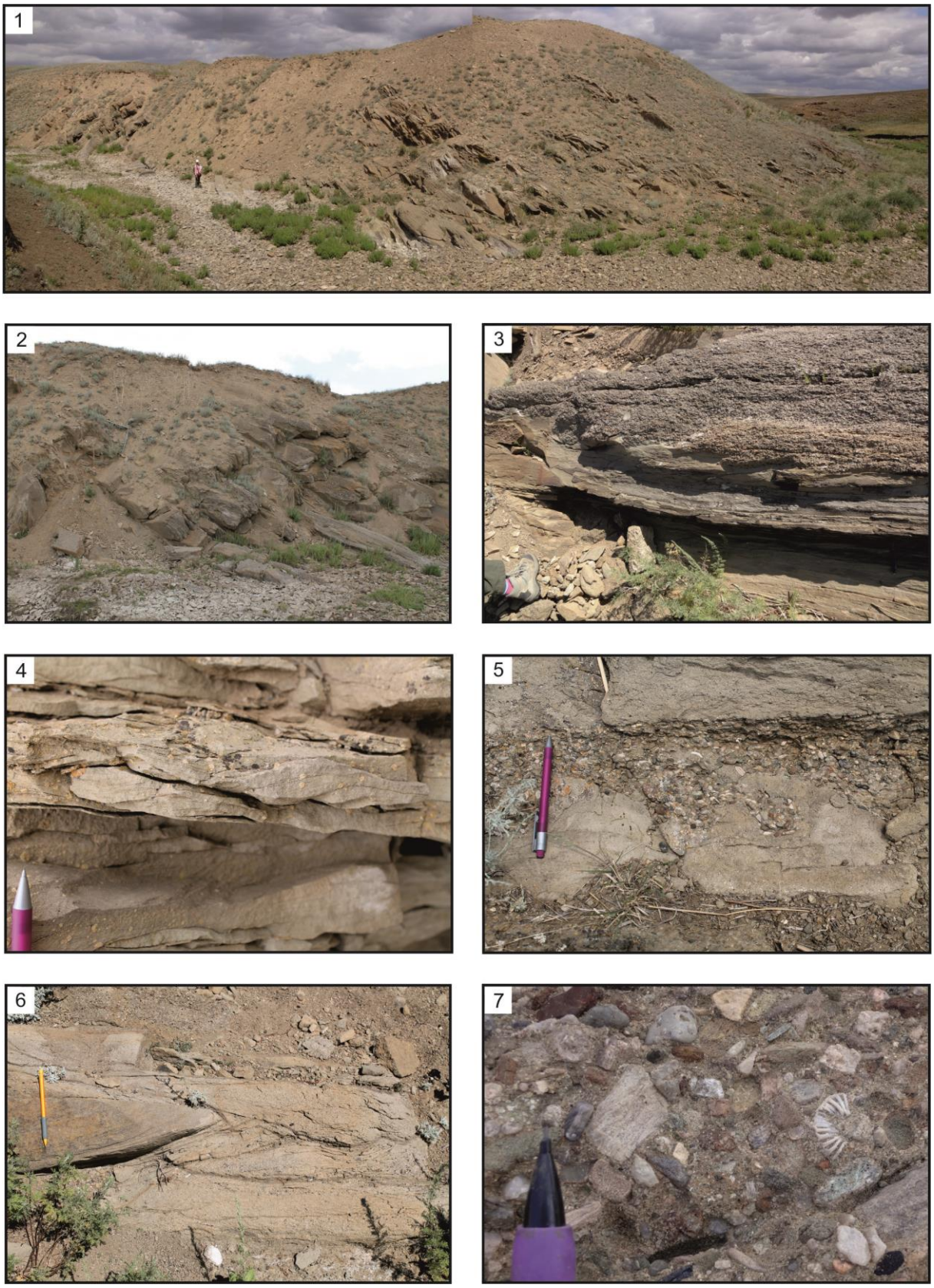


Fig. 2.24 - Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay)
1. Vue générale de la coupe ; 2. Partie inférieure exposant une série de bancs de grès chenalisants (1-10 m) ; 3. Morphologie chenalisante ; 4. Rides de courant ; 5. Load casts ; 6. Litages obliques ; 7. Fragment de corail dans les conglomérats

Coupe d'Aidarlyacha 4(affluent)

Base coupe : N50°15'11,8"E57°42'0,63" Altitude 291 m
Top coupe : N50°15'12"E57°42'09,9" Altitude 284 m

Description

La coupe est épaisse de 48,5 m et se subdivise en 2 parties (Fig. 2.25 et 2.26). Les dépôts sont datés du Sakmarien-Artinskien (Korobkov et al., 2012, carte géologique de l'échelle 1:50000).

Partie 1 (0-35m)

Elle est constituée d'une succession de petits chenaux et de structures chenalisantes à remplissage décimétrique à métrique. Les remplissages des chenaux sont le plus souvent de type fining-up (ex. 18-19,7 m ; 19,7-21 m ; 25,45-27 m ; 31-32,45 m). Les lithologies les plus grossières correspondent à des conglomérats, micro-conglomérats et grès conglomératiques. La taille des clastes varie le plus souvent de quelques mm à quelques cm, mais on note plusieurs niveaux avec des galets ou blocs de taille supérieure à 10 cm et pouvant atteindre jusqu'à 60 cm (ex. 18-18,5 m; 20 m; 32,15-33,15 m; 36 m). Les lithologies les plus fines sont constituées de grès moyens et de rares niveaux de silts.

Les blocs de tailles supérieures à 10 cm sont toujours des blocs de grès ou des blocs de calcaires coralliens. Les autres composants des clastes sont de nouveau des fragments de roche métamorphiques ou volcaniques du socle.

Les passées conglomératiques et micro-conglomératiques sont mud-supported à clast-supported, mais le plus souvent mud-supported. Les graviers et galets se présentent très souvent sous la forme d'épandages peu épais dans les grès conglomératiques (i.e., traction carpets). Les blocs de taille supérieure à 10 cm sont parfois plantés verticalement, indiquant un dépôt en masse.

Les litages obliques fréquents, les épandages de galets de type traction carpets, de rares rides de courant dans les bancs les plus fins suggèrent un dépôt sous le contrôle de courants tractifs.

Des fragments de coraux ou de lamellibranches (pectenidés) isolés dans la matrice des grès ou des conglomérats ont été observés à plusieurs niveaux dans la première moitié de la partie 1 (1 m ; 5,5-6 m ; 7,1 m ; 7,6 m ; 13,7 m). Des blocs de calcaires coralliens sont situés à 18,6m (Fig. 2.26 photos 7). Ces éléments provenant de plate-forme carbonatée sont absents dans la suite de la coupe.

Un niveau fin de silt est riche en matière organique terrestre (25,5 m). Une figure d'échappement de fluide est observée à la cote 30,8 m.

Partie 2 (36,15-48,50m)

Ce deuxième ensemble se démarque du premier par une granulométrie moyenne plus fine, les silts ou les grès fins à moyens étant plus développés. On observe toujours de petites structures chenalisantes constituées de micro-conglomérats et de grès micro-conglomératiques à litages obliques. Les litages plans sont aussi très fréquents. Des épandages de galets peu épais (traction carpets) sont aussi présents. On observe quelques rides voire mégarides.

Au contraire de la partie 1, plusieurs séquences de remplissage de chenaux de type coarsening-up puis fining-up sont clairement exprimées (ex. 38-41,8 m).

Plusieurs sillons d'érosion sont observés. L'un d'entre eux (46,5 m) donne une nette direction de courant N180.

Un seul galet de grès de taille supérieure à 10 cm est encore observé à la base de la partie 2 (36,7 m). Cette absence des plus gros éléments semble donc être parallèle à la granulométrie moyenne plus fine de la partie 2 comparée à la partie 1, suggérant un dépôt plus distal et/ou plus latéral au distributaire de la partie 2 comparée à l'ensemble 1.

Interprétation

La coupe Aidarlyacha 4 (affluent) présente donc un système de dépôt assez similaire à celui de la coupe Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay), correspondant à des complexes de chenaux d'âge Sakmarien-Artinskien constitués d'un grand nombre de petits chenaux dont le remplissage est contrôlé par des courants tractifs et alimentés par un ou des distributaires à l'amont. Les faciès sont là aussi essentiellement de type F4, F6 et F7 dans la classification de Mutti (1992). Cependant la coupe Aidarlyacha 4 (affluent) diffère par :

(1) L'occurrence de blocs de taille supérieure à 10cm atteignant 60 cm, toujours constitués de grès ;

(2) La présence de clastes de grès, qui n'avaient pas été observés dans la coupe 1.

De nouveau des éléments de plate-forme, présents à la base de la coupe (première moitié de la partie 1) sont absents par la suite.

Ceci correspond de nouveau à un changement intermittent des apports provenant du littoral.

Entre cette coupe et la coupe d'Aidarlyacha 2013 suivante, un intervalle où les dépôts n'affleurent pas du tout ou mal correspond à une lacune d'observation estimée à environ 190 m d'épaisseur.

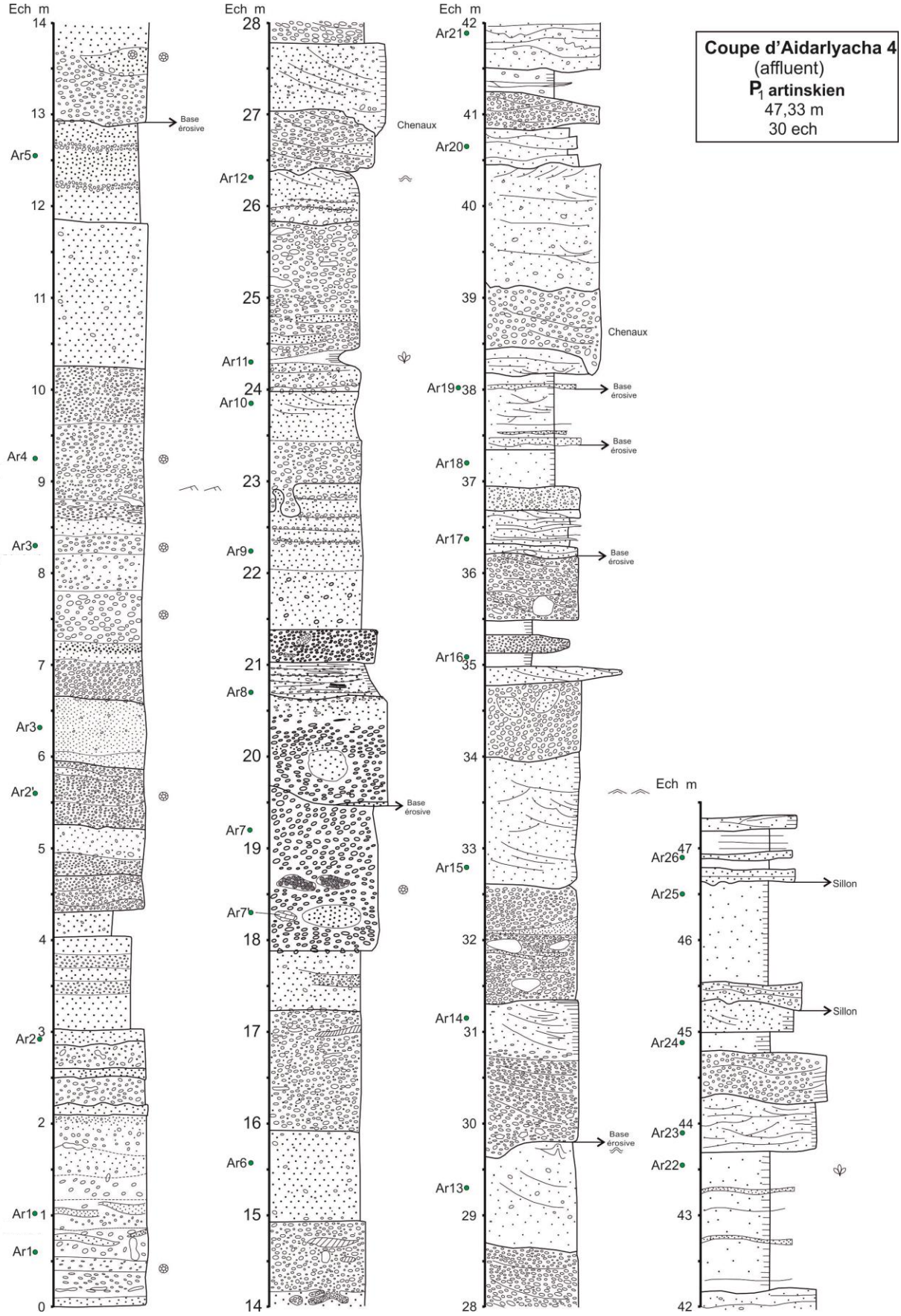


Fig. 2.25 - Log de la coupe Aidarlyacha 4 (affluent)

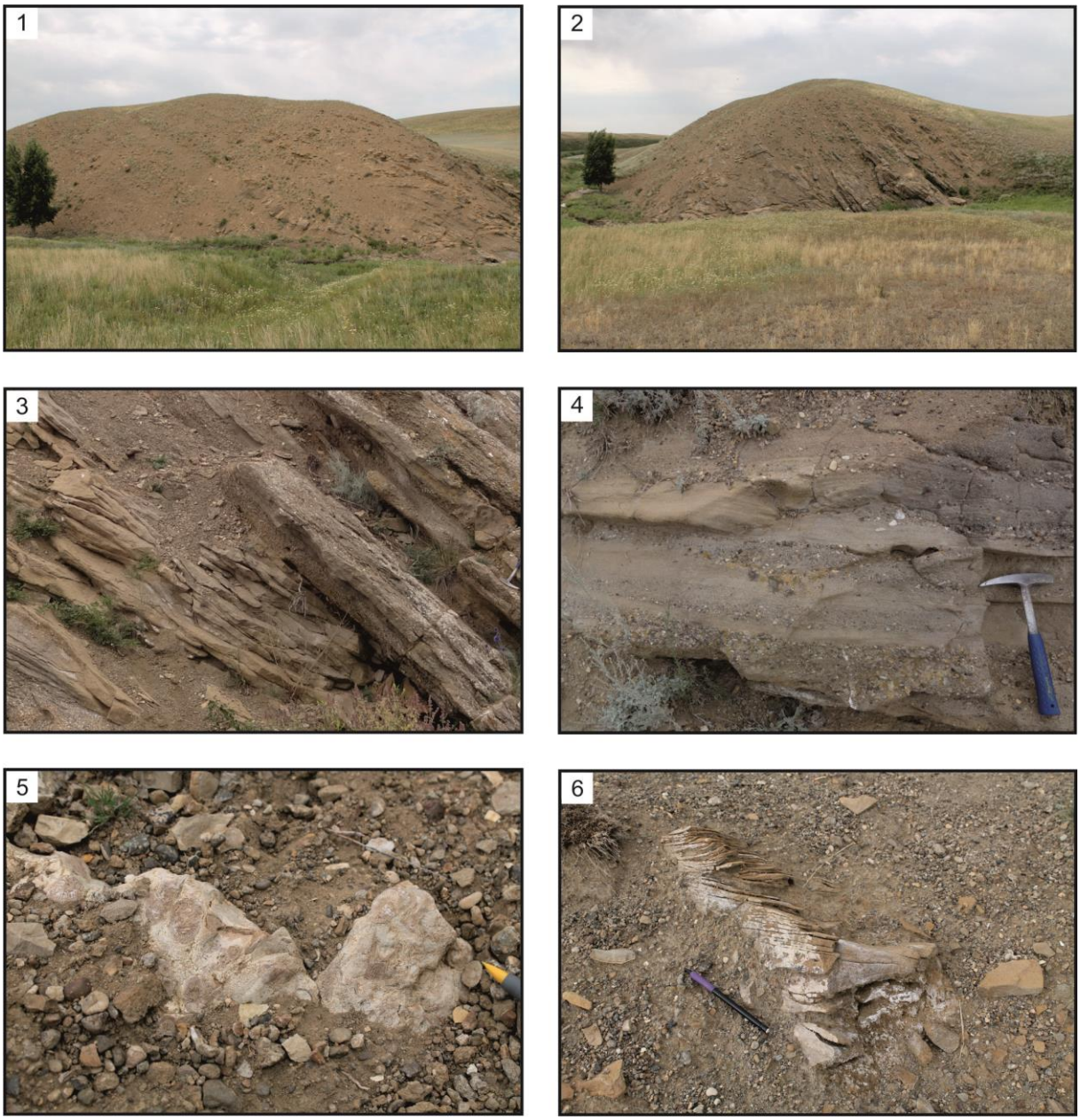


Fig. 2.26 - Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 4 (affluent)
1-2. Vue générale de la coupe ; 3. Litages obliques ; 4. Passées conglomératiques ; 5. Blocs de calcaire coralien ; 6. Banc de grès laminé à remplissage tangentiel

Coupe d'Aidarlyacha 2013

Base de la coupe : N50°13'26,5"E57°44'05,4"
Top de la coupe : N50°13'24,5"E57°44'36,0"

Description

La coupe est continue et mesure 254 m d'épaisseur. Elle est datée de l'Artinskien (Korobkov et al., 2012, carte géologique de l'échelle 1:50 000 et 1:200 000). Elle peut être subdivisée en 3 parties (Fig. 2.27):

Partie 1 (0-60,7 m)

Cet ensemble est constitué d'argiles silteuses et de silts argileux laminés alternants avec des grès fins à moyens, parfois grossiers. Les bancs gréseux présentent également souvent des laminations fines. Les intervalles silteux et argileux sont souvent riches en fragments de bois flottés millimétriques à centimétriques, se présentant fréquement sous la forme d'épandages millimétriques.

Les bancs gréseux peuvent être relativement épais et peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur voire 1, 20 m d'épaisseur. Ils correspondent à des structures chenalisantes se pinçant latéralement, avec des bases érosives et présentant des litages obliques marqués. Une série de petits chenaux amalgamés atteint 6 m d'épaisseur (20,5-26,10 m). La structure interne des bancs de grès présente souvent un granoclassement normal et/ou des évolutions de type « thining-up ». Des convolutes sont aussi observées.

La fréquence des rides de courants, de figures de courant de bases de banc (groove, flute, gutter casts) et des figures sédimentaires omiprésentes ressemblant à des HCS (appelées ici « HCS-like ») témoignent de la permanence et de l'importance des courants tractifs qui ont mis en place ces dépôts. À partir de 39 m, on observe jusqu'à la fin de cette partie 1, plusieurs bancs de grès présentent à leurs bases des mudclasts.

L'intervalle 56,5- 60,5 m est très perturbé et non continu latéralement. Des passées micro-conglomératiques non vues précédement deviennent fréquentes. On observe des dykes, des figures d'échappement de fluides. Entre 58 et 60,7 m, la structure interne est clairement constituée de paquets glissés et slumpés. Cet ensemble est interprété comme un MTD pourraitt être associé à un séïsme. De plus, des fossiles de plate-forme (lamellibranches, coraux) sont identifiés entre 55 et 60,7 m, alors que là encore, de tels bioclastes exotiques n'ont pas été observés depuis la base de la coupe. Cela suggère un apport soudain de matériel déposé initialement très en amont du système observé, probablement en lien avec l'importance de l'évènement associé au MTD.

Partie 2 (60,7-213,2 m)

Cet ensemble est constitué d'argilites silteuses et de silts argileux laminés alternant avec des grès fins à moyens qui ne dépassent pas 60 cm d'épaisseur et sont le plus souvent de quelques millimètres à 25 cm d'épaisseur. Comparé à la partie 1, cet ensemble a donc une granulométrie moyenne beaucoup plus fine et le volume des argiles silteuses est prépondérant. Les argiles silteuses et silts argileux montrent fréquement des passées millimétriques riches en fragments de bois fossiles. Certains bancs de grès contiennent aussi des fragments de bois flottés millimétriques à centimétriques.

Les bancs de grès les plus épais s'affinent parfois latéralement et présentent des litages obliques. Ils correspondent à de petites structures chenalisantes, de dimensions plus modestes toutefois que dans la partie 1. Les bases de bancs présents souvent des figures de courant (groove, flute et gutter casts). Les rides de courant sont souvent observées.

Une caractéristique de cette partie 2, à l'instar de la partie 1, est l'omniprésence des figures de dépôts de type « HCS-like », soulignant l'importance de la mise en place des dépôts par les courants.

La structure interne des bancs de grès présente le plus souvent un granoclassement normal et/ou une évolution de type « thining-up ». Les passées gréseuses s'organisent souvent en paquets de quelques bancs qui montrent parfois des tendances thining-up (par exemple 82-83 m ; 83-84,5 m ; 85,5-86,5 m et suivantes ; 141,2-142 m ; 142,5-143 m…) ou thickening-up (149-150 m ; 151,5-152,2 m).

Partie 3 (213,2-242,3 m)

La partie 3 montre une augmentation nette de la granulométre moyenne des dépôts. Ce sont dorénavant des grés moyens à grossiers dominants alternant avec des argiles silteuses ou des silts argileux laminés subordonnés. Les grès peuvent être laminés, certains étant massifs. On observe parfois des tendances thining-up au sein des bancs de grès. La présence de bois flottés millimétriques à centimétriques en lits ou isolés, dans les argiles silteuses ou dans les grès est aussi de nouveau notée. Les passées de mudclasts deviennent assez fréquentes. Quelques convolutes sont présentes, ainsi que des rides de courants et quelques figures de base de banc (groove, flute et gutter casts). A partir de 233 m, on observe un empilement de bancs épais (parfois supérieurs au mètre) de grès grossiers avec des épandages de micro-conglomérats et des passées de mudclasts plus fréquentes que dans la première moitié de la Partie 3. Des figures d'injection *per descensum* à la base d'un banc est notable (234,2 m). Les passées de mudclasts ou micro-conglomératiques peuvent être présentes à la base des bancs, donnant un granoclassement normal, mais aussi bien réparties au sein des bancs ou à leurs sommet donnant dans ce cas un granoclassement inverse. Les épandages de micro-conglomomérats et de mudclasts sont toujours plans. Typiquement, la taille des clastes est comprise entre quelques mm et 1 cm, les plus grands éléments atteignant 5 cm. Vers 242 m, on observe des clastes rouges et verts de roches métamorphiques et/ou volcaniques et des clastes blancs de roches calcaires, avec des fragments de coraux ou de bryozoaires.

Partie 4 (242,3-254 m)

La tendance vers une granulométrie plus grossière continue et cet ensemble correspond au dépôt de conglomérats et de grès moyens à grossiers.

Un banc massif de 7,4 m d'épaisseur (242,2-249,7 m) est un conglomérat clast-supported, mal trié, dont les éléments le plus souvent arrondis varient de quelques mm à 15 cm. L'impression visuelle moyenne de la taille des clastes étant de 3-5 cm. Ces petits graviers et galets sont souvent aplatis et présentent des imbrications. La base du banc montre de grands litages obliques mais les épandages de galets peuvent être aussi plans. Les clastes sont constitués de roches métamorphiques et volcaniques noires vertes et rouges ainsi que de calcaires blancs fossilifères.

Ce banc conglomératique est surmonté par un banc de grès micro-conglomératique très fossilifère (lamellibranches) (249,7-250 m). Il contient lui aussi des clastes de

roches métamorphiques et volcaniques. La fin de la coupe est constituée de grès moyens à grossiers parfois laminés.

Le long de la coupe d'Aydarlyacha-2013, une trentaine de mesures d'orientation des courants a été effectué en se concentrant sur les grooves et flutes casts (Fig. 2.28). Ces mesures sont réparties sur l'ensemble de la coupe et permettent donc de suivre l'évolution des directions et sens des courants turbiditiques. On note globalement une orientation pérenne dominante NW-SE et une direction plus minoritaire NE-SW (Fig. 2.36), les sens des écoulements étant majoritairement vers le SW et de manière subordonnée vers le SE (Fig. 2.36). Une direction subordonnée E-W est aussi notée (N070-N125). Cette direction subordonnée est surtout observée entre 99 et 150 m. Parfois deux directions de courants proches N-S, l'une majoritaire et l'autre subordonnée est observée sur une même base de banc (exemple à 204,3 m).

Interprétation

La base de la coupe (Partie 1) montre de petits distributaires distaux (à remplissage assez fins, faciès F7 à F9 de Mutti (1992), mis en place sous l'effet de courants concentrés à turbiditiques) d'âge Artinskien alimentant ou divagant dans une zone de lobes distale associés à des faciès fins composés essentiellement d'un empilement faciès de type F9 de Mutti (séquences complètes ou incomplètes de Bouma, 1962). Ces faciès fins F9 présentent ici typiquement des structures de type « HCS-like ». Un évènement probablement exceptionnel (séïsme ? destabilisation des pentes sous-marines liées à une chute du niveau marin relatif ?) a entraîné la mise en place d'un MTD (fin de la partie 1) dont le contenu riche en éléments de plate-forme « exotiques » dans ce contexte suggère le caractère brutal et de haute énergie mobilisant une source de matériel nouveau ou un rapide rapprochement de la ligne de côte.

L'éloignement des distributaires et/ou un approfondissement du bassin mène ensuite au développement des faciès de lobes distaux mentionnés précédement (Partie 2).

S'installent ensuite progressivement des faciès transitoires de type F4 et F5 de Mutti résultant de dépôts hyperconcentrés (Partie 3) annoncant des dépôts en masse (debris flow) associés ici à des faciès de type F3 (debris flow clast-supported). Ces dépôts sont dûs à des courants laminaires d'avalanches sous-marines, et non à des courants turbulents. Ces systèmes apportent localement du matériel de plate-forme. Cette séquence pourrait correspondre de nouveau à une baisse du niveau marin relatif et un rapprochement rapide de la ligne de côte, ou à des apports détritiques exotiques associés à des évènements de haute énergie (destabilisation de pentes sous-marines). Le sommet de la coupe montre une nouvelle inversion vers des granulométries plus fines, suggérant qu'une séquence complète de dépôt de debris flow coarsening-up puis fining-up (Partie 4) est enregistrée.

Une lacune estimée cartographiquement à environ 70 m sépare le somme de la coupe d'Aidalryacha-2013 de la coupe suivante dénommée coupe d'Aydarlyacha-3 (affluent).

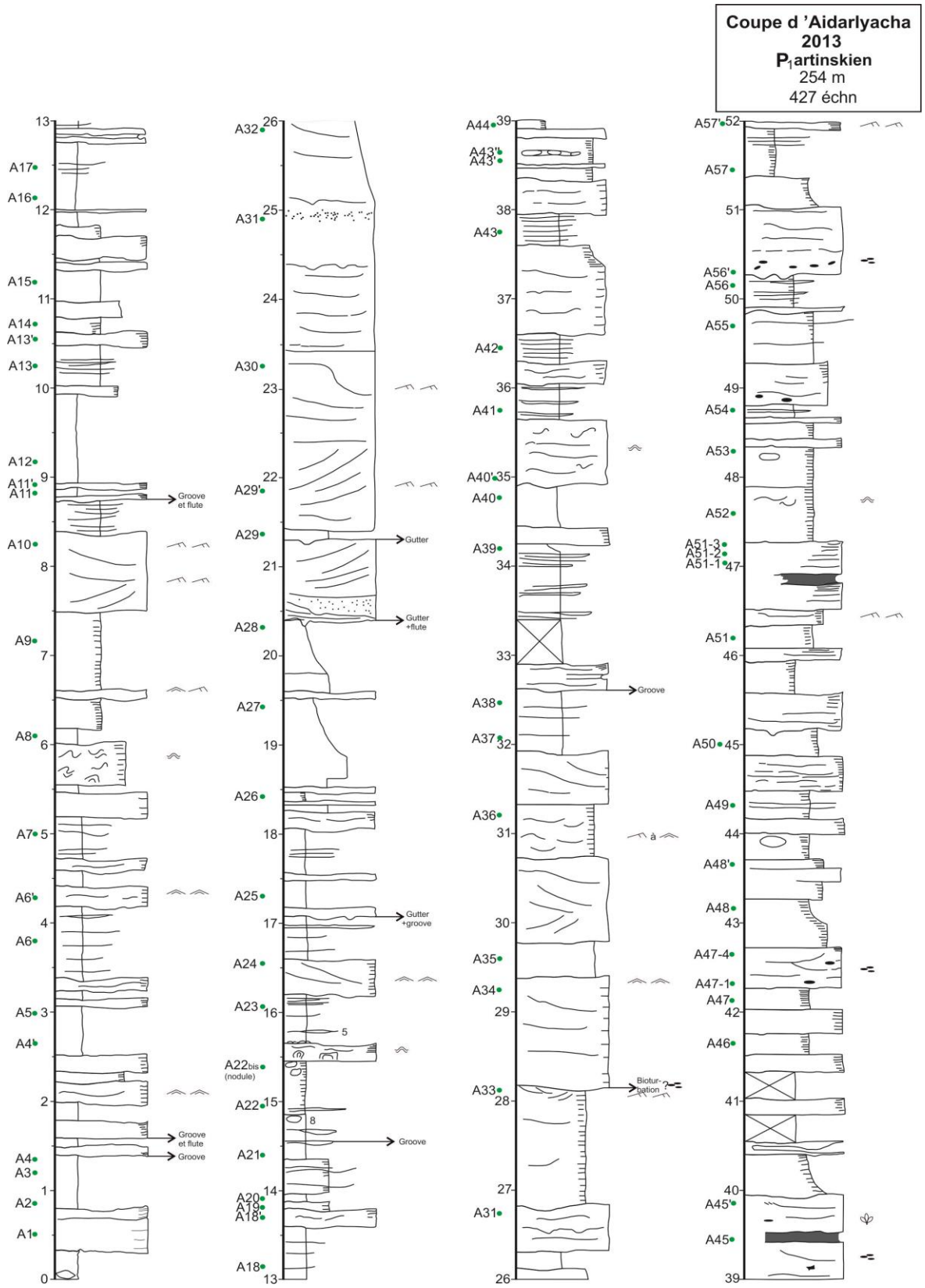
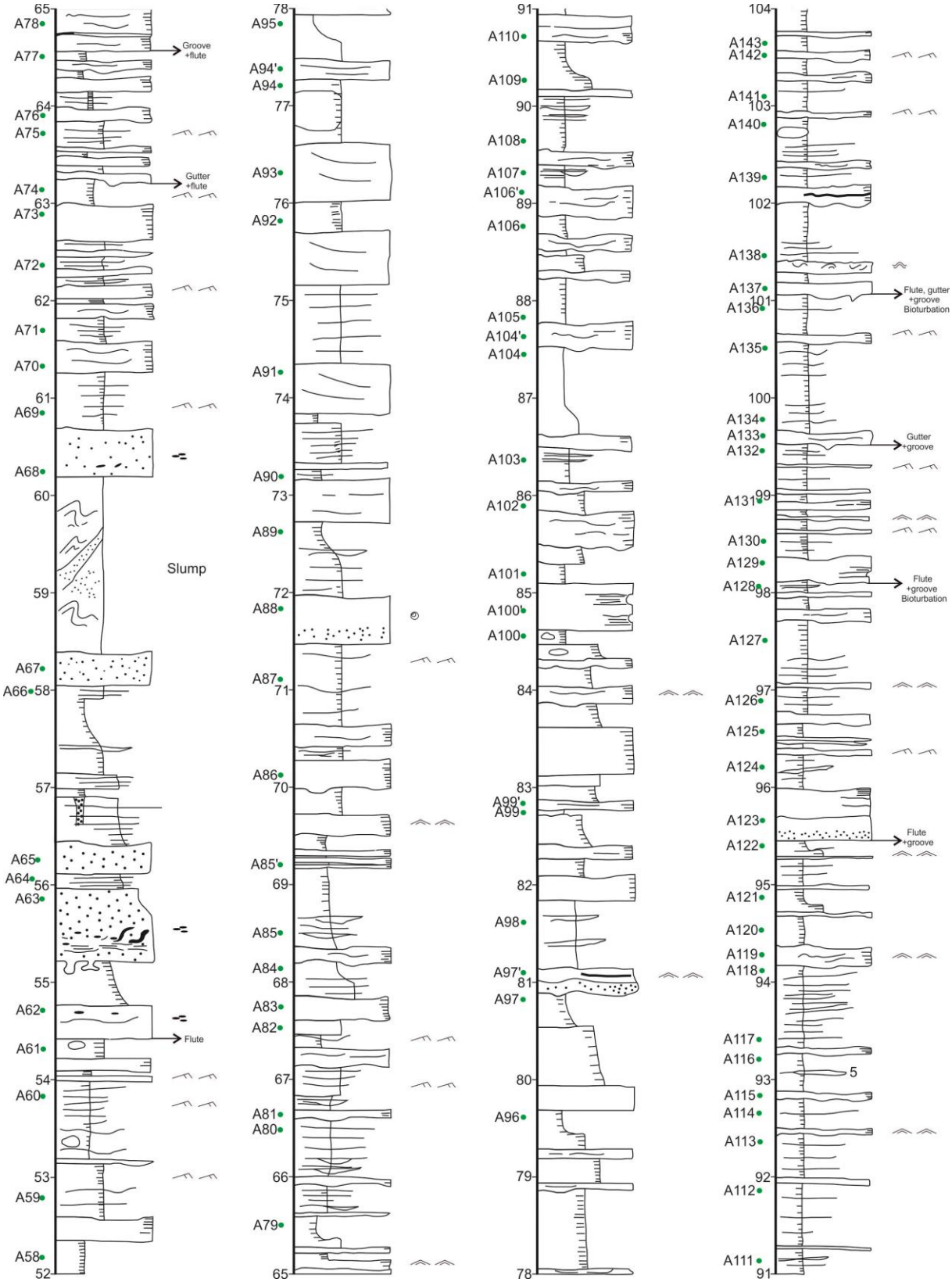
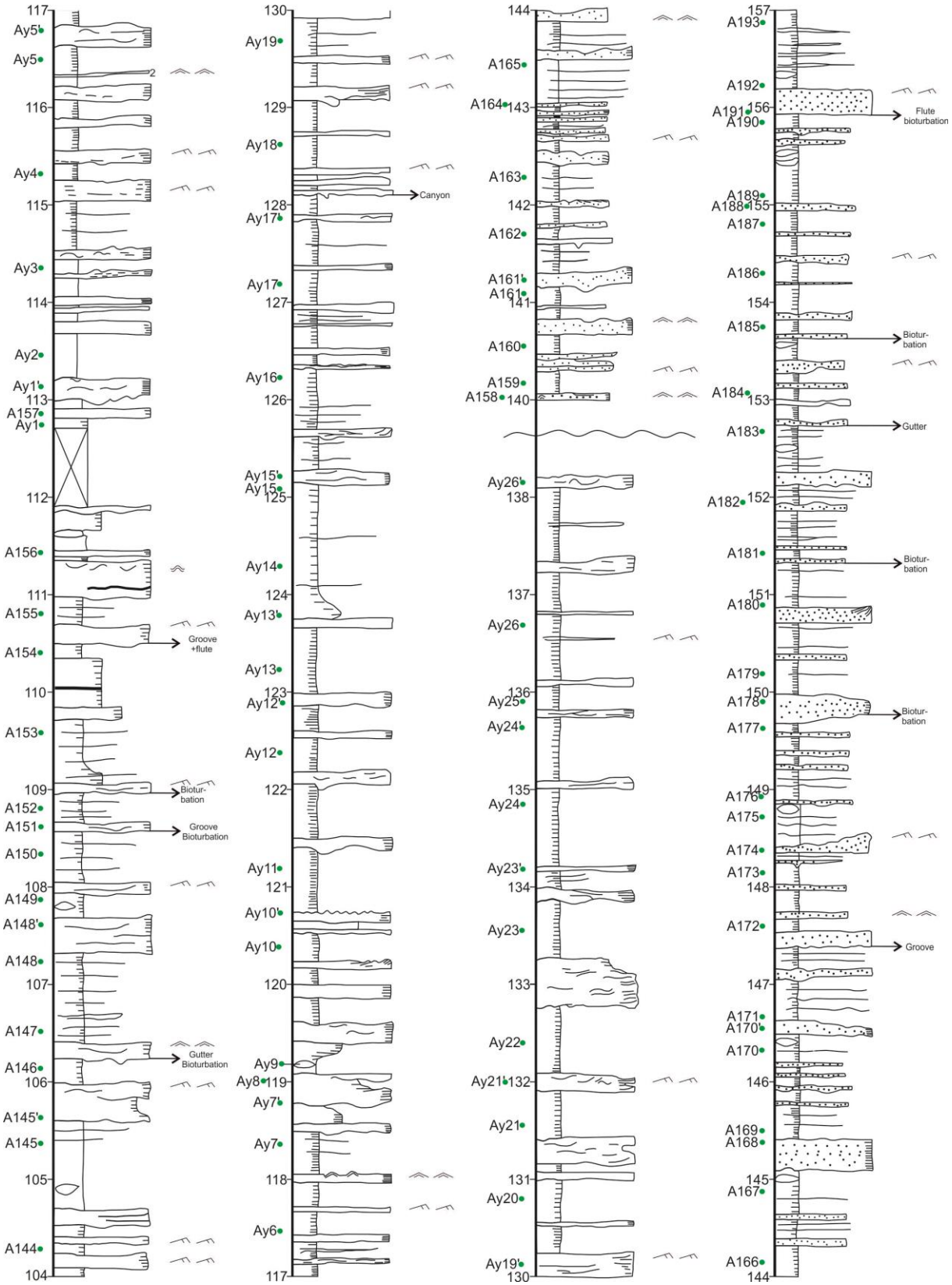


Fig. 2.27 - Log de la coupe Aidarlyacha 2013

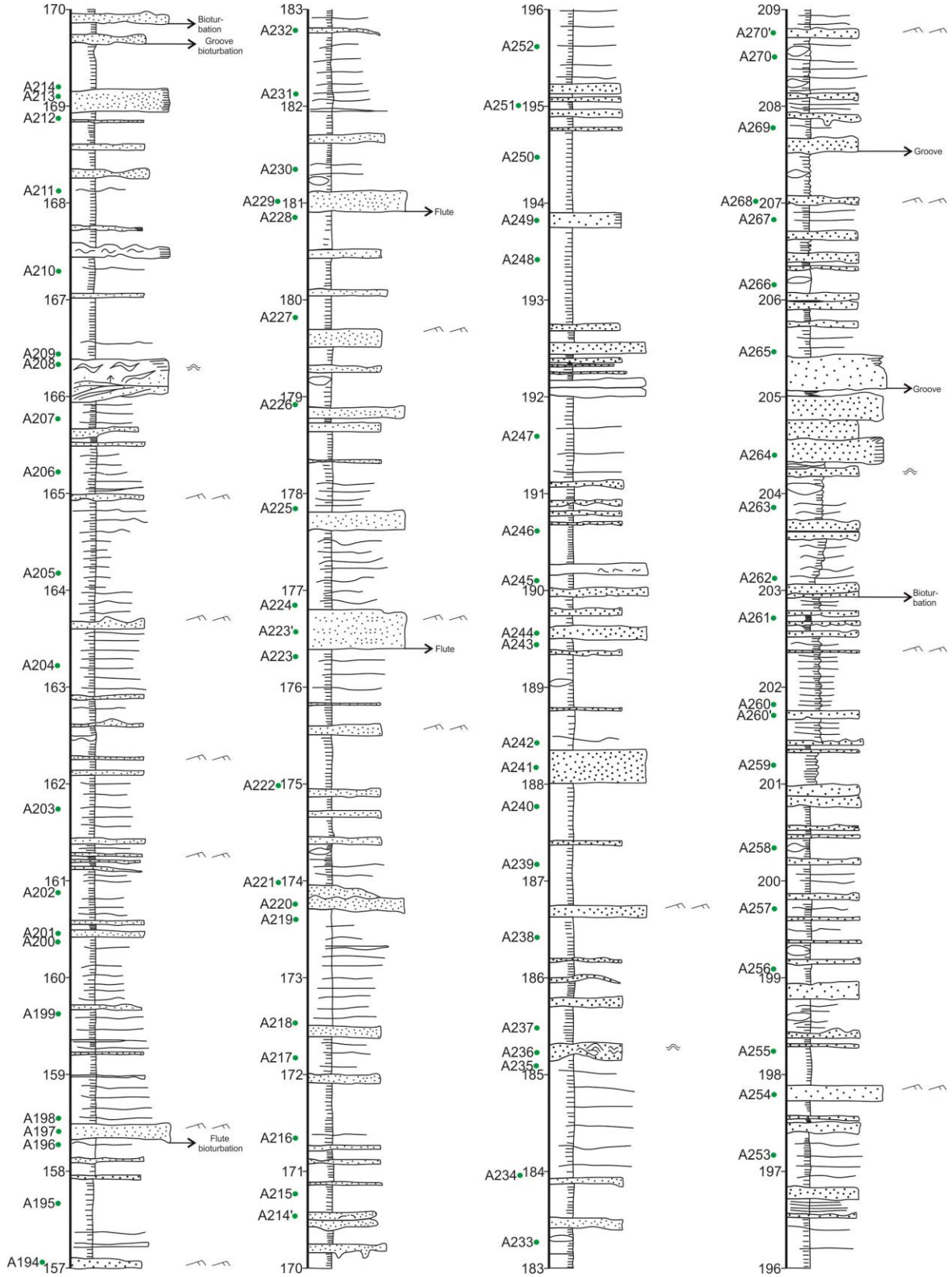
Suite


Groove +flute
Gutter +flute
Slump
Flute
Flute, gutter +groove Bioturbation
Gutter +groove
Flute +groove Bioturbation
Flute +groove

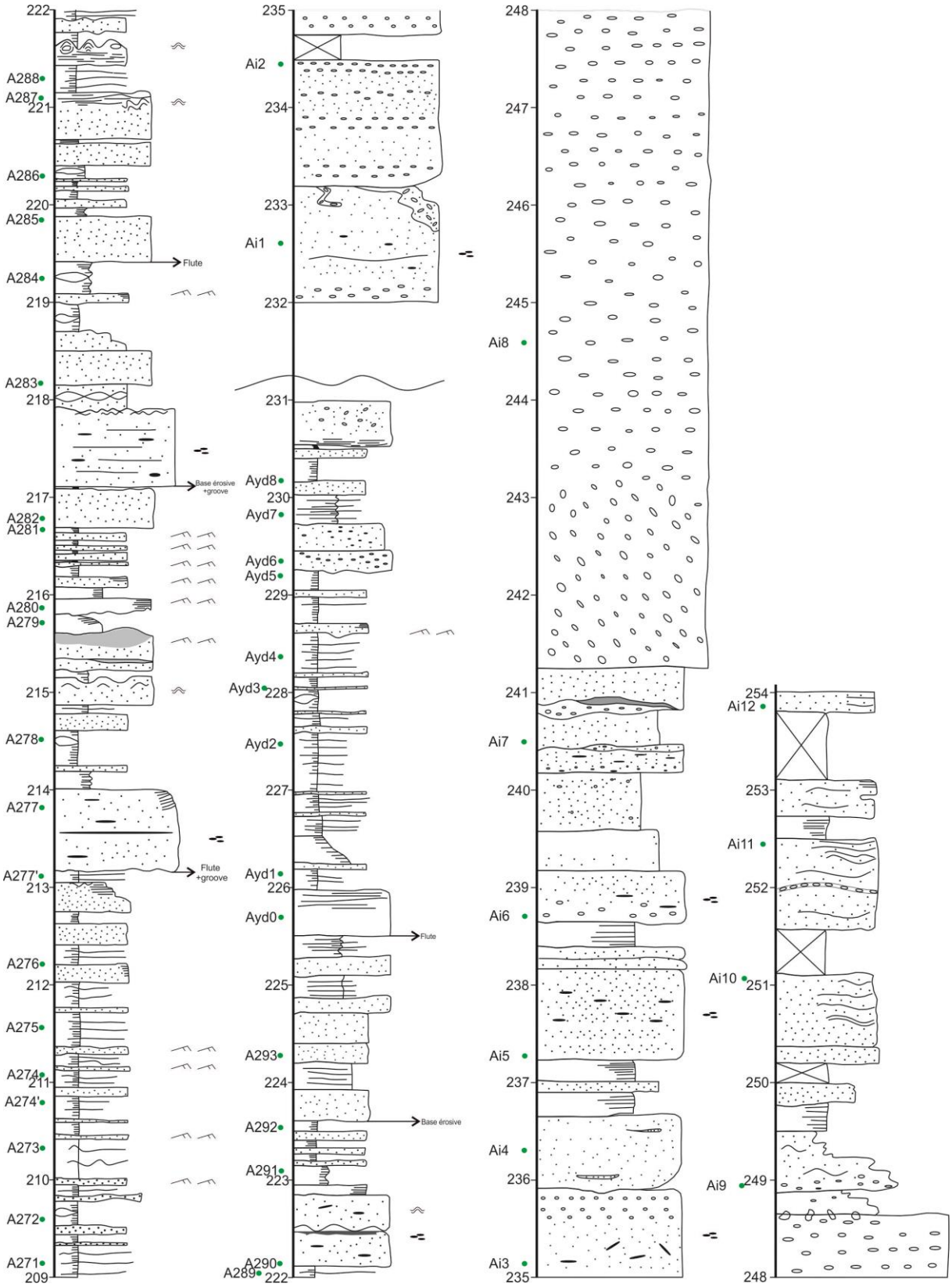
Suite


Groove +flute
Biotur-bation
Groove Bioturbation
Gutter Bioturbation
Canyon
Flute bioturbation
Biotur-bation
Gutter
Biotur-bation
Biotur-bation
Groove

Suite


Biotur-
bation
Groove
bioturbation
Flute
bioturbation
Flute
Flute
Groove
Groove
Biotur-
bation

Suite


222
A288
A287
221
A286
220
A285
Flute
A284
219
A283
218
Base érosive +groove
217
A282
A281
216
A280
A279
215
A278
214
A277
A277'
Flute +groove
213
A276
212
A275
A274
211
A274'
A273
210
A272
A271
209
235
Ai2
234
233
Ai1
232
231
Ayd8
230
Ayd7
Ayd6
Ayd5
229
Ayd4
Ayd3
228
Ayd2
227
Ayd1
226
Ayd0
Flute
225
A293
224
Base érosive
A292
A291
223
A290
A289
222
248
247
246
245
Ai8
244
243
242
241
Ai7
240
239
Ai6
238
Ai5
237
Ai4
236
Ai3
235
254
Ai12
253
Ai11
252
Ai10
251
250
Ai9
249
248

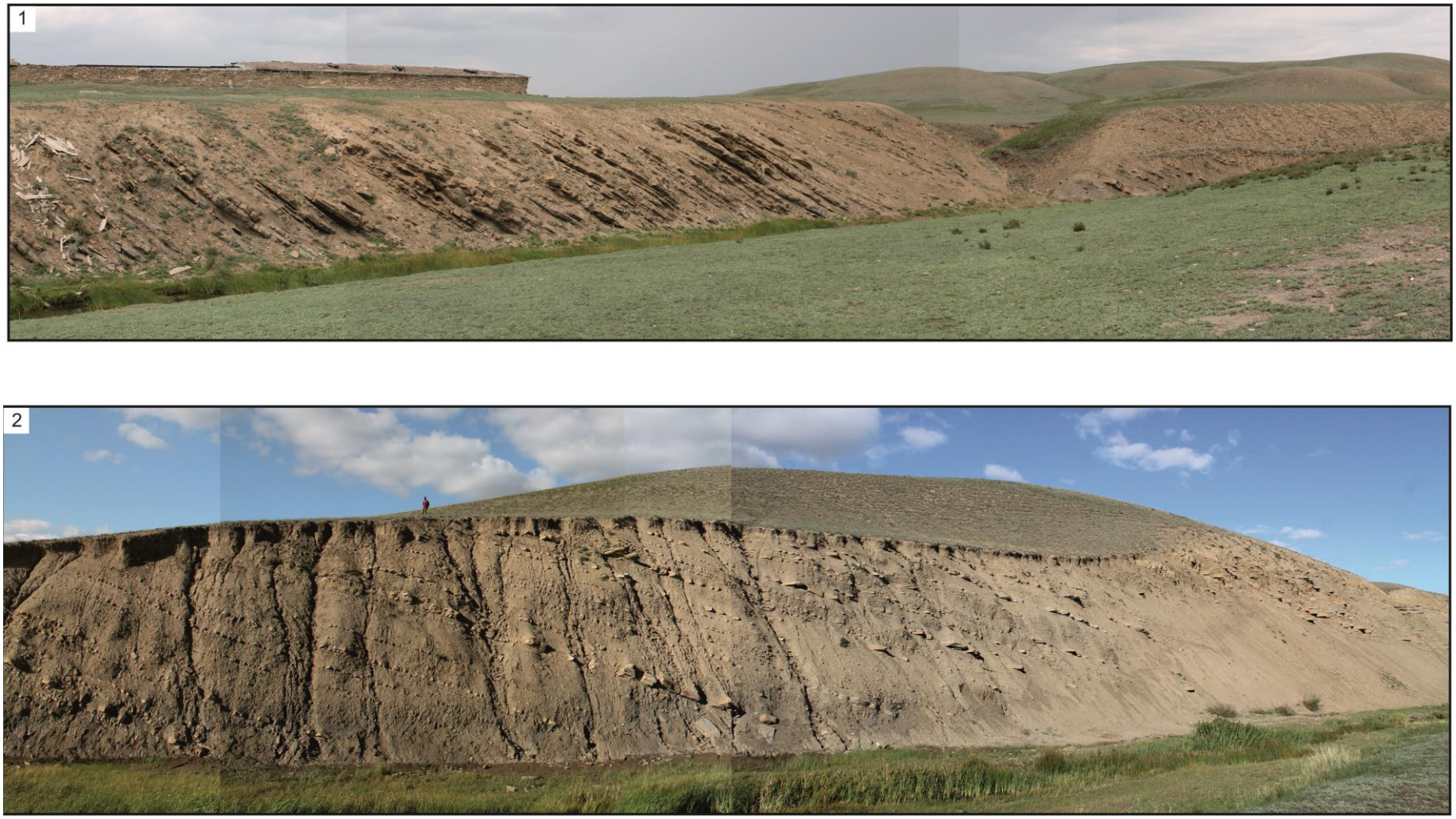


Fig. 2.28 - Vue générale de la coupe Aidarlyacha 2013.
1. Partie inférieure gréseuse (0-60 m) ; 2. Partie moyenne silto-argileuse (213-254 m)

3. Partie supérieure à granulométrie grossière (242-254) ; 4. « Debris flow », faciès conglomératique (241,2-248,7) ; 5. Slump dans MTD (52,2-60,1m) ; 6. Rides symétrique à asymétrique ; 7-8. Figures d'échappement de fluides (221, 5 et 222 m) ; 9-10. Figures de base de banc : flutes et grooves casts

Coupe d'Aidarlyacha 5 (conglomérats)

Base coupe : N50°15'10,3''E57°42'59,7'' Altitude 315 m
Top coupe : N50°15'10,4''E57°43'01,8'' Altitude 335 m

Description

Cette coupe est épaisse de 38 m (Figs. 2.29, 2.30). Les dépôts sont d'âge Artinskien. Elle présente le matériel le plus grossier rencontré sur le flanc ouest de ce synclinal et depuis les premiers dépôts asséliens. Elle est constituée de grès micro-conglomératiques, de micro-conglomérats et de conglomérats mud-supported à clast-supported, mal à très mal classés. La taille des clastes varie de quelques mm/cm à 1 m pour les bancs les plus grossiers et de quelques mm à quelques cm pour les bancs à granulométrie plus fine. L'impression visuelle moyenne de la taille des clastes pour la majorité des bancs est de l'ordre de 5 à 10 cm. La matrice peut être localement assez sableuse (gréseuse).

Ces dépôts correspondent à des debris flow, le plus souvent déposés en masse. Les dépôts sont à dominante mud-supported jusqu'à 24 m et à dominante clast-supported de 24 m jusqu'au sommet de la coupe. La partie basale de la coupe (0-5,7 m) présente des bancs à litages obliques et des bancs micro-conglomératiques à granoclassement normal (ex. 3,8-4,4 m). À partir de 5,5 m jusqu'au sommet de la coupe, on observe plutôt des séries de bancs strato-croissants et/ou à granoclassement inverse (ex. 10 m-16,5 m ; 19-22 m ; 22-32,2 m ; 32,2-37,5 m). À l'échelle des bancs dans cet intervalle, on peut aussi remarquer des granoclassements inverses ou des blocs raftés au sommet des bancs (ex. 10,6-11,10 m ; 14,2-14,7 m ; 14,7-15,2 m). Ce deuxième intervalle, au-dessus de 10 m, a aussi tendance à être plus grossier que le premier. Enfin un banc épais de 3,5 m au sommet de la coupe (34-37,5 m) montre de nouveau de grands litages obliques.

Les imbrications (n=5) de galets indiquent un sens d'écoulement cohérent globalement vers l'est (2 mesures vers le NE, 2 vers le SE et une vers l'E) (Fig. 2.36).

Interprétation

Probablement dans la suite logique de ce qui a été observé auparavant, des dépôts en masse (débris flow) continuent de se mettre en place sous l'influence de courants laminaires d'avalanches sous-marines. Ces faciès sont de type F1 dans la classification de Mutti (1992) (conglomérats mud-supported à blocs raftés au sommet des séquences) ou F2 (conglomérats mud-supported à granoclassement normal) voire F3 (conglomérats clast-supported). Le développement ici de ce type de dépôt au cours de l'Artinskien, absents depuis la base de la coupe précédente, suggère un dépôt beaucoup plus proximal, probablement plus proche des canyons sous-marins, en lien possible avec un rapprochement de la ligne de côte (baisse du niveau marin relatif ?).

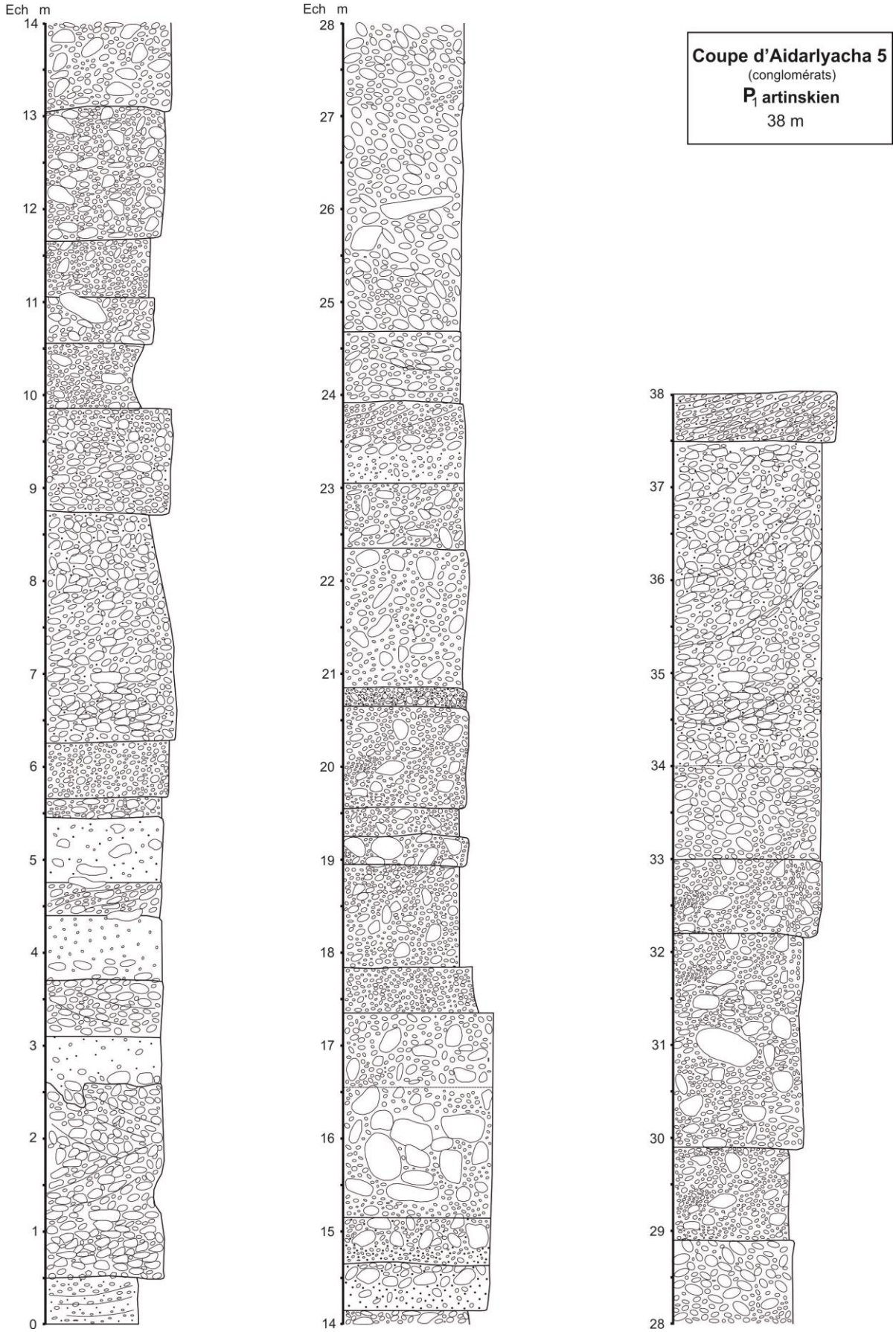


Fig. 2.29 - Log de la coupe Aidarlyacha 5(conglomérats)

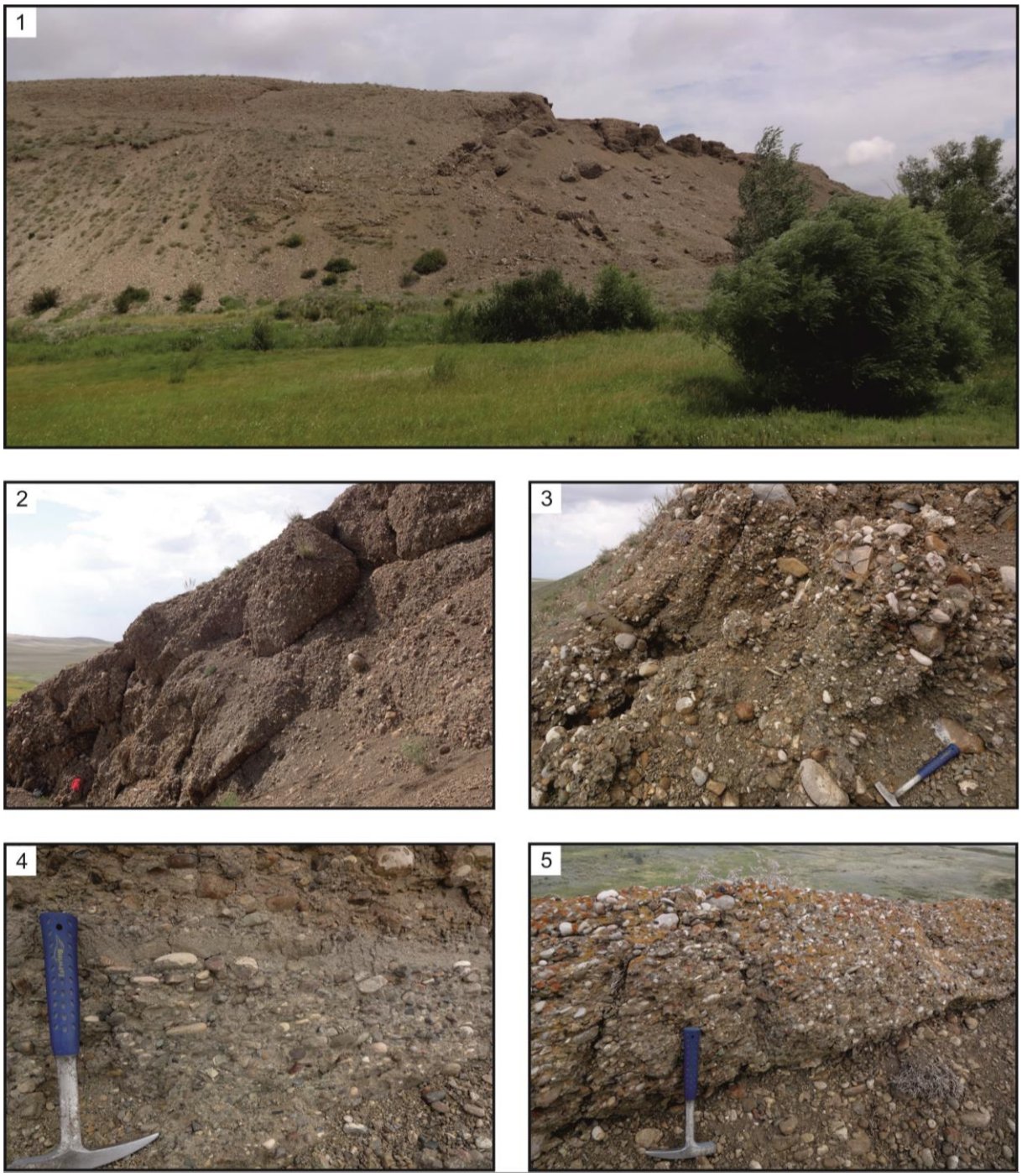


Fig. 2.30 - Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 5 (conglomérats)
1. Vue générale ; 2. Debris flow ;3. Granoclassement inverse ; 4 Galets imbriqués ; 5. Conglomérats à galets imbriqués au sommet de la coupe

2.3.1.2 Le secteur nord. Les coupes au bord de la rivière Syntas et Kiya

Coupes de la rivière de Syntas

Dans la partie nord du bassin, un synclinal a permis de lever sur ses deux flancs les coupes de Syntas 1 (Fig. 2.31) (dépôts d'âge Kungurien) et Syntas 2 (dépôts d'âge Sakmarien), et plus au nord, la coupe de Kia a permis d'investiguer de nouveau des dépôts d'âge Assélien.

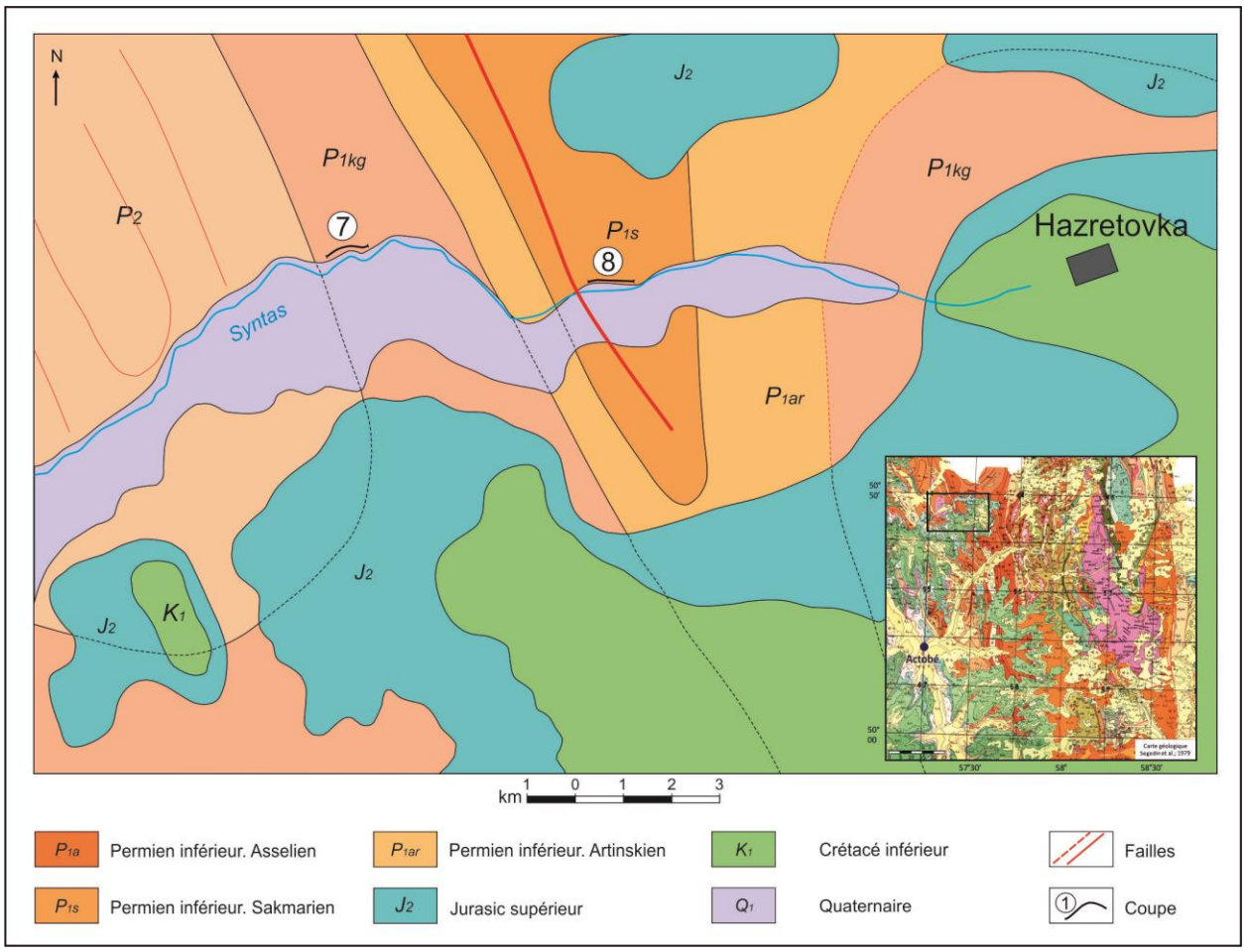


Fig. 2.31 - Localisation des coupes de la rivière Santas. Les chiffres désignent les coupes : 7 – Coupe Syntas 1 ; 8 - Coupe Syntas 2

Flanc ouest du synclinal nord

Coupe de Syntas 1

Base coupe : N50°47'57.2"E57°21'00.4"Altitude 285 m
Top coupe : N50°47'52.6"E57°20'47.9"Altitude 305 m

Description

La coupe de Syntas 1 (Figs. 2.32, 2.33) est située sur le flanc ouest du synclinal. Elle est épaisse de 187 m. Elle expose des dépôts sédimentaires d'âge Kungurien.

Les dépôts sont dominés par des sédiments fins représentés par des argiles, des silts argileux et des silts laminés. Ces intervalles fins sont assez homogènes et peuvent ainsi atteindre de quelques mètres à plus de 10 mètres d'épaisseur. Ces sédiments fins alternent

avec des bancs de grès fins à moyens dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à 3 m d'épaisseur, mais qui s'organisent le plus souvent en paquets, en séquences de quelques décimètres à 10 mètres d'épaisseur, parfois emboîtées les unes dans les autres. Ces séquences sont souvent coarsening et/thickening-up puis thining-et/ou fining-up (ex. 11-13,8 m ; 20-24 m ; 42-52,5 m;58-65 m ; 73-79 m ; 112-118 m ;128-134 m ; 140-144 m), mais à plus petite échelle on trouve aussi des séquences isolées fining-up et/ou thining-up (48,7-49,4 m ; 129,8-131,8 m ; 135,4-138 m).

Les passées gréseuses présentent localement des figures de bases de bancs (groove, flute et gutter casts) ainsi que de fréquentes rides de courants, voire des épandages de mudclasts (44,3 m) qui indiquent une mise en place des dépôts sous l'influence de courants tractifs. Les rides de courant sont très fréquement au sommet des bancs de grès qui montrent souvent des granoclassement normaux. La structure interne des bancs de grès à différente échelle est caractérisée par des sets de lamines s'entrecoupant et des litages obliques tangeantiels qui ressemblent à des HCS (structures « HCS-like »). On observe aussi localement des érosions internes (scours).

Les fossiles rencontrés sont uniquement des fragments de bois flottés assez communs.

Les directions de courant mesurées présentent deux axes majoritaires : NW-SE et NE-SW. Le sens de courant sont semble-t-il à la fois vers le N et le S. Deux sens opposés voir des directions de courant différentes sont dans certains cas observés sur la même surface de banc (ex. 61,5 m ; 135,4 m) ou des directions proches mais l'un étant majoritaire et l'autre subordonnée (ex. 129,8 m).

Les directions des écoulements sont NNW-SSE et NE-SW, les sens des écoulements étant orientés majoritairement vers le SW et de manière subordonnée vers le NE (Fig.2.36).

La coupe se termine brutalement par un banc de 1,3 m de gypse.

Interprétation

Les faciès sont essentiellement de type F7 à F9 selon la classification de Mutti (1992) et correspondent à des dépôts mis en place sous l'influence de courants turbulents turbiditiques. L'arrangement des faciès en séquences gréseuses thickening et coarsening-up puis thining et fining-up alternants avec de grands intervalles argilo-silteux indique la mise en place d'un système de lobes turbiditiques (ou deltaïques ?) au Kungunrien dans cette partie du bassin. Les lobes sont assez bien individualisés (lobes proximaux ?). On note l'absence de fusulinidés. Le passage net et en concordance à des évaporites (documenté au Kungurien à l'échelle du bassin) suggère un environnement de dépôts peu profond pour les faciès turbiditiques sous-jacents (dûs à des écoulements hyperpycnaux côtiers ?).

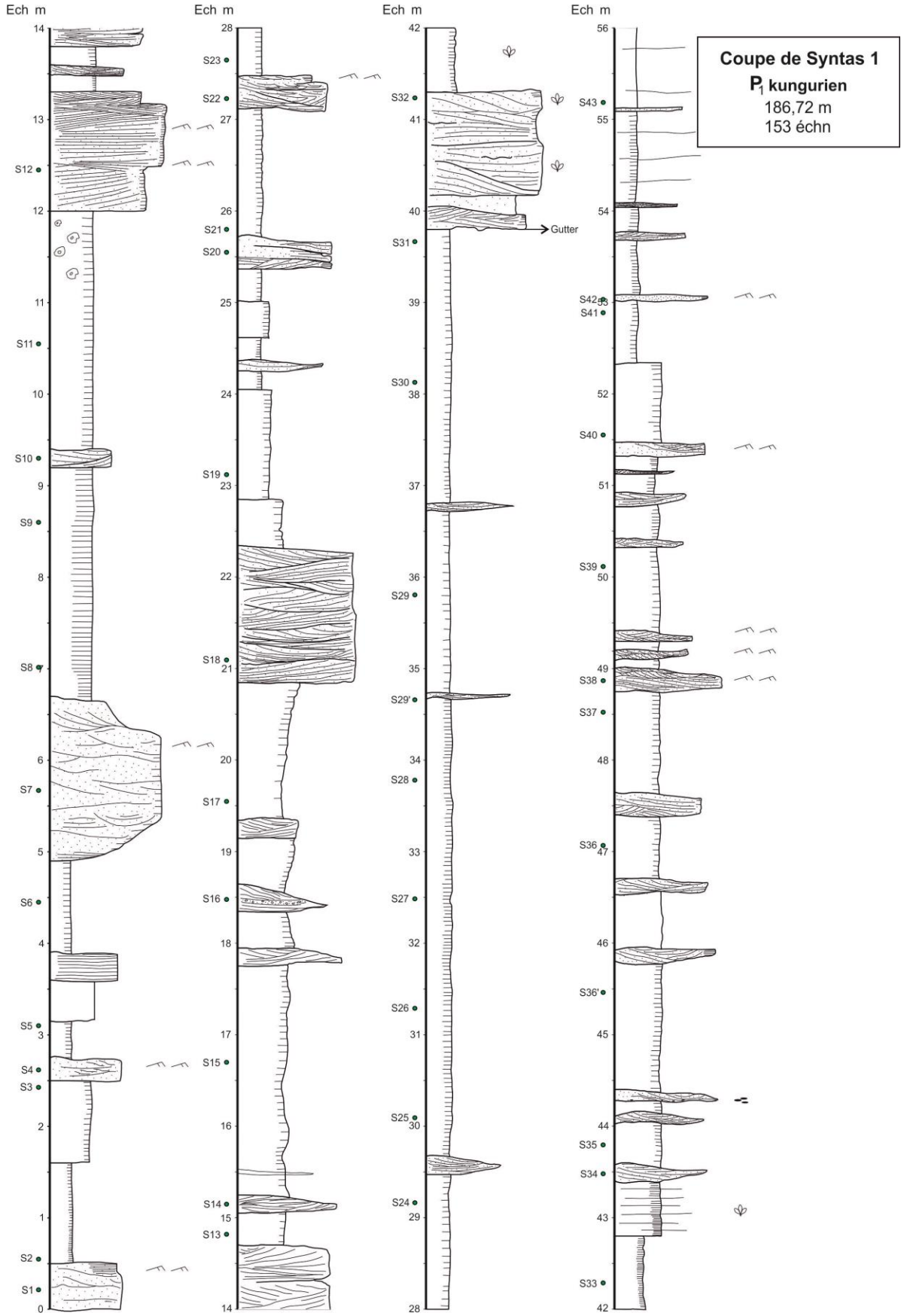
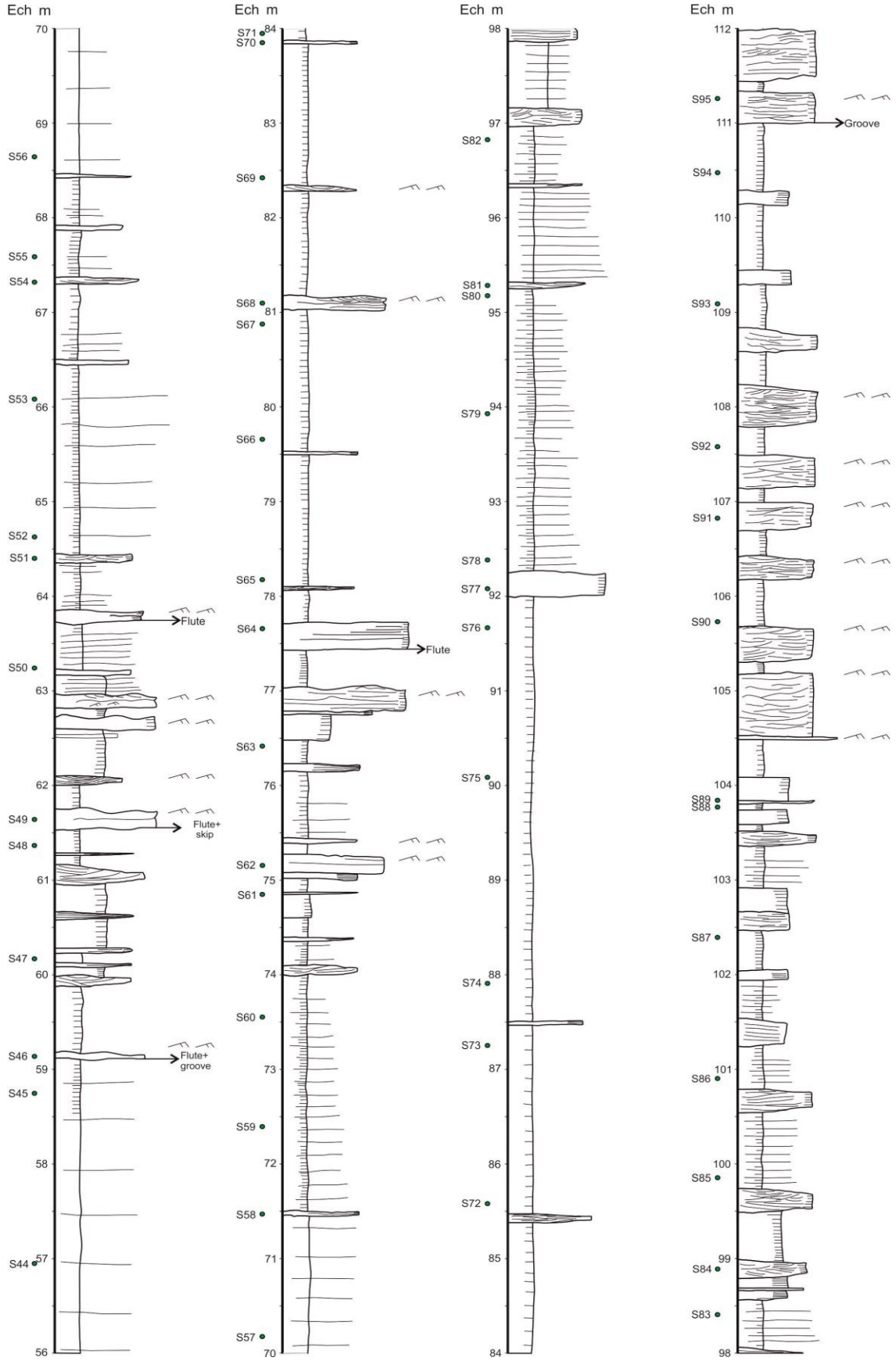
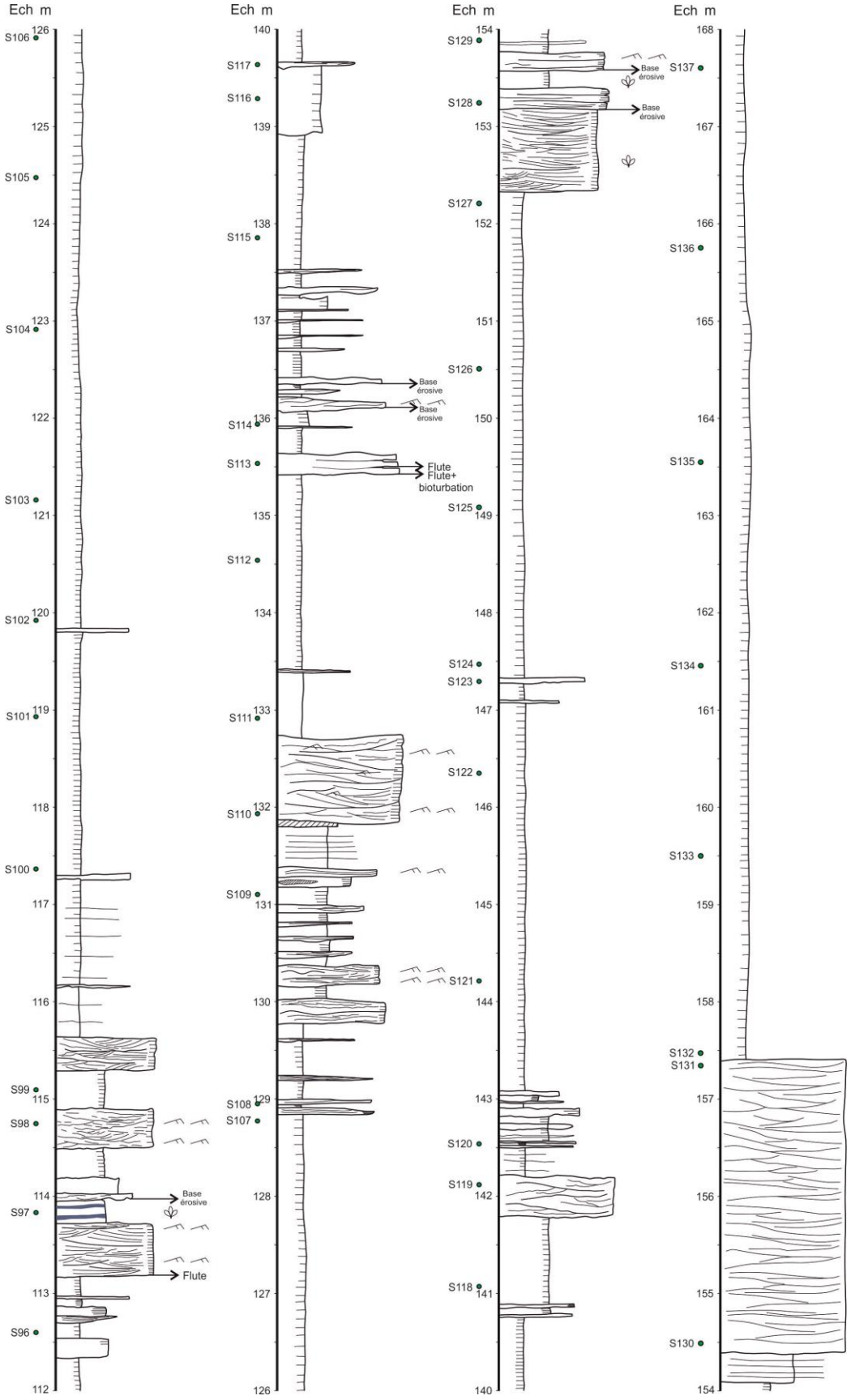


Fig. 2.32 - Log de la coupe Santas 1

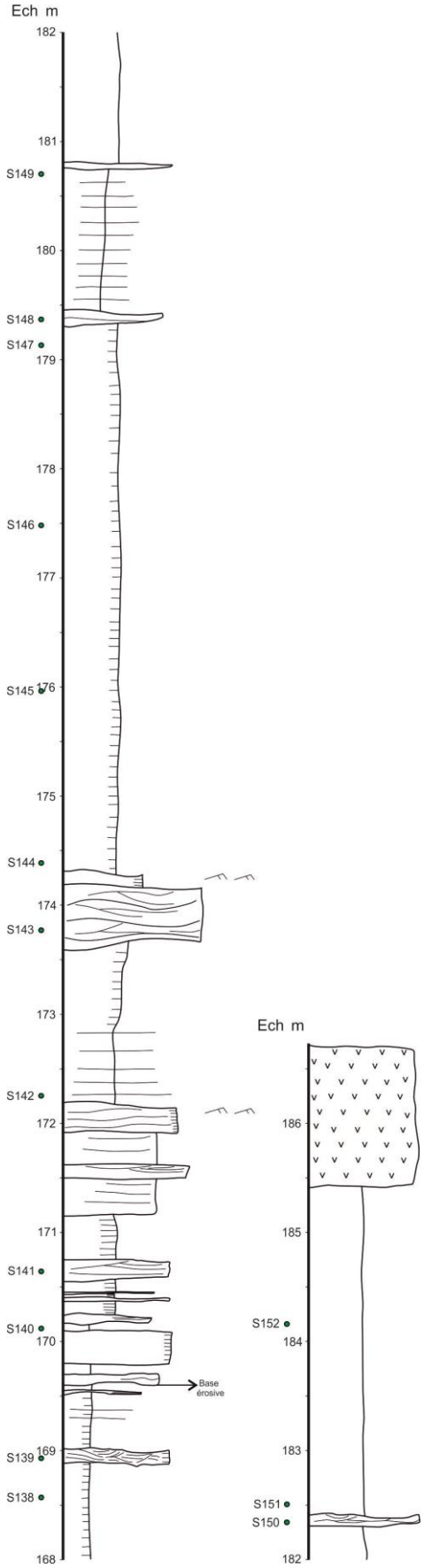
Suite



Suite



Suite


Ech m
182
181
S149
180
S148
S147
179
178
S146
177
S145
176
175
S144
174
S143
173
S142
172
171
S141
S140
170
Base
érosive
169
S139
S138
168
Ech m
186
185
S152
184
183
S151
S150
182

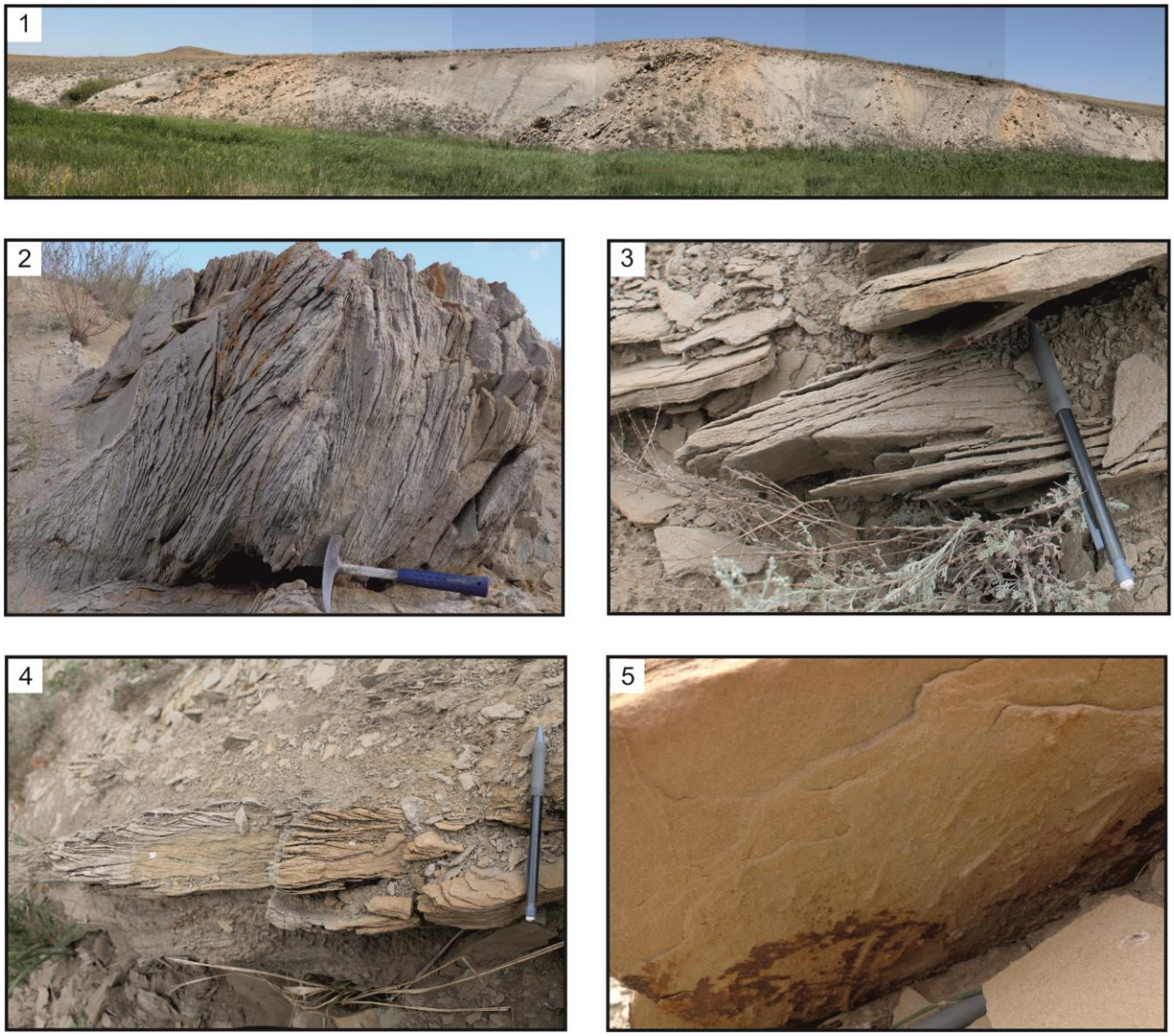


Fig. 2.33 - Photos de l'affleurement de la coupe Syntas 1
1. Vue générale de la coupe ; 2. Banc de grès laminé. Litage oblique (20,8-22,4m); 3. Banc de grès peu épais « HCS-like » (85,5 m) ; 4. Banc peu épais avec des rides de courant (81m) ; 5. Flutes casts à la base d'un banc

Coupe de Syntas 2

Base coupe : N50°47'43.8"E57°23'20" Altitude 312 m
Top coupe : N50°47'45.6"E57°23'25.7" Altitude 231 m

Description

La coupe de Syntas 2 (Figs. 2.34 et 2.35) est située sur le flanc est du synclinal. Elle est épaisse de 90 m. Elle est d'âge Sakmarien (Korobkov et al., 2012). La coupe peut être subdivisée en deux parties :

Partie 1 (0-56 m)

Cette partie est constituée d'une alternance à haute fréquence entre des argiles et argiles silteuses laminées et des bancs de grès fins à moyens. Les bancs de grès ont de quelques centimètres à 80 centimètres d'épaisseur, mais sont le plus souvent de quelques centimètres à 10 centimètres d'épaisseur. Les passées gréseuses ont souvent une structure

interne de type thining-up, une base érosive et un sommet marqué par des rides de courant. Elles montrent souvent un aspect lenticulaire et laminé à litages internes obliques à plat de type « HCS-like ». De nombreuses figures de base de banc (groove, flute, gutter casts) ainsi que les rides témoignent de la mise en place des dépôts sous l'influence de courants.

On observe parfois une organisation en séries de bancs de type thining-up et/ou et fining-up (ex. 0-70 cm ; 0,8-1, 4 m ; 4-4,70 m ; 20,2-21,7 m ; 24,3-25,7 m ; 49,8-51,8 m) mais aussi des tendances thickening-up et/ou coarsening-up (ex. 14-14,4 m ; 23-24, 7 m ; 31,3-32,2 m ; 40,1-41,25 m ; 52,4-53,6 m) les deux tendances se succédant parfois.

Partie 2 (56-90 m)

Après une lacune d'observation de 5 m d'épaisseur, le style de sédimentation change complètement et nous observons des grès fins à grossiers, des micro-conglomérats et des conglomérats en bancs de quelques centimètres à maximum 3 m d'épaisseur. Les grès fins à moyens sont localement très riches en rides de courant, et montrent des litages obliques tangeantiels. Les bancs de grès les moins épais présentent une stucture interne de type « HCS-like ». Les micro-conglomérats et conglomérats peuvent être matrix-supported ou clast-supported et sont mal classés. La taille des clastes va de quelques millimètres à 10-15 cm avec une estimation visuelle moyenne de taille des clastes de quelques 2-4 centimètres pour la plupart des niveaux conglomératiques. Les clastes les plus grossiers sont de 30 cm (78 m). Les micro-conglomérats ont typiquement des tailles de clastes de quelques millimètres à 1 centimètre et une impression visuelle moyenne de la taille des clastes de 5 millimètres.

Cette partie présente à la fois des bancs conglomératiques déposés en masse sans structure interne (ex. 89-90 m) ou une structure tractive avec des litages obliques contenant des imbrications de clastes (ex. 78,4-79,6 m). D'une manière générale les litages obliques sont répandus, témoignant de l'importance de la composante tractive par rapport aux dépôts en masse. La plupart des bancs conglomératiques ne montrent pas de granoclassement, cependant quelques-uns d'entre eux présent un granoclassement inverse avec des cailloutis voir des blocs raftés au sommet du banc (ex. 61,8-62 m ; 77-78,4 m).

Les clastes peuvent être arrondis ou anguleux. Ce sont des roches volcaniques et métamorphiques et des calcaires. On note l'influence de la plate-forme peu profonde avec la présence fréquente de fusulines voir de fragments de coraux.

Dans l'ensemble de la coupe de Syntas 2, les directions et sens de courants relevés sur les figures de base de banc révèlent des directions et des sens très variables (pratiquement toutes les directions et les sens étant représentés), avec toutefois une plus grande fréquence des directions suivant deux axes : NW-SE et de manière subordonnée W-E (Fig. 2.36). Des directions variées peuvent être observées sur une même surface de banc, avec parfois des sens de courants différents (ex. 0,8 m ; 13,2 m ; 15,8 m ; 23 m).

Interprétation

Au Sakmarien se met en place un système de lobes probablement assez distal (Partie 1) : on observe en effet essentiellement le dépôt de passées gréseuses peu épaisses de type « HCS-like » correspondant à des faciès F9 de Mutti (1992) et alternant rapidement avec des argiles ou des silts. On n'observe pas d'éléments de plate-forme (notamment de fusulinidés) probablement parce que l'environnement de dépôt est trop profond et/ou les sources de plate-forme trop lointaines. La grande variabilité des sens d'écoulements relevés pourrait refléter de multiples sources d'apports ou plus

probablement témoigner d'un étalement local des dépôts (dû à un ressaut hydrologique en lien avec un ressaut de pente sous-marine ?). La deuxième partie de la coupe (Partie 2) correspond à des faciès sableux de type F7 à F9 organisés en séquences alternant avec des faciès conglomératiques de dépôt en masse de type debris-flow F1 et F2 et micro-conglomératiques F4 et F6 (Mutti, 1992). On peut interpréter cet ensemble comme correspondant à des lobes proximaux interdigités avec des debris flow d'âge Sakmarien dans un contexte globalement plus proximal que dans la Partie 1 et/ou plus proche du débouché de canyon sous-marin. La présence d'éléments de plate-forme environnante (fragments de coraux, lamellibranches, fusulines) atteste de l'activation de sources proximales (en lien avec une chute du niveau marin relatif ?).

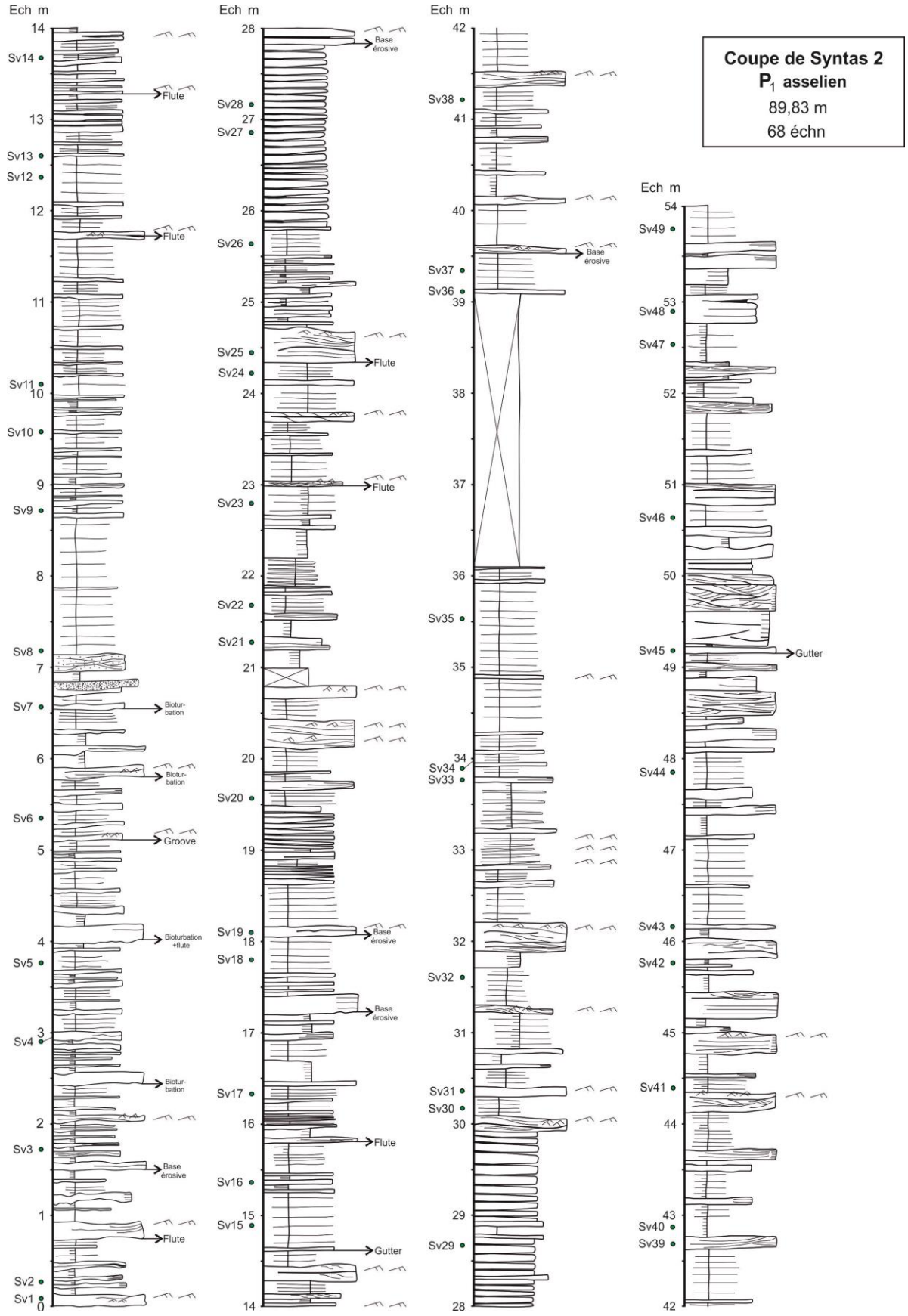
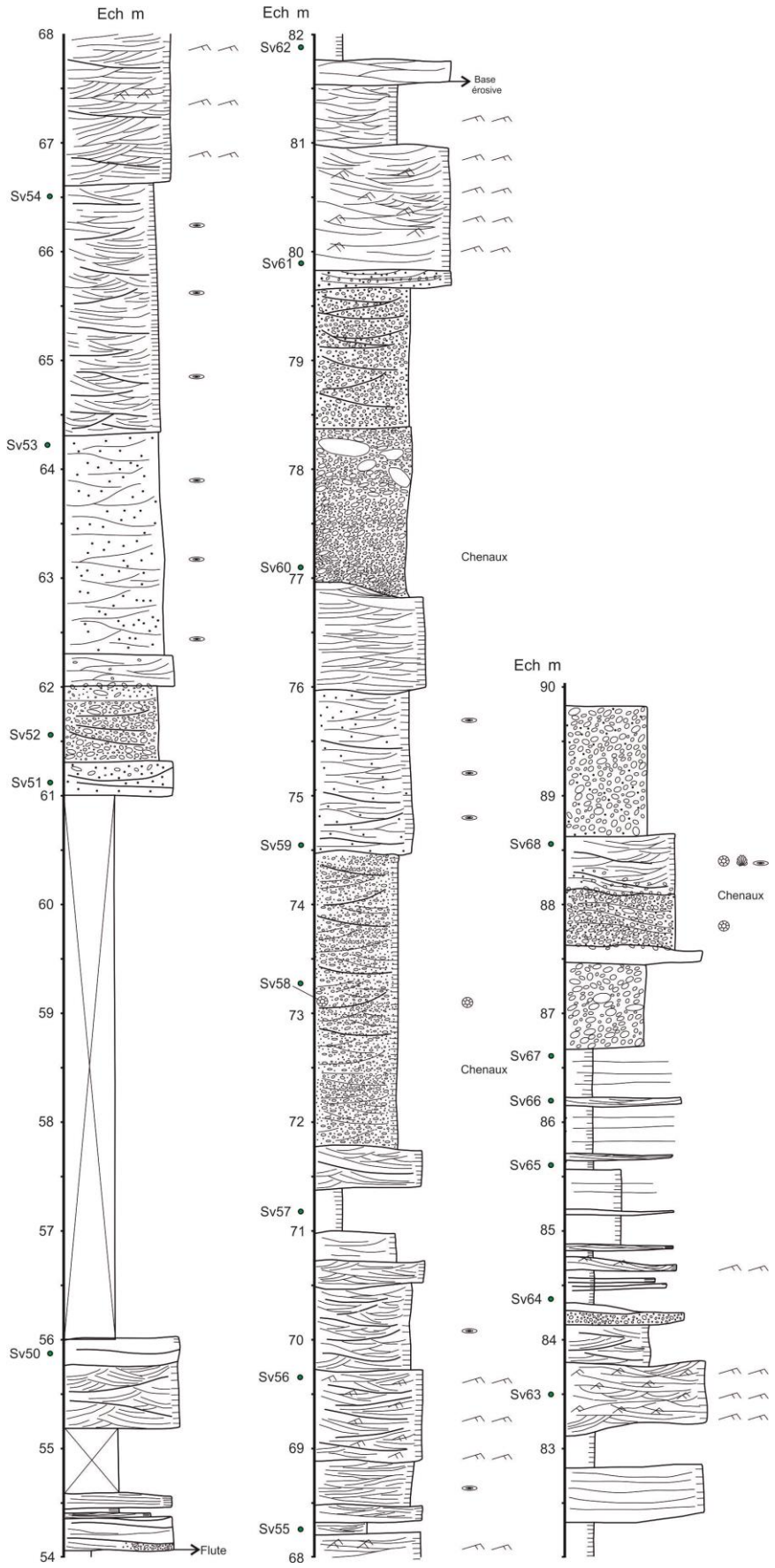


Fig. 2.34 - Log de la coupe Santas 2

Suite


Ech m
68
67
Sv54
66
65
Sv53
64
63
62
Sv52
Sv51
61
60
59
58
57
56
Sv50
55
54
Flute
Ech m
82
Sv62
Base érosive
81
80
Sv61
79
78
Chenaux
Sv60
77
76
75
Sv59
74
Sv58
73
Chenaux
72
Sv57
71
70
Sv56
69
Sv55
68
Ech m
90
89
Sv68
Chenaux
88
87
Sv67
Sv66
86
Sv65
85
Sv64
84
Sv63
83

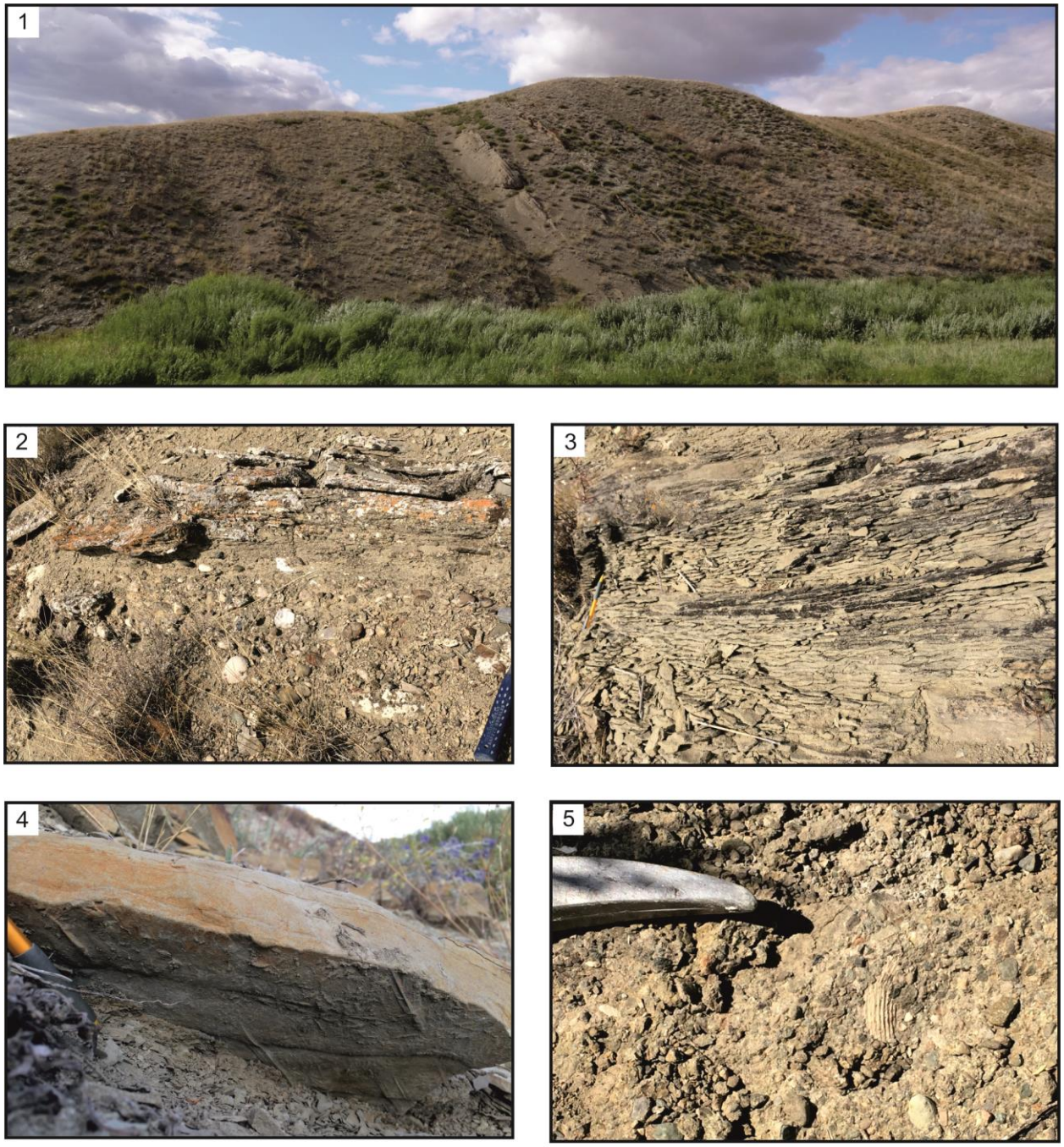


Fig. 2.35 - Photos de l'affleurement de la coupe Santas 2

1. Vue générale de la coupe ; 2. Banc de grès grossier ; 3. Grès laminés avec des rides de courants ; 4. Grooves et flutes casts ; 5. Fragments de lamellibranches

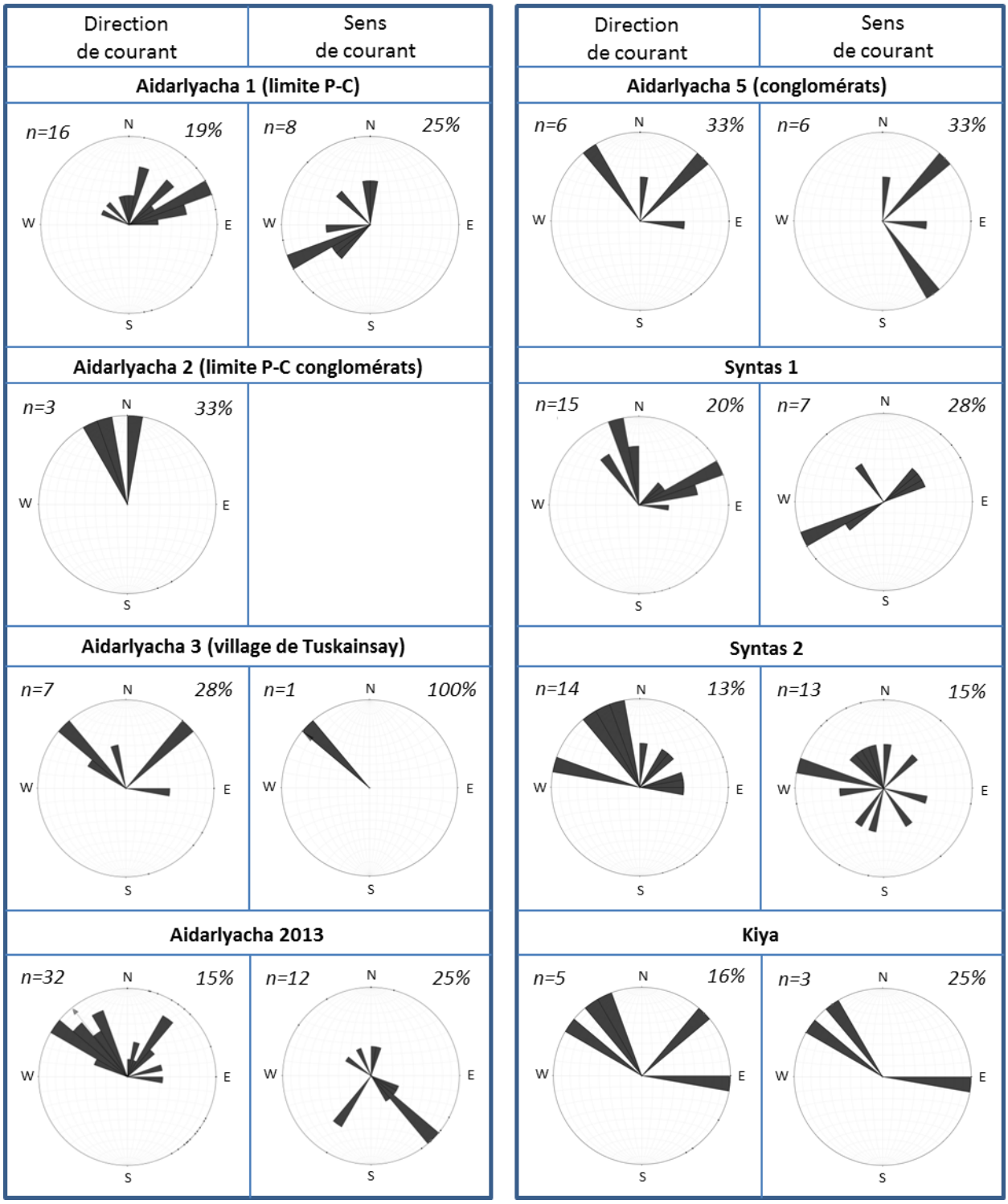


Fig. 2.36 - Direction et sens des courants mesurés dans les séries turbiditiques permiennes dans le cadre de ce travail

Coupes au bord de la rivière Kiya

Le secteur le plus septentrional de notre étude comprend les coupes de la rivière Kiya à la frontière entre le Kazakhstan et la Russie (Fig. 2.37). La coupe se trouve sur la rive droite dans la série assélienne (Korobkov et al., 2012 ; carte géologique de l'échelle 1: 50 000).

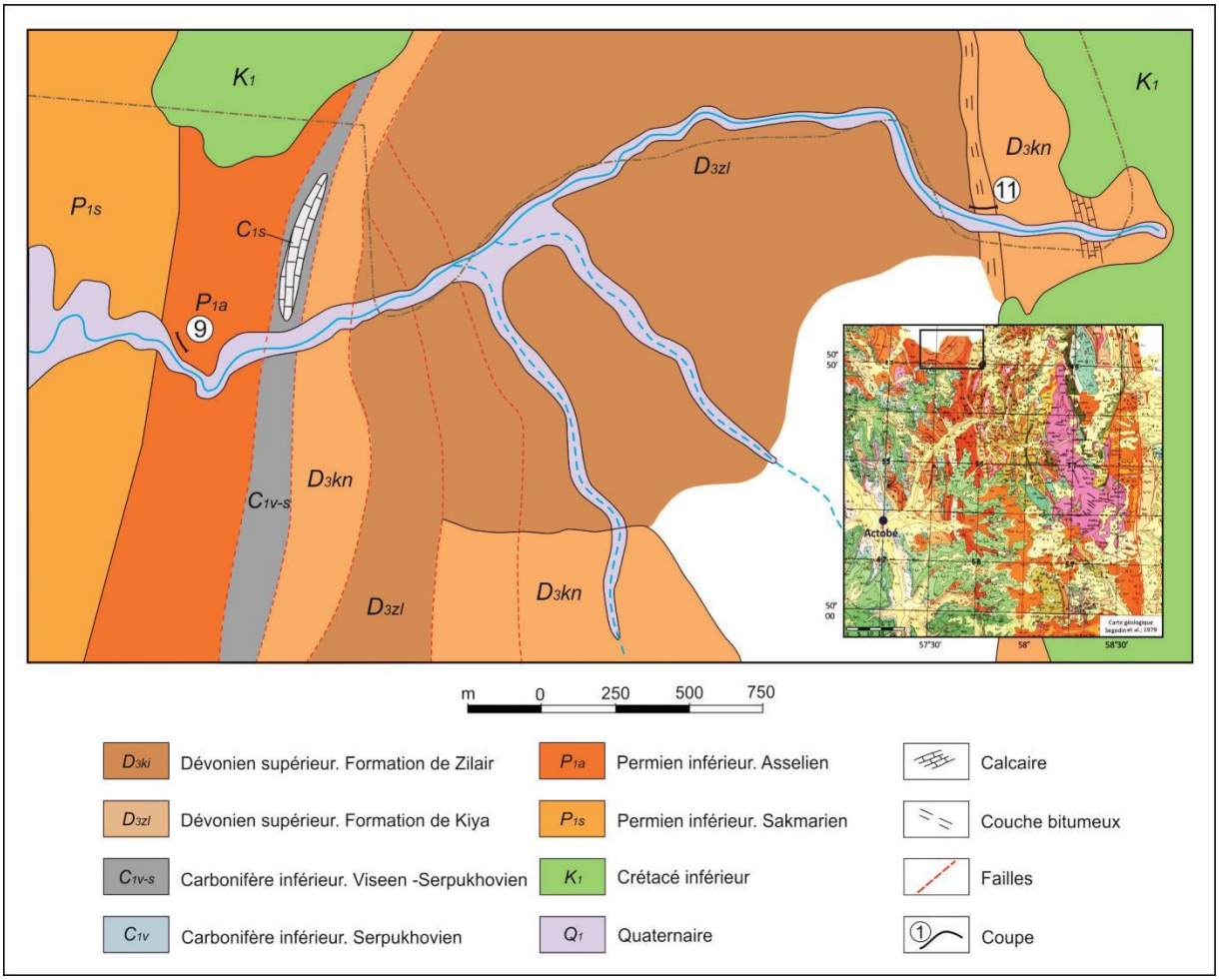


Fig. 2.37 - Localisations des coupes au bord de la rivière Kiya.
Les chiffres désignent les coupes : 9 –Coupe Kiya du permienne ; 11- Coupe Kiya 2013 du dévonien

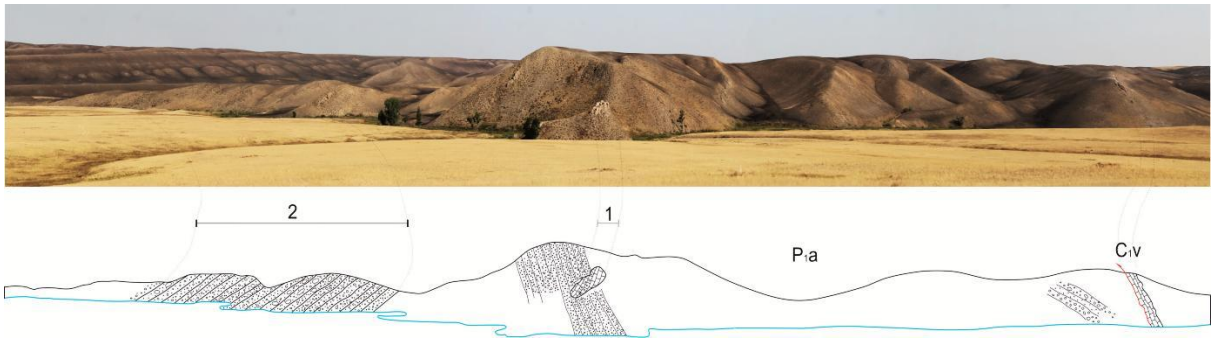


Fig. 2.38 – Panorama de la vallée de la rivière Kiya et position des coupes étudiées.
C_{1v} – Carbonifère inférieur Viséen ; P_{1a} – Permien inférieur Asselien ; 1 – Coupe de Kiya MTD;
2 – Coupe de Kiya

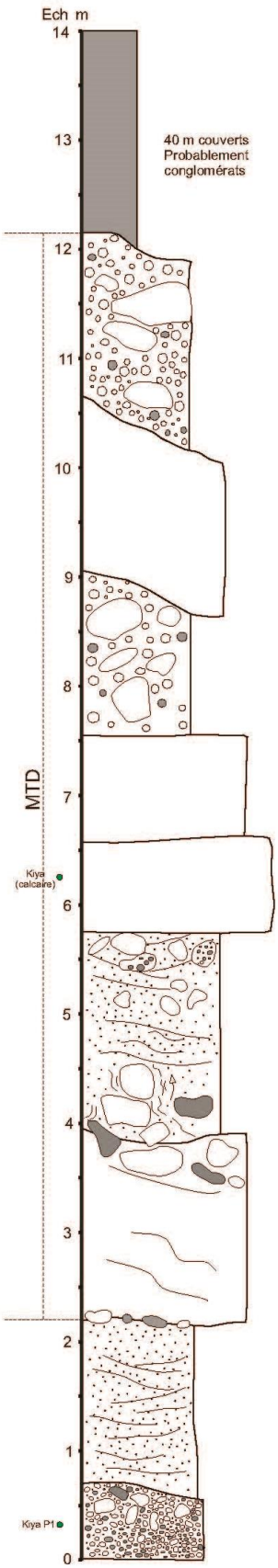


Fig. 2.39 – Log de la coupe Kiya MTD

Les coupes de Kiya 1 MTD et de Kiya 2 sont d'âge assélien (Korobkov et al., 2012). Elles sont situées sur le flanc est d'un pli synclinal dans la vallée de la rivière Kiya (Fig. 2.37 et 2.38). Vers l'est le contact est discordant avec des carbonates d'âge carbonifère inférieur (Viséen). À partir des carbonates viséens, après un large intervalle couvert où seuls quelques conglomérats épars sont visibles, une première coupe (Kiya 1 MTD) de 12,5 m d'épaisseur peut être levée. Après environ 340 m de hiatus estimé cartographiquement mais où des bancs épars montrent une série concordante, on observe la base de la coupe de Kiya 2. Elle est épaisse de 334,67 m. Les particularités de ces coupes par rapport aux coupes permiennes précédemment décrites sont (1) la fréquence des clastes et blocs carbonatés, et (2) l'existence de MTD assez fréquents et parfois épais.

Coupe de Kiya MTD

Base coupe : N50°54'44.1"E57°40'15.7" Altitude 356 m
Top coupe : N50°54'44.4"E57°40'15.4" Altitude 333 m

Description

Cette coupe correspond à un MTD à blocs de carbonates dominants et clastes volcaniques subordonnés. Sa base est située environ à 600 m à l'ouest de l'affleurement de calcaires du Carbonifère. Son épaisseur est de 12,15 m (Fig. 2.39). La coupe de Kiya1 MTD est d'âge assélien (Korobkov et al., 2012).

Aux cotes 2-4 m, 5,75-7,55 m et 9-10,6 m, on note la présence d'ensembles relativement stratifiés, qui alternent avec des conglomérats à clastes carbonatés ou des grès conglomératiques destructurés.

La partie inférieure du MTD (cotes 0-5,7 m) est dominée par des grès conglomératiques à clastes de carbonates de plate-forme riches en fusulines (*Schwagerina sp .)* (Korobkov et al., 2012). Ces clastes carbonatés ont jusqu'à 50 cm de diamètre. Cette partie inférieure est aussi assez riche en clastes de nature volcanique de 1 à 20 cm de diamètre. Plusieurs niveaux, notamment vers 4 m, présentent des figures d'injection de fluide.

La partie supérieure du MTD présente des conglomérats destructurés des gros blocs de calcaires de plate-forme atteignant jusqu'à 3 m de longueur et baignant dans une matrice conglomératique (7,5-9 m et 10,6-12,15 m).

Interprétation

Ce MTD peut être rapproché du faciès F1 de Mutti. La composition lithologique des blocs (calcaires de la plate-forme) et leurs tailles suggèrent le démantèlement d'une plate-forme carbonatée voisine et l'accumulation des sédiments dans un système proximal probablement associé à des canyons sous-marins.

Coupe de Kiya

Base coupe : N50°55'19.9"E57°39'59.6" Altitude 356 m
Top coupe : N50°54'54.5"E57°39'35.6" Altitude 333 m

Description

La coupe de Kiya a 334,67 m d'épaisseur (Figs. 2.40 et 2.41). Elle est d'âge Asselien. Cette coupe peut être subdivisée en 5 unités :

Partie 1 (0 – 26,35 m)

Cet ensemble est constitué de conglomérats, microconglomérats, et de grès moyen à grossiers. Certains bancs sont carbonatés. Les tailles des clastes varient de quelque mm à 50 cm. Ce sont des roches volcaniques et des calcaires. Les passées conglomératiques (ex. 0-3,5 m et 10,5-11,6 m) sont mud-supported, parfois avec des alignements des clastes le long de litages frustres (10,5-11,6 m). L'intervalle de 5,5 à 10,5 m est partiellement couvert mais semble correspondre à des alternances plus fines de grès et de silts. Aux cotes 17, 18, 20,3 et 23 m on observe des bancs de 0,5 à 1 m d'épaisseur de calcaires gréseux et conglomératiques et de grès carbonatés. Des tendances fining-up (0-10 m ; 10,5-12,5 m ; 15,2-19 m) sont bien visibles.

Partie 2 (26,35 – 41 m)

Elle est caractérisée par une granulométrie nettement plus grossière. Cet ensemble est constitué de conglomérats grossiers très mal classés qui présentent localement des litages obliques. La taille des clastes est millimétrique à métrique, en moyenne visuellement de 5-10 cm. Ils sont à la fois anguleux et arrondis mais les clastes arrondis dominent. La plupart des clastes sont carbonatés, et plus minoritairement gréseux et volcaniques. Les clastes les plus volumineux sont toujours calcaires. L'intervalle de 28-30 et 36,5-41 m contient des gros blocs de calcaires récifaux et de conglomérats à matrice carbonatée atteignant 3,5 m de diamètre. L'intervalle 36,5-41 m correspond à un dépôt en masse et est interprété comme un MTD. On note des tendances fining-up (28-35 m) et coarsening-up (35-41 m). Les conglomérats sont aussi bien mud- que clasts-supported, mais les passées mud-supported dominent. On note la présence localement de matrice argileuse jaunâtre.

La partie 2 est suivie d'une lacune d'observation estimée d'une épaisseur de quatre-vingt-dix mètres.

Partie 3 (131 – 190,2 m)

L'intervalle 131 m à 140,5 m correspond à des conglomérats et micro-conglomérats mal classés, mud- à clast-supported alternant avec des passées gréseuses. La taille des clastes dans les parties conglomératiques varie de quelques mm à 70 cm, l'impression moyenne visuelle étant de 6-10 cm. Les clastes sont à la fois carbonatés et d'origine volcanique. On trouve aussi des conglomérats à matrice carbonatée de taille métrique. Les clastes les plus

volumineux sont toujours des calcaires pouvant atteindre des tailles métriques. On observe aussi la présence ponctuelle de clastes conglomératiques probablement permiens, resédimentés. Les passées conglomératiques correspondent à des dépôts en masse (131-132,6 m ; 135-136,7 m) ou bien présentent un granoclassement normal (133-134,9 m ; 138-140,5 m), montrant ainsi une évolution de conglomérat/microconglomérat à des grès moyens de la base au sommet des bancs. Dans l'intervalle 138-140,5m, on observe toutefois, en plus du granoclassement normal, quelques blocs calcaires isolés raftés dans sa partie supérieure. Les bancs gréseux présentent des litages obliques. Aux cotes 131,3 et 132,8m, on observe la présence de fragments de coraux.

L'intervalle de 140,5 à 190 m présente une granulométrie moyenne plus fine et correspond à des grès plus ou moins carbonatés, ondulés et à litages obliques. Les rides de courant sont aussi fréquentes. Cette monotonie est interrompue par plusieurs épisodes de dépôts à gros blocs de calcaires (145-146m ; 154,5-156,3m ; 173-176,3m). Certains de ces intervalles sont des conglomérats à blocs mal classés (145-146m ; 173-175,5m). D'autres présentent des séquences à granoclassement normal (154,5-156,3m ; 175,5-176,3m). L'ensemble 173-176,3m est interprété comme un MTD à blocs de calcaires récifaux pouvant atteindre 1,7 m de diamètre.

Les 50 m suivants sont couverts.

Partie 4 (240 – 254 m)

Cet ensemble présente des faciès plus grossiers que les précédents. La lithologie et dominée par des conglomérats associés à des grès grossiers subordonnés. Les microconglomérats et les conglomérats sont mal classés. Ils sont mud- à clast-supported. La taille des clastes varie généralement de 1-2 mm à 20-30 cm, avec une impression visuelle moyenne de 5-10 cm. Les clastes sont arrondis ou anguleux, grossièrement dans les mêmes proportions. Ils sont constitués majoritairement de calcaires, mais la proportion des clastes de nature volcanique augmente. Certains clastes sont des conglomérats resédimentés à matrice carbonatée. Les clastes les plus grossiers sont cependant toujours des calcaires. Les bases de bancs sont souvent érosives et chenalisantes (ex. 244 m) et on note la présence de litages obliques soulignés par des épandages de galets (ex. 244-246 m). Certains intervalles, au contraire, présentent un aspect de dépôt en masse (241,4-242,5 m ; 252,7-254 m), et/ou montrent ponctuellement des galets ou des blocs verticaux (241 m ; 242 m ; 243,3 m ; 249-249,5 m). L'intervalle 252,7-254 m correspond à une arrivée en masse avec des gros blocs de calcaire qui peuvent atteindre 1,1 m de diamètre. Aux cotes 247,5 et 249,5 m, on note la présence de fragments des coraux, ainsi que localement de matrice argileuse jaunâtre.

Partie 5 (289 - 334,67 m)

Cette partie montre des faciès de grès moyen à grossiers, de grès conglomératiques, de micro-conglomérats et de conglomérats, ces deux dernières lithologies dominant largement. Les micro-conglomérats et conglomérats sont mal classés à très mal classés et des blocs de plus de 50 cm de large sont fréquents. Le plus gros bloc observé a une taille de 1,2 mètre de long par 65 centimètres de large. La taille des clastes varie donc de quelques millimètres à plus d'1 mètre. Les clastes peuvent être arrondis ou anguleux, souvent dans le même banc. La structure des microconglomérats et conglomérats peut être aussi bien matrix-supported que clasts-supported, bien que les dépôts en masse de type matrix-supported dominent largement (ex. 293,5-294 m ; 298,6-299 m ; 318,7-319,6 m…). De nombreux bancs présentent une structure interne avec des litages obliques, parfois avec clastes alignés et imbriqués (ex. 297-297,3 m ; 329,8-330,7 m).

La nature des clastes est très variable. De nouveau, les roches calcaires à faciès récifaux dominent, surtout parmi les plus gros blocs. On note aussi de nouveau la fréquence des grès voir de conglomérats (permien probablement), ces derniers semblant indiquer des remaniements fréquents au cours du dépôt de ces séries turbiditiques. De nombreux clastes ou blocs de mudstones jaunes qui n'ont pas été trouvés auparavant ont aussi été observés. Enfin on note la présence de clastes de roches volcaniques. Un conglomérat matrix-supported présente une matrice jaune ressemblant aux clastes jaunes observés (298,6-299 m). Cela suggère que ce type de sédiment pouvait être non induré au moment du dépôt et donc présent au Permien latéralement dans le paysage (vers la plate-forme ?).

Un autre aspect très intéressant de cet ensemble, faisant écho aux parties précédentes de la coupe de Kiya, est la présence de motifs sédimentaires variés. Si l'on voit en effet des dépôts en masse sans granoclassement comme évoqué au-dessus, on trouve aussi des bancs à granoclassement normal (ex. 289,7-290 m ; 291,2-291,7 m ; 292,8-293,6 m ; 299,2-300 m ; 309,4-309,6 m ; 326-326,4 m), à granoclassement inverse avec des clastes ou blocs raftés au sommet (ex. 321,5-322,1 m ; 322,1-322,7 m ; 326,7-327,2 m ; 328,7-329,5 m), mais aussi des bancs présentant des bases et des sommets à accumulations de clastes ou de blocs et des parties médianes plus fines (ex. 294-295,4 m ; 6,4-7,4 m ; 295,4-296,9 m ; 296,8-297,4 m ; 298,8-299,3 m ; 325,7-326 m).

L'intervalle très chaotique de 303 à 306,3m, très mal classé, avec de gros blocs parfois verticaux, des figures d'injection de fluides et une érosion basale importante d'au moins 80 centimètres est interprété comme un MTD.

Des passées gréseuses plus fines montrent des rides de courant et des figures de bases de banc (grooves et flutes casts). Trois directions d'écoulement ressortent : NW-SE, NE-SW et E-W (Fig. 2.36). Les sens d'écoulements majoritaires sont vers le NW et l'E.

Interprétation

La coupe de Kiya 2 correspond essentiellement à des faciès de type F1 à F3 (debris-flow mud- à clasts-supported à séquences verticales à granoclassement respectivement inverse et normal) mis en mouvement par un courant laminaire au cours de l'Assélien. Les bancs à galets ou blocs à la base et au sommet correspondent à la dynamique de « frictional freezing » (Sohn, 2000) où un courant laminaire actif pendant un certain temps dépose brutalement une partie de sa charge (partie basale à granoclassement normal) sur laquelle se redépose immédiatement après une autre partie de la charge cette fois ci à granoclassement inverse. Les clastes parmi les plus grossiers rencontrés dans les séries turbiditiques permiennes du Kazakhstan, la présence de calcaires récifaux dérivés de plate-forme environnantes, de blocs de grès voire de conglomérats probablement permiens (indiquant des reprises d'érosion multiples) et de mudstone jaunes très fréquents semblent indiquer des sources actives très proximales et littorales. La présence d'un MTD souligne l'instabilité de pentes proches (en lien avec une chute du niveau marin relatif ?) et/ou un évènement exceptionnel (séïsme). Ces éléments soulignent donc la proximité de pentes instables en domaine proximal, probablement au droit de canyon(s) actif(s) et/ou proche du littoral. Ces faciès de debris flow semblent être interdigités et donc passer latéralement à des faciès plus fins argilo-silteux à passées sableuses fines (faciès F9 de Mutti) faisant penser à un domaine de lobes ou de levées latérales à des canyons ou des chenaux assez peu profonds. Les dépôts de debris flow semblent donc avoir lieu dans un domaine de lobes ou de levée assez peu profondes et divaguer dans l'espace au cours du temps.

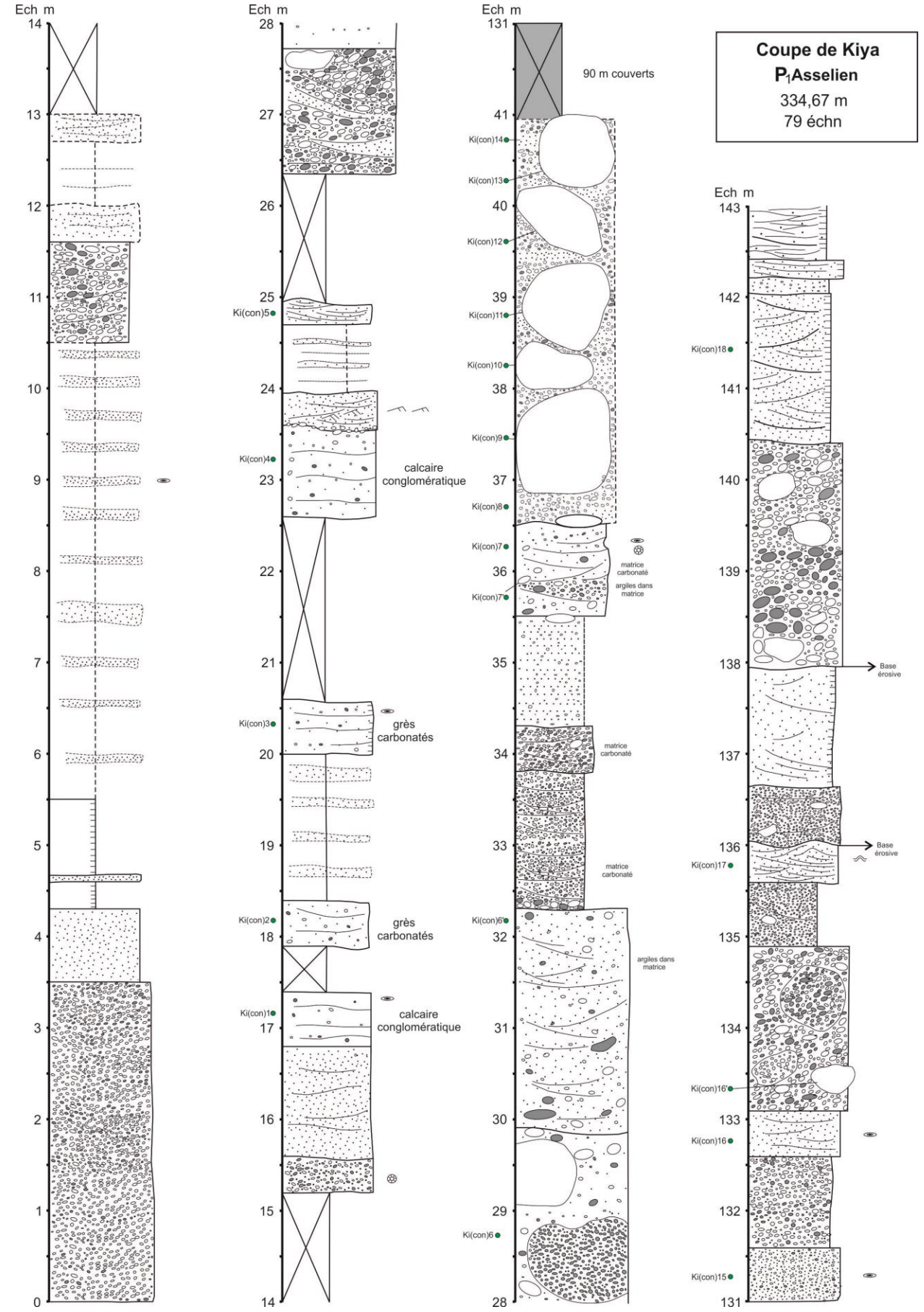
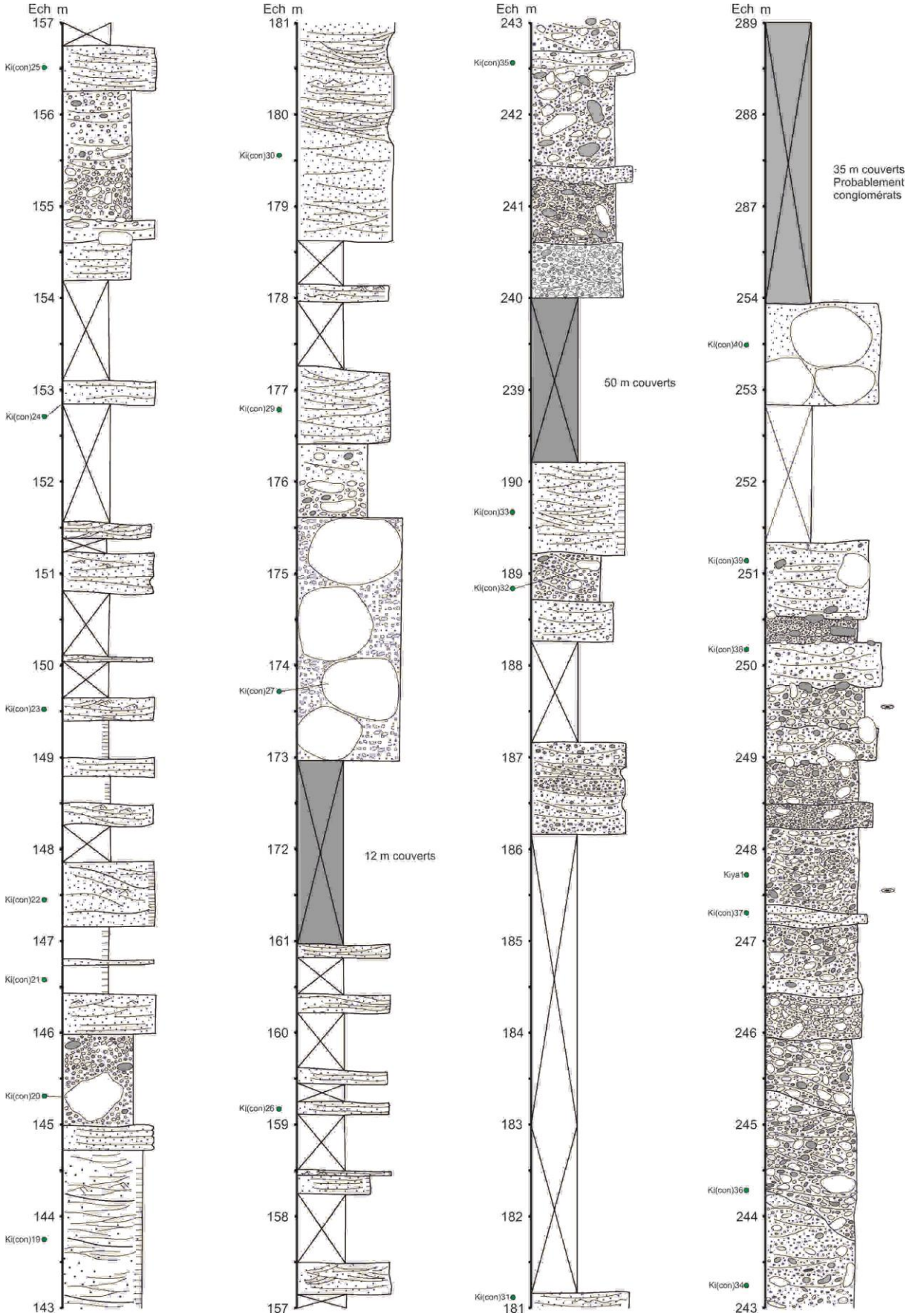
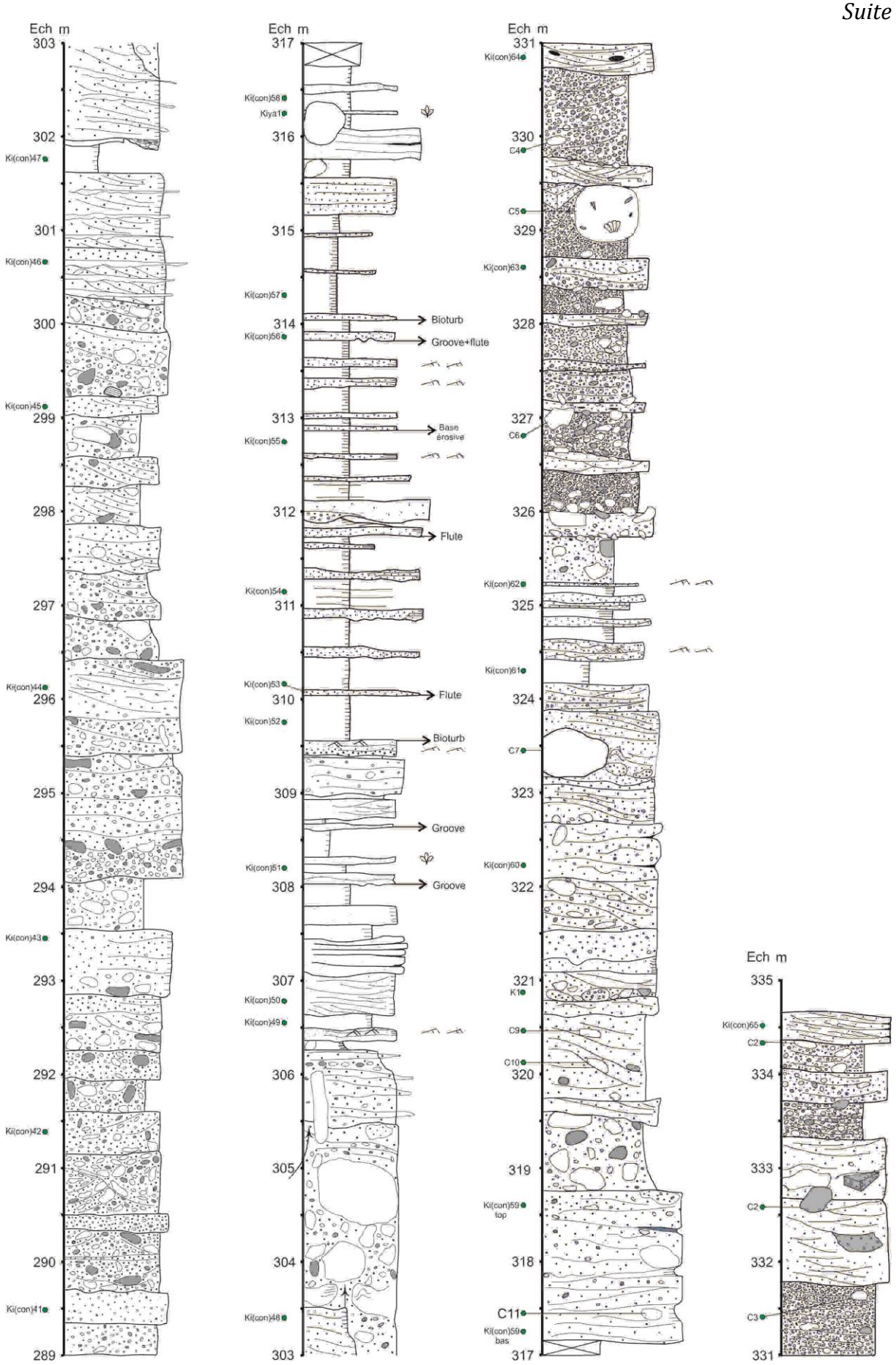


Fig. 2.40 - Log de la coupe Kiya

Suite


Ech m
157
156
155
154
153
152
151
150
149
148
147
146
145
144
143
Ki(con)25
Ki(con)24
Ki(con)23
Ki(con)22
Ki(con)21
Ki(con)20
Ki(con)19
Ech m
181
180
179
178
177
176
175
174
173
172
161
160
159
158
157
Ki(con)30
Ki(con)29
Ki(con)27
Ki(con)26
12 m couverts
Ech m
243
242
241
240
239
190
189
188
187
186
185
184
183
182
181
Ki(con)35
Ki(con)33
Ki(con)32
Ki(con)31
50 m couverts
Ech m
289
288
287
254
253
252
251
250
249
248
247
246
245
244
243
Ki(con)40
Ki(con)39
Ki(con)38
Kiya1
Ki(con)37
Ki(con)36
Ki(con)34
35 m couverts
Probablement
conglomérats

Suite


Ech m
303
302
Ki(con)47
301
Ki(con)46
300
Ki(con)45
299
298
297
Ki(con)44
296
295
294
Ki(con)43
293
292
Ki(con)42
291
290
Ki(con)41
289
Ech m
317
Ki(con)58
Kiya1
316
315
Ki(con)57
314
Ki(con)56
Bioturb
Groove+flute
313
Ki(con)55
Base érosive
312
Flute
Ki(con)54
311
Ki(con)53
310
Flute
Ki(con)52
Bioturb
309
Groove
Ki(con)51
308
Groove
307
Ki(con)50
Ki(con)49
306
305
304
Ki(con)48
303
Ech m
331
Ki(con)64
330
C4
C5
329
Ki(con)63
328
327
C6
326
Ki(con)62
325
Ki(con)61
324
C7
323
Ki(con)60
322
321
K1
C9
C10
320
319
Ki(con)59 top
318
C11
Ki(con)59 bas
317
Ech m
335
Ki(con)65
C2
334
333
C2
332
C3
331

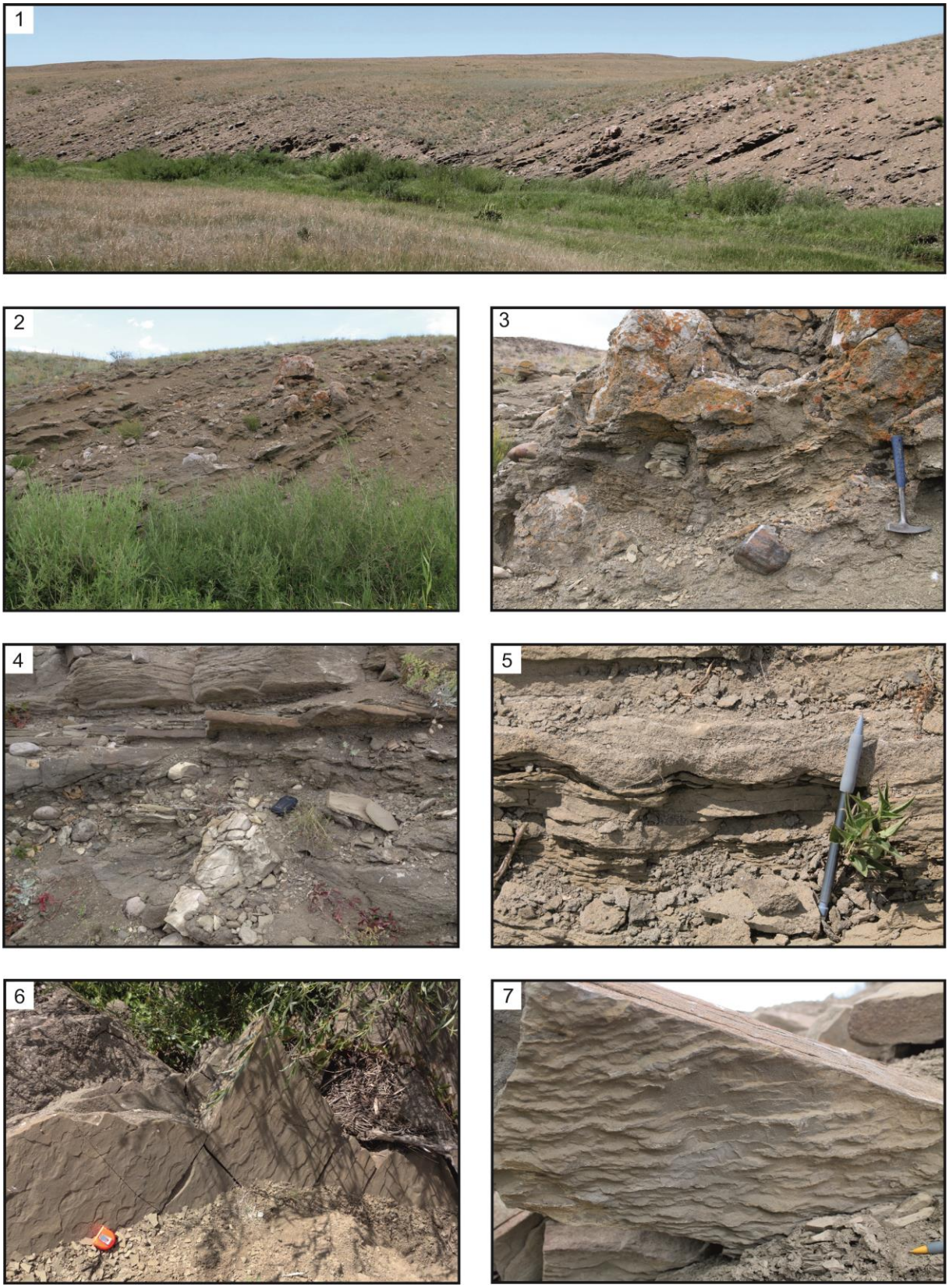


Fig. 2.41 - Photos de l'affleurement de la coupe Kiya 2
1-2. Vue générale de la coupe ; 3. MTD ; 4. Bloc vertical et figures d'échappement de fluides dans un MTD ; 5. Base érosive (scours) d'un grès grossier ; 6. Rides de courant ; 7. Flute casts

2.4 Caractérisation de la matière organique sédimentaire du Dévonien au Permien : état de préservation, types de matière organique

Dans ce chapitre nous présentons l'analyse par Pyrolyse Rock-Eval du contenu organique de sédiments d'âge Carbonifère et Dévonien, dans le but de préciser la qualité et la quantité de la matière organique préservée afin :

(1) de préciser le potentiel de roches-mères de ces séries ;

(2) d'étudier finement les apports organiques terrestres et la part de matière organique marine dans quelques séries permiennes choisies, en fonction de la distribution des faciès ;

(3) préciser les conditions paléocéanographiques, notamment de productivité primaire et/ou de dysoxie/anoxie régnant au moment du dépôt des sédiments pour des séries carbonifères et dévoniennes ;

Une coupe d'âge Carbonifère et deux coupes d'âge Dévonien ont ainsi été levées et étudiées au bord des rivières de Schyntemir, Oisylkara et Kiya respectivement. Des échantillons permiens ont d'autre part été prélevés à haute résolution dans la coupe d'Aidarlyacha 2013. Au total, les anlayses ont porté sur 170 échantillons (56 échantillons pour les séries dévonniennes et 114 échantillons pour les coupes permiennes).

Nous présentons les résultats bruts qui ne sont pas encore intégrés dans leur contexte paléocéanographiques et paléoclimatiques spécifiques.

2.4.1 Méthode (Pyrolyse Rock-Eval)

La méthode de la pyrolyse Rock-Eval permet une analyse rapide du contenu organique des roches sédimentaires (Espitalié et al., 1977, 1986 ; Behar et al., 2001). Le principe de la méthode consiste en un craquage thermique de la matière organique et à la quantification des composés (hydrocarbonés et oxygénés) produits.

Ceci permet d'obtenir les paramètres suivants :

(1) La teneur en carbone organique total (COT). Le COT est la quantité de carbone contenu dans l'échantillon exprimé en % pondéral ;

(2) La température maximum (T_{max}), exprimée en °C, atteinte au sommet du pic S2, paramètre qui indique l'état de maturité thermique de la matière organique ;

(3) L'indice d'hydrogène (IH), exprimé en mg HC/g de T.O.C, qui correspond à la proportion d'effluents hydrocarbonés émis durant la pyrolyse, tel que :

$$\mathrm{IH} = \frac{\mathrm{S2} \times 100}{\mathrm{T.O.C}}$$

(4) L'indice d'oxygène (IO), exprimé en mg CO_2/g de COT, qui est la quantité de CO_2 d'origine organique, tel que :

$$\mathrm{IO} = \frac{\mathrm{S3} \times 100}{\mathrm{T.O.C}}$$

IH et IO donnent une idée du Type de matière organique contenu dans les sédiments (Type I lacustre, Type II terrestre, Type III marin, Type IV matière organique résiduelle très dégradée) et/ou de la dégradation de la matière organique, associée à l'environnement de dépôt et/ou à une diagenèse précoce ou tardive.

Nos échantillons ont été analysés avec un appareil de type Rock-Eval 6 (Behar et al., 2001).

2.4.2 Résultats

2.4.2.1 Dévonien. Les coupes des rivières Oisylkara et Kiya

Description sommaire de La coupe d'Oisylkara

La coupe Oisylkara est située dans le synforme de Bakay et porte le numéro 12 sur la Figure 2.1. Elle se trouve très à l'est de notre zone d'étude, dans la Zone de Suture. Toute la série est ainsi intensément plissée. La coupe est épaisse de 21,42 m (Fig. 2.42). Elle est datée du Dévonien moyen-supérieur (Givetien supérieur-Frasnien inférieur, Abdulin et al., 1977).

La coupe est constituée d'une succession assez monotone de radiolarites gris foncés, d'argilites siliceuses et d'argilites (Fig. 2.42). Au marteau se fait sentir une forte odeur du bitume.

Résultats de Pyrolyse Rock-Eval

Les résultats de l'analyse Rock-Eval effectuée sur 44 échantillons de la coupe d'Oisylkara sont présentés sur la Figure 2.43 avec le diagramme IH/Tmax. Le Tmax moyen est autour de 435°C, ce qui signifie que la matière organique est à la limite immature/mature ou légèrement mature. Cependant les résultats peuvent être interprétés en termes paléoenvironementaux. Les valeurs de COT montrent des variations entre 0,7 et 4,08 %. Les valeurs de COT augmentent de la base au sommet de la coupe, passant de 0,7% à 3-4%. Les valeurs d'IH varient de 200 à 350 mgHC/gCOT, et ne montrent pas de tendances très nettes le long de la coupe. Les valeurs d'IO varient de 5 $mgCO_2/g$ de COT à 35 $mgCO_2/g$ de COT. Placées dans un diagrammes IH/Tmax, ces données suggèrent que la matière organique correspond à une mélange d'une matière organique de Type II (marin) et de Type III (matière organique d'origine terrestre) ou à une matière organique d'origine marine relativement dégradée (masses d'eau plus riches en oxygène ?). Ces valeurs d'IH plus faibles que celles mesurées dans la coupe de Schnytemir suggèrent donc une matière organique moins bien préservée et/ou une contribution plus importante d'une matière organique terrestre à Oisylkara, en accord avec les données de COT.

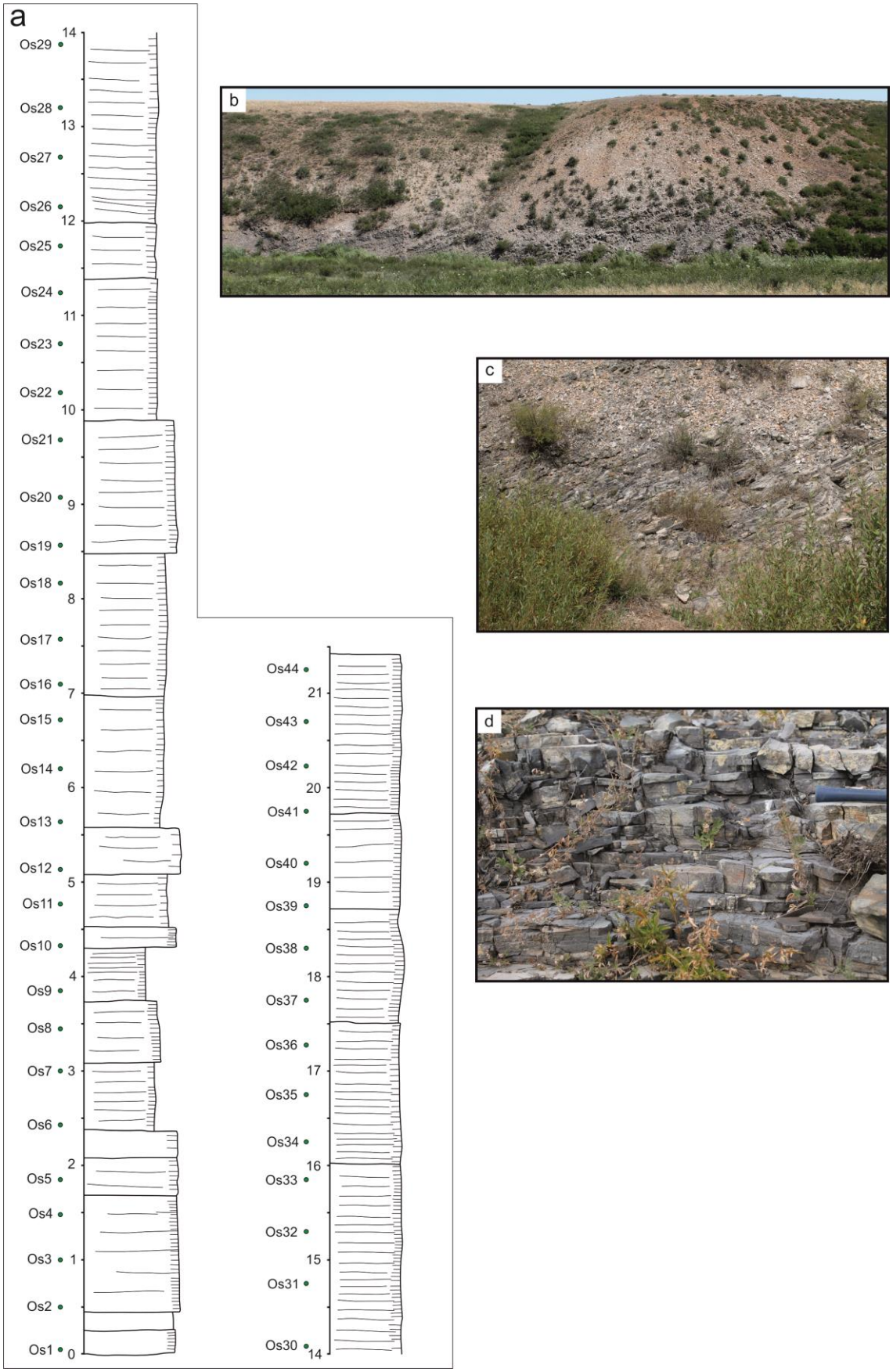


Fig. 2.42 - Log d'Oisylkara et photos affleurement de la coupe

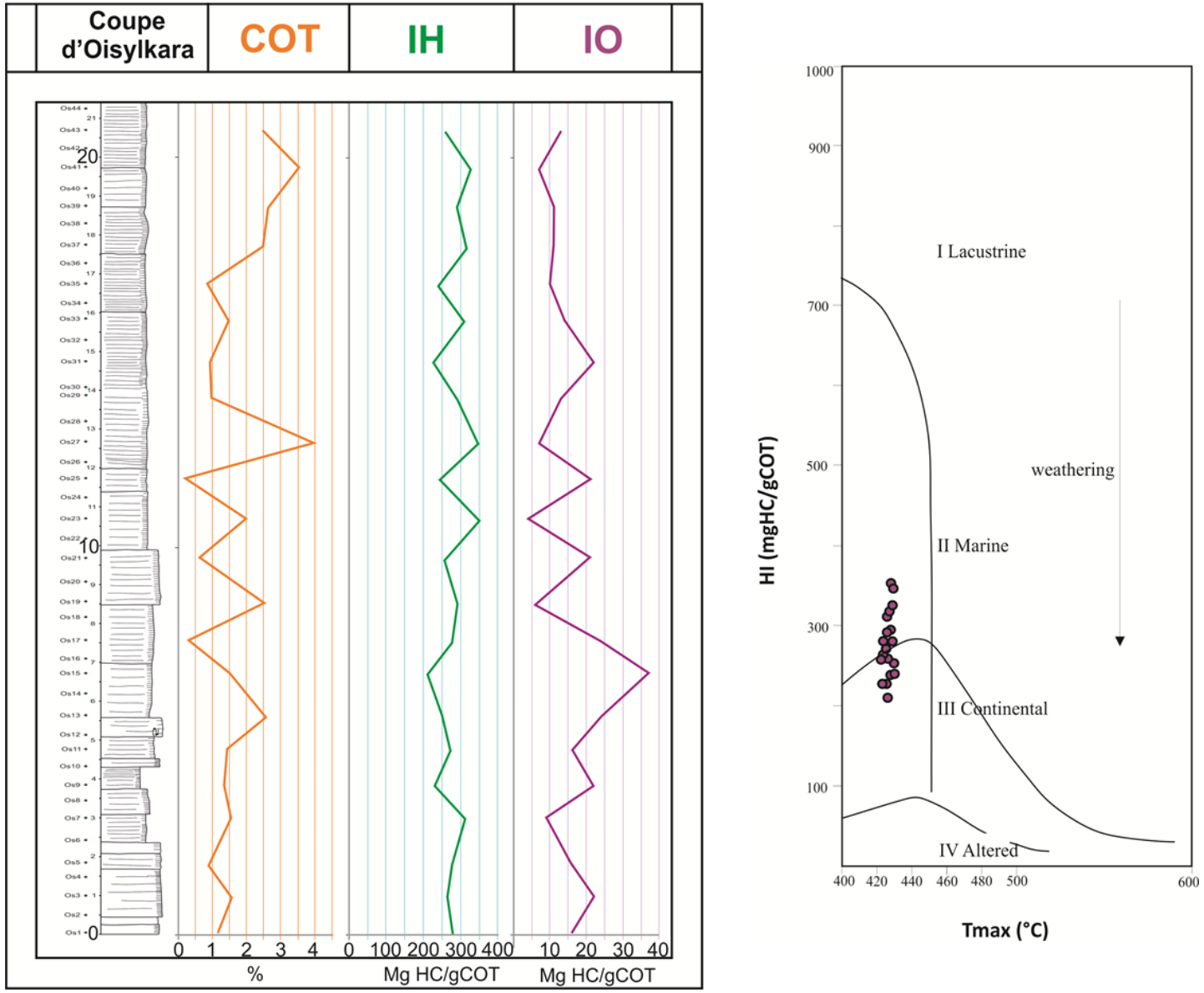


Fig. 2.43 - Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax, coupe d'Oisylkara

Description sommaire de la Coupe de Kiya 2013

La coupe est située au nord de la région d'Actobé et à proximité de la frontière entre le Kazakhstan et la Russie au bord de la rivière Kiya. Cette coupe porte le numéro 11 sur les Figures 2.1 et 2.37. Les dépôts appartiennent à la formation Kiya. L'âge des dépôts est Dévonien supérieur (Faménnien supérieur) d'après les ammonoïdes et conodontes (Korobkov et al. 2012). L'épaisseur de la coupe est de 27,38 m. Elle présente une alternance des grès, de siltites et d'argiles feuilletées (Fig.2.44). La base de la coupe (0 à 3,8 m) présente une alternance de bancs de grès et d'argilites. La suite de la coupe (4 à 13,5 m) expose des argilites noires. L'intervalle de 13,7 à 18,3 m est essentiellement composé de grès. La fin de la coupe montre un intervalle dominé par les dépôts d'argiles feuilletées.

Résultats de Pyrolyse Rock-Eval

Dans cette coupe ont été prélevés 56 échantillons dont les résultats en Pyrolyse Rock-Eval sont présentés ci-dessous sur la figure 2.45.

Les Tmax moyens sont de 428°C indiquant que la matière organique a subi une diagenèse d'enfouissement, est immature et se trouve dans la fenêtre à huile. Les COT mesurés sont très élevés et varient de 2,34 à 20,06 % (COT moyen = 10,9%). On note une augmentation des valeurs de COT passant de 5-10 % sous la cote 10 m à 10-20 % au-dessus de 10 m, les valeurs stables les plus élevées étant observées au-dessus de la côte 18 m. Cette évolution suit les tendances lithologiques présentées au-dessus : les valeurs plus faibles de COT correspondent aux intervalles essentiellement gréseux et les valeurs les plus fortes aux intervalles du sommet de la coupe dominés par les argiles feuilletées. L'IH varie entre 200 mgHC/gCOT et 500 mg HC/gCOT, augmentant lui aussi régulièrement de la base au sommet de la coupe. Les valeurs d'IO vont de 55 mgCO_2/g à la base de la coupe de COT à 10 mgCO_2/g de COT au sommet de la coupe. Placée dans un diagramme IH/Tmax, la matière organique correspond pour l'essentiel à un Type II (matière organique d'origine marine), quelques points d'analyse se situant dans le Type III (MO d'origine marine plus dégradée ou bien d'origine continentale). Ces données suggèrent que les sédiments sont très riches en une matière organique essentiellement d'origine marine et très bien préservée. Les données montrent une nette tendance à l'augmentation des valeurs d'IH, de COT et à la diminution de l'IO de la base au sommet de la coupe, ce qui suggère une augmentation de la productivité primaire et/ou une meilleure préservation de la matière organique marine au cours du temps, qui pourrait être accompagnée d'une installation d'une dysoxie ou anoxie des masses d'eau.

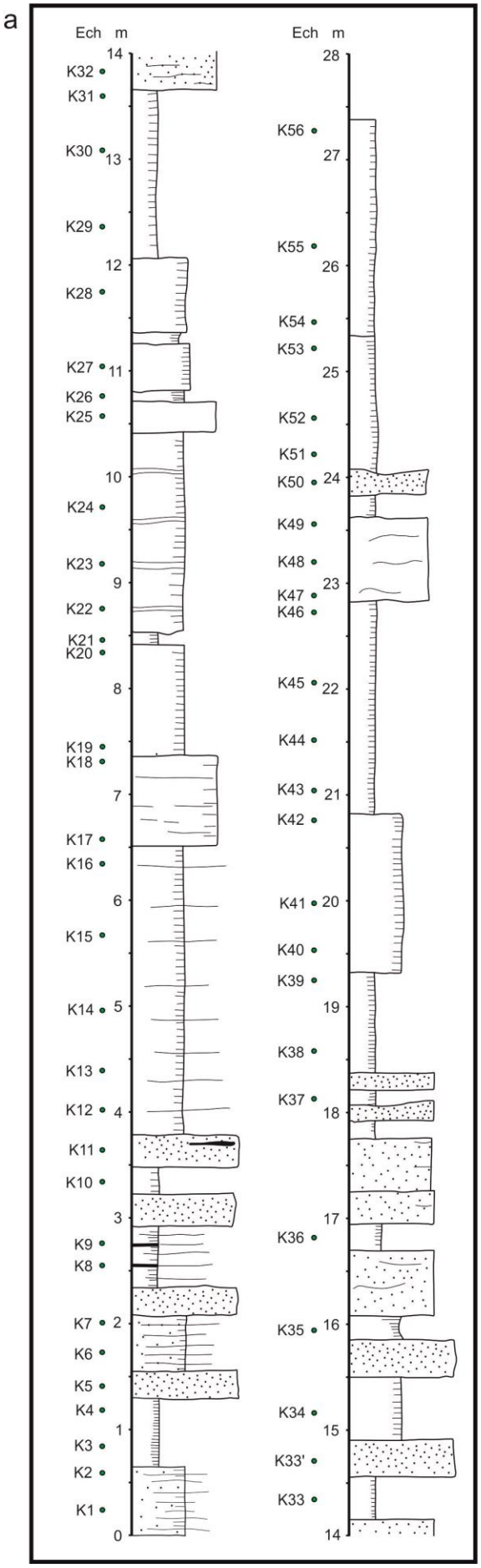


Fig. 2.44 - Log de Kiya et les photos de l'affleurement de la coupe

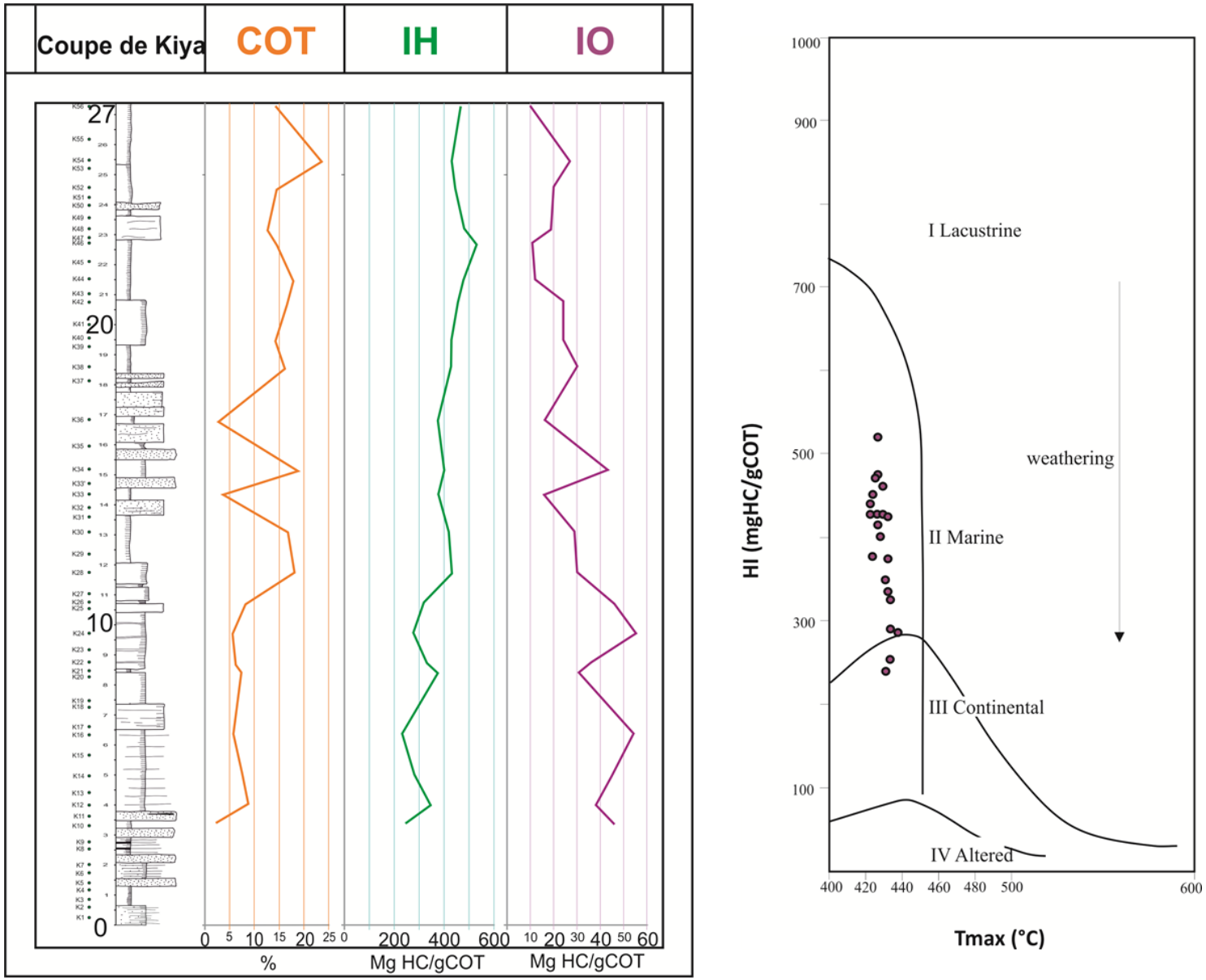


Fig. 2.43 - Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax, coupe d'Oisylkara

2.4.2.2 Carbonifère. La coupe de la rivière Schyntemir

Description sommaire de la coupe de Schyntemir

La coupe Schyntemir est localisée 4 km à l'est de la coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C). La base et le sommet de la coupe sont en contact tectonique avec les séries sédimentaires environnantes. La série radiolaritique a livré des conodontes qui indiquent un âge Carbonifère (Viséen supérieur-Serpukhovien, Korobkov et al., 2012). Ces séries affleurent très mal dans la région. La coupe de Schyntemir a une épaisseur de 12,60 m et correspond à des lits de radiolarites, d'argilites siliceuses et de siltites (Fig. 2.46). 14 échantillons ont été prélevés.

Résultats de Pyrolyse Rock-Eval

Malgré le contexte tectonisé de cet affleurement, les Tmax sont faibles (< 435°C) et indiquent que la matière organique est immature et qu'elle n'a donc pas subi de diagenèse d'enfouissement prononcée.

Les teneurs en COT de cette coupe sont comprises entre 2,14 et 9,65 %. Le COT moyen est de 4,2 % (Fig. 2.47). De la base de la coupe à la cote 9 m, les COT sont relativement faibles et varient entre 2,14 et 3,64 %, avec une moyenne 2,9 %. Une forte augmentation des COT est enregistrée entre 9 et 12,60 m, les COT étant alors compris entre 5,19 et 9,65 %, avec une moyenne de 7,42 %. Ces valeurs correspondent, pour des séries marines, à un enrichissement très significatif en matière organique.

Les valeurs d'IH sont comprises entre 210 mg d'HC/g COT à la base de la coupe jusqu'à la valeur élevée de 562 mg d'HC/g COT au sommet de la coupe (Fig. 2.46). Corrélativement les valeurs d'IO diminuent de plus de 30 mgCO_2/g de COT à moins de 10 mgCO_2/g de COT au sommet de la coupe. Dans un diagramme IH/Tmax, les échantillons analysés apparaissent comme étant de Type II et Type III. Ceci indique la présence d'une matière organique d'origine marine (Type II) bien à très bien préservée (fortes valeurs d'IH) ainsi qu'une contribution d'une matière organique terrestre et/ou d'une matière organique marine plus dégradée (valeurs d'IH tombant dans le domaine du Type III).

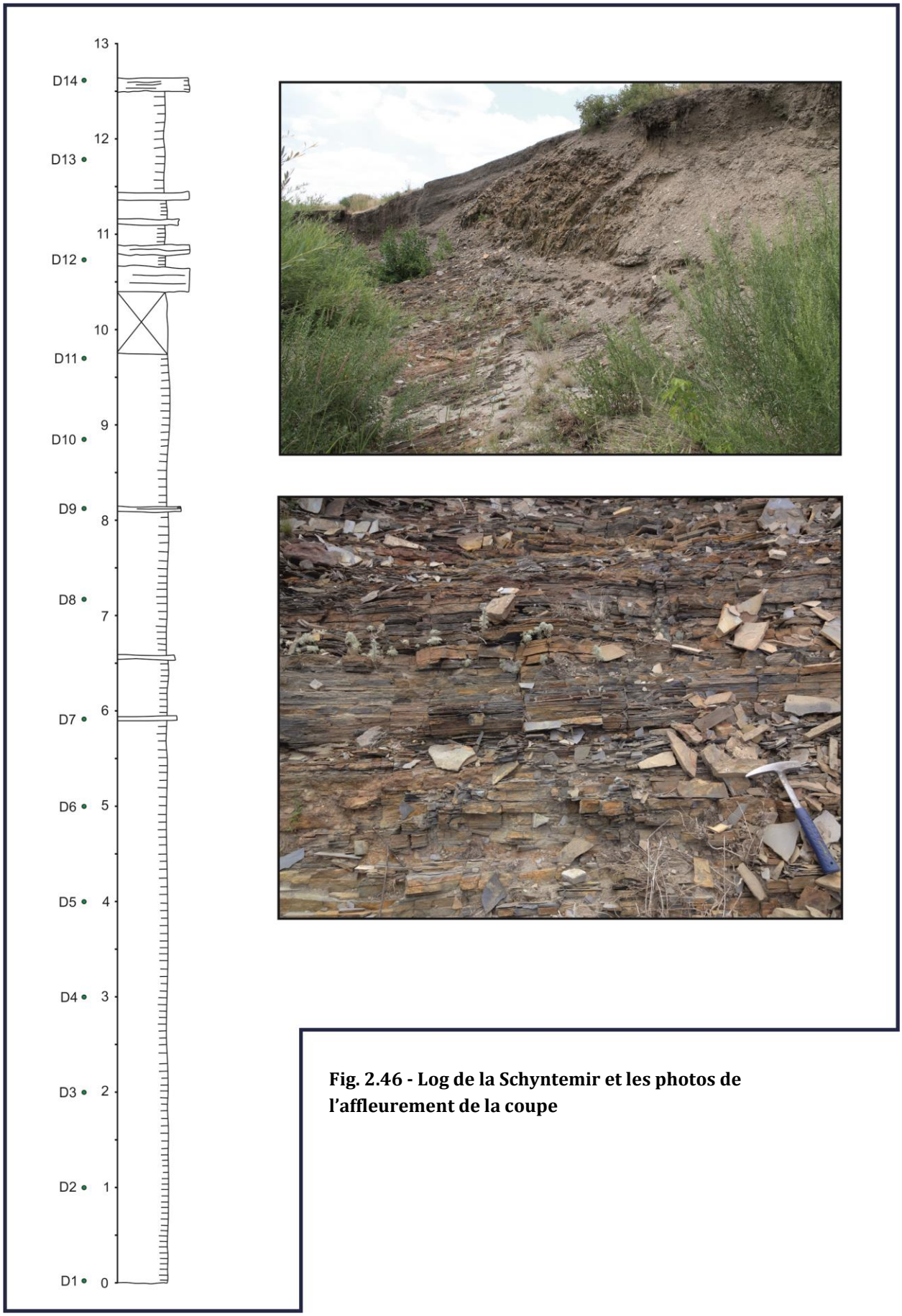


Fig. 2.46 - Log de la Schyntemir et les photos de l'affleurement de la coupe

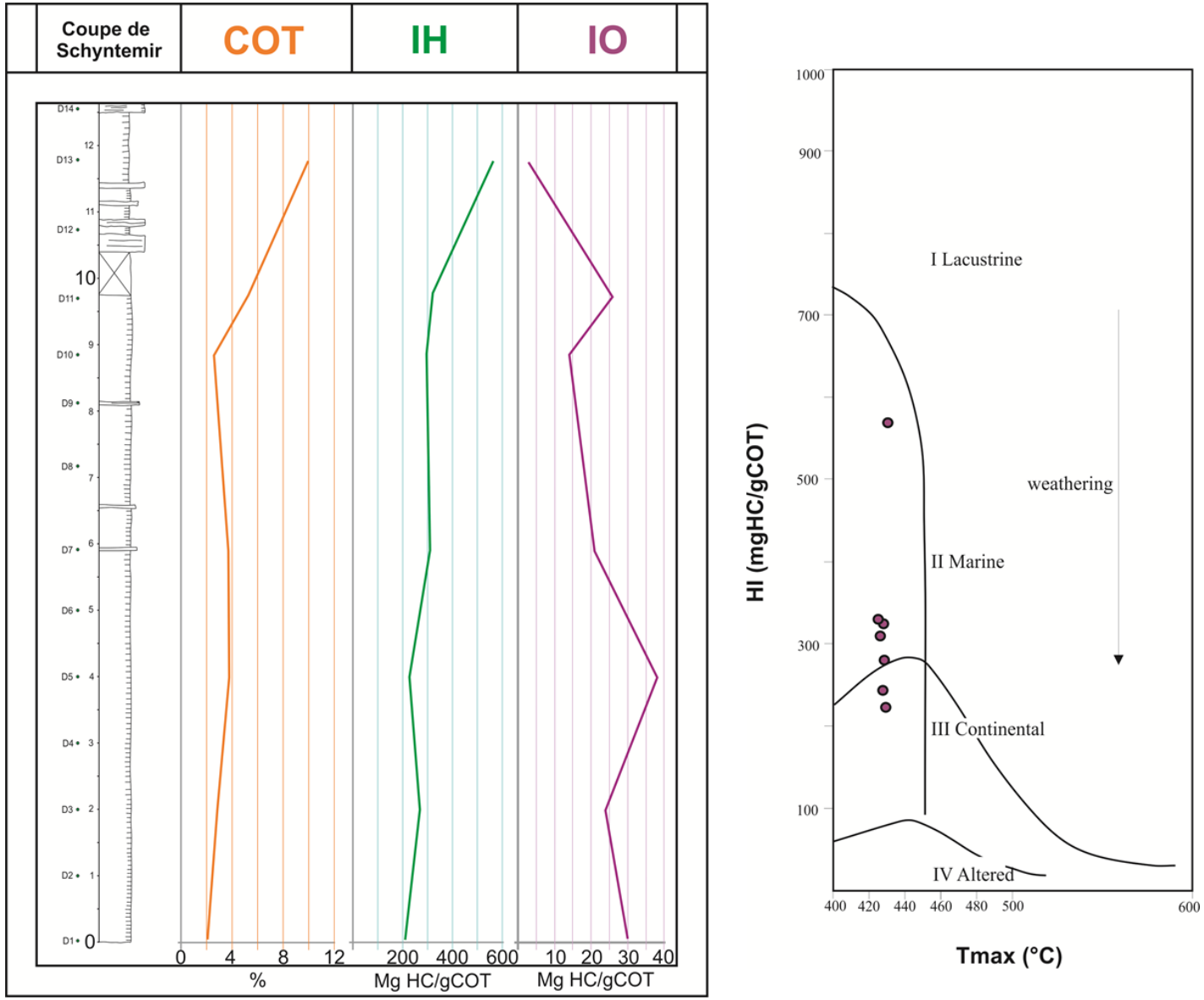


Fig. 2.47 - Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax, coupe de Schyntemir

2.4.2.3 Permien. Les coupes de la rivière Aidarlyacha

Résultats de Pyrolyse Rock-Eval de la coupe d'Aidarlyacha 2013

Des analyses Rock Eval ont été effectuées sur une série d'échantillons d'argiles et d'argiles silteuses de la coupe Aidarlyacha 2013 d'âge permien (Artinskien) présentée auparavant dans le chapitre sur les dépôts permiens turbiditiques. Les analyses ont porté sur 62 échantillons (Fig. 2.48).

Le Tmax moyen est compris autour de 441°C indiquant que la matière organique peut être considérée comme étant légèrement mature. Elle peut cependant être analysée d'un point de vue paléoenvironnemental.

Les COT montrent des teneurs variant de 0,7 à 4 %, ce qui représente un contenu organique assez riche pour des séries marines turbiditiques. Les valeurs de l'index d'hydrogène (IH) sont comprises entre 12 et 94 mg HC/g COT, ce qui, placé dans un diagramme IH-Tmax, correspond à une matière organique de Type III (origine terrestre) (Fig. 2.48). Cette origine est cohérente avec les nombreux fragments de bois flottés de toutes tailles rencontrés dans la coupe (cf plus haut description détaillée de la coupe).

On observe des tendances remarquables dans l'évolution du COT, avec plusieurs cycles de long terme enregistrés, eux-mêmes emboîtés dans une tendance incluant toute la coupe. Le COT passe ainsi de 1,5 % à la base de la coupe à 3,75% vers 75 m. Puis le COT diminue jusqu'à atteindre environ 1% entre 120 et 130 m, constituant un premier cycle organique. Ces dernières valeurs minimales de COT correspondent à l'intervalle le plus argileux de la coupe, correspondant probablement aux faciès les plus distaux. Un deuxième cycle a lieu entre 130 et 170 m, avec des valeurs maximales de COT (3,25%) vers 160 m. Enfin un troisième cycle de COT se déploie entre 170 m et le sommet de la coupe, avec des valeurs maximales de 2,8% vers 206 m. Ces trois cycles organiques sont emboîtés dans une tendance générale de diminution des valeurs de COT de la base au sommet de la coupe, bien visible si l'on regarde la diminution des valeurs des maxima de COT de la base au sommet de la coupe. Parallèlement, les valeurs d'IH passent de valeurs moyennes de 30 à 45 mgHC/gCOT à la base de la coupe à 10 mgHC/gCOT vers 180 m vers le sommet de la coupe. Bien que faibles, ces variations semblent significatives au regard des précédentes données.

Ces données suggèrent une dynamique cyclique et clairement liée au système sédimentaire turbiditique des apports organiques d'origine terrestre au bassin, probablement en lien avec des variations du niveau marin relatif, qui semble marquer un approfondissement puis une baisse rapide de la base au sommet de la coupe, si l'on interprète la distribution verticale des faciès turbiditiques comme étant liée au niveau marin relatif.

Ces résultats devront être étayés mais sont très prometteurs car ils laissent penser qu'il sera possible de proposer un modèle de distribution des enrichissements en carbone organique en fonction de l'évolution des systèmes sédimentaires turbiditiques dans nos exemples du Permien du Kazakhstan, modèle qui pourrait être testé dans d'autres séries turbiditiques.

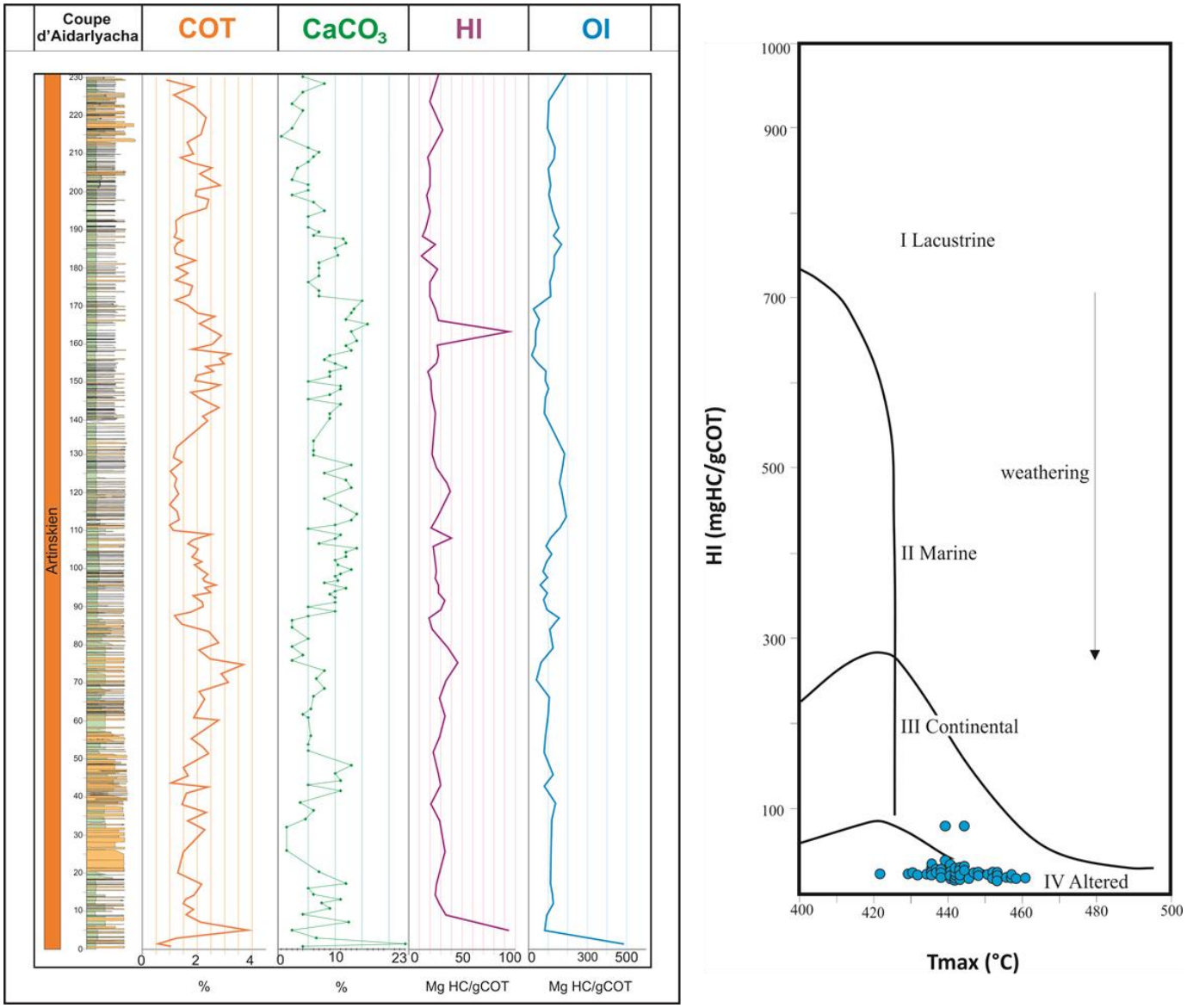


Fig. 2.48 - Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax de la coupe d'Aidarlyacha 2013

2.4.3 Synthèse

Ces données préliminaires organiques montrent :

(1) La matière organique des séries étudiées est immature à légèrement mature;

(2) des teneurs élevées à très élevées de carbone organique pouvant atteindre 10 à 20% dans les coupes à faciès radiolaritique et argileux du Carbonifère (Viséen supérieur-Serpukhovien, Schnytemyr), du Dévonien moyen-supérieur (Givetien supérieur-Frasnien inférieur, Oisylkara) et du Dévonien supérieur (Faménnien supérieur, Kiya) sont enregistrées;

(3) la matière organique de ces mêmes séries est d'origine marine avec une composante terrestre variable et/ou un état d'oxidation plus ou moins poussé de cette matière organique suivant les coupes ;

(4) en accord avec des travaux généraux précédent (par exemple Yensepbayev et al., 2010) et les données de terrain acquises dans le cadre de ce travail, la matière organique des séries turbiditiques permiennes sur la coupe d'Aidarlyacha 2013 est essentiellement d'origine terrestre ;

(5) à haute résolution, la distribution de cette matière organique dans notre exemple permien n'est absolument pas erratique et présente au contraire 3 cycle organiques emboîtés dans un cycle de plus long terme qui semblent être liés à l'évolution verticale des faciès turbiditiques et pourraient être contrôlés par les variations du niveau marin relatif.

2.5 Minéralogie des argiles dans les faciès turbiditiques permien

Dans cette partie nous présentons les résultats de minéralogie des argiles analysée dans les faciès turbiditiques permiens du Mougodjar. Les buts de ce travail sont :

(1) de tester si le contenu minéralogique des argiles et donc l'apport détritique est constant ou au contraire a changé au cours du Permien dans le Mougodjar ;

(2) d'analyser la distribution des minéraux argileux en fonction de la distribution des faciès turbiditiques ;

(3) d'essayer de discuter un éventuel contrôle climatique sur la sédimentation, qui aurait pu être enregistré par les assemblages argileux.

Pour ce faire, nous avons sélectionné la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) d'âge carbonifère terminal-Permien inférieur (Assélien et Sakmarien) et la coupe d'Aidarlyacha 2013 d'âge Artinskien. Le choix de ces deux coupes parmi les plus épaisses étudiées a été guidé par le souci de disposer d'enregistrements minéralogiques continus sur un pas de temps important et de pouvoir comparer deux intervalles de temps différents dans la série permienne, tout en travaillant sur un volume analytique raisonnable.

Soixante échantillons ont donc été analysés sur la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C), entre les cotes 0,3 m (échantillon AP1) et 667,8 m (échantillon AP 179) représentant un pas d'échantillonnage moyen d'environ 11 m (Fig. 2.49). Cependant, en intégrant trois lacunes d'échantillonnage (50 et 172 m, 271-290 m et 336,25 et 481,25 m) le pas d'échantilonnage moyen réel est d'environ 6,4 m.

Au total, ce travail de minéralogie des argiles a donc porté sur 101 échantillons.

2.5.1 Méthode

La méthode de préparation des échantillons et d'étude des diffractogrammes utilisée ici est celle dite des « pâtes orientées » décrite par Holtzapffel (1985). Le but est de prélever la fraction inférieure à 2 µm du sédiment pour l'analyser en diffraction des rayons X.

Les échantillons bruts sont tout d'abord décarbonatés par un traitement à l'acide chlorhydrique dilué à N/5. L'excès d'acide est ensuite éliminé par rinçages successifs dans des piluliers jusqu'à défloculation du matériel argileux.

La partie supérieure des piluliers est alors prélevée à l'aide d'une seringue après homogénéisation dans un mixeur et décantation selon un temps donné obéissant à la loi de Stokes (2 cm après 1h35 minutes). Le surnageant ainsi récupéré est centrifugé pendant 1h40 à la vitesse de 4000 trs/mn. Le culot des tubes est alors récupéré et étalé sur une lame de verre rainurée afin de permettre l'orientation des minéraux argileux, favorisant leur analyse par diffraction des rayons X.

Trois diffractogrammes sont ensuite réalisés pour chaque échantillon :

(1) après séchage à l'air libre à température ambiante, c'est l'essai « naturel ».
(2) après saturation par l'éthylène glycol sous une cloche à vide pendant 12 heures, c'est l'essai glycolé ;
(3) après chauffage à 450° pendant 4 heures (essai chauffé).

Le principe physique de l'analyse diffractomètrique repose sur la loi de Bragg, les distances réticulaires d entre les plans du réseau cristallin des minéraux argileux étant obtenues par diffraction sur ces plans d'un faisceau de rayons X incident possédant une longueur d'onde connue λ, en utilisant la relation :

$$\lambda = 2d \sin \theta$$

avec θ, angle entre le réseau des plans et le faisceau incident

La détermination des minéraux argileux et leur semi-quantification (à ± 2,5%) sont alors possible grâce à l'étude des diffractogrammes obtenus, en se basant sur la surface des raies 001 des différents minéraux argileux identifiés à l'aide du logiciel MacDiff© 4.2.5. (Bailey, 1980 ; Moore et Reynolds, 1997).

Les diffractogrammes ont été réalisés à l'UPMC, à l'aide d'un diffractomètre de type D2 Brucker à anticathode de cuivre (raie K_α=1,54 Å) et filtre de NI, équipé d'un détecteur de type LynxEye. Le balayage angulaire (incréments de 0.02° (2θ) toute les 0.2 s) s'étendait de 2,5 à 35 °2θ.

2.5.2 Résultats

2.5.2.1 Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C)

L'assemblage argileux comprend des minéraux smectitiques (interstratifiés I/S), l'illite, la chlorite et la kaolinite (Fig. 2.50). L'assemblage est dominé par les interstratifiés I/S (23 à 88%, moyenne de 70%), l'illite (4 à 41%, moyenne de 13%), le chlorite (3,5 à 31% moyenne de 11 %), et la kaolinite (1 à 15%, moyenne de 5%) étant présentes de manière plus discrètes.

L'illite, la chlorite et la kaolinite co-varient et s'opposent aux fluctuations des interstratifiés smectitiques, représentant probablement deux sources d'apports détritiques différentes.

Deux tendances minéralogiques de long terme sont mises en évidence.

La première tendance de 0,3 à 270,5 m, est d'âge Gzhelien (Carbonifère) à Asselien (Permien) et comprend donc la limite Carbonifère/Permien (Fig. 2.50). Elle montre une augmentation des proportions de minéraux smectitiques (valeurs les plus faibles de 20-30% entre 0 et 20m), qui passent à plus de 80% au-dessus de 220 m à l'Asselien. Au contraire, les proportions d'illite, de chlorite et de kaolinite diminuent dans cet intervalle, passant de 40% à environ 10%, de 30% à 4%, et de 20% à 1%, respectivement. Cette tendance se déploie dans un intervalle stratigraphique où les faciès turbiditiques sont assez fins et comprennent des argiles/silts alternant avec des passées gréseuses (cf 2.3.1.1), qui ne montrent pas de tendance de faciès évidentes à mettre en parrallèle avec ce changement de minéralogie des argiles (Fig. 2.50).

La seconde tendance minéralogique bien visible est située dans les niveaux Sakmarien entre 502,6 et 667,8 m. Elle montre de nouveau une augmentation des proportions de smectites qui passent de 58 à 88%, au dépend de l'illite, le chlorite et la kaolinite, qui diminuent respectivement de 17% à 4%, de 19% à 3,5%, et de 9% à 1% (Fig. 2.50). Cette tendance minéralogique peut éventuellement être subdivisée en deux cycles (de 502 à environ 630m et de 630m à 667,8m). Au contraire de la première

tendance minéralogique, celle-ci peut être mise en parallèle avec le passage de séries alternantes argiles/sables (500-630m) à des séries plus fines, argileuses (640-670m). **L'augmentation des proportions de minéraux smectitiques et la diminution associée des proportions d'illite, de chlorite et de kaolinite correspond donc au passage d'une granulométrie plus grossière à une granulométrie plus fine du sédiment.**

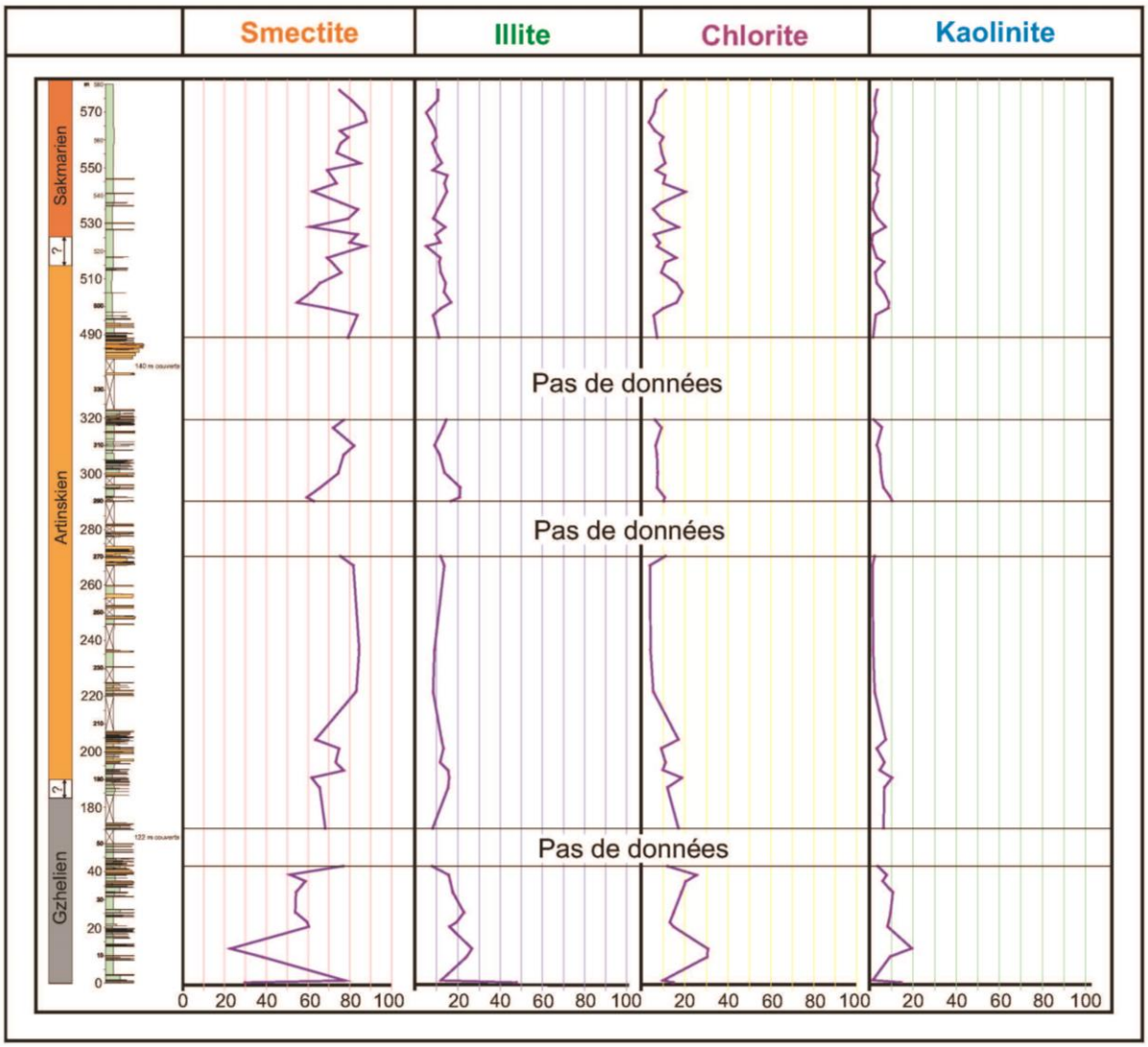


Fig. 2.49 – Le cortège argileux dans la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C)

Il est bien connu que sous l'effet principalement de l'augmentation de température et de pression, la diagenèse d'enfouissement peut modifier très fortement l'assemblage argileux initial (Dunoyer de Segonzac, 1969; Kisch, 1983; Chamley, 1989; Velde, 1995; Daoudi et al., 2001). Les transformations principales concernent la disparition de la smectite, puis de la kaolinite, l'augmentation progressive des teneurs en illite et chlorite, et la tendance à la transformation de minéraux interstratifiés irréguliers en interstratifiés réguliers. La cristallinité de l'illite va s'améliorer. D'une manière générale, la diagenèse d'enfouissement a pour résultat de simplifier le cortège argileux (Chamley, 1989). La présence de smectites en quantités significatives dans la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) est donc un indicateur fiable d'une diagenèse

d'enfouissement relativement négligeable. L'empreinte de la diagenèse d'enfouissement sur les minéraux argileux commence ainsi vers 2km, c'est à dire à une température d'environ 60°C sous un gradient géothermique normal (30°Ckm^{-1}). Sous une profondeur d'enfouissement de 2,5 à 3km (70-90°C), l'assemblage argileux est significativement affecté (Chamley, 1989). La coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) a donc subi des conditions d'enfouissement inférieures à cette dernière limite.

Les tendances minéralogiques que nous venons de présenter peuvent donc s'interpréter strictement comme étant d'origine sédimentologiques.

2.5.2.2 Coupe d'Aidarlyacha 2013

L'assemblage argileux comprend des minéraux smectitiques (interstratifiés I/S), l'illite, la chlorite et la kaolinite (Fig. 2.50). Comme dans la coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C) précédente, l'assemblage est dominé par les interstratifiés I/S (38 à 85%, moyenne de 69%), la chlorite (2,5 à 31%, moyenne de 13,5 %), l'illite (5 à 23%, moyenne de 11%), et la kaolinite (1 à 15%, moyenne de 6,5%) en moindres proportions. Cet assemblage argileux est très proche de celui de la coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C). La seule différence réside dans la plus grande proportion de chlorite et la légèrement moindre proportion d'illite.

De nouveau, l'illite, la chlorite et la kaolinite co-varient et fluctuent de manière opposée aux interstratifiés smectitiques.

L'évolution verticale de l'assemblage argileux peut être découpée en trois parties (Fig. 2.51).

Dans un premier intervalle entre 0 et 20 m, les proportions de minéraux smectitiques peuvent atteindre des valeurs élevées (jusqu'à 72%), au dépend de l'illite, de la chlorite, et de la kaolinite dont les proportions peuvent baisser respectivement jusqu'à 13%, 3% et 1%.

Dans un deuxième intervalle entre 20m et 110m, au contraire, les proportions de smectite diminuent jusqu'à atteindre des valeurs aussi basses que 45%, alors que les proportions d'illite, de chlorite et de kaolinite augmentent pour atteindre des valeurs maximales, respectivement, de 21%, 21% et 15% (Fig. 2.51).

Enfin un dernier et troisième intervalle, entre 120 m et 229 m, montre des proportions de minéraux smectitiques de nouveau en augmentation, toujours au-dessus de 65%, et atteignant 85%, et des proportions d'illite, de chlorite et de kaolinite en baisse, jusqu'à des minima de respectivement 5%, 2,5% et 2%.

De la cote 20 m jusqu'à la cote 220 m, on note ainsi une nette tendance de long terme à l'augmentation des proportions de minéraux smectitiques et à la diminution associée des proportions d'illite, de chlorite et de kaolinite (Fig. 2.51). Cette tendance à l'Artinskien dans la coupe d'Aidarlyacha 2013 rappelle celles déjà observées au Gzhelien, à l'Asselien et au Sakmarien dans la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C). De plus, comme observé au Sakmarien dans cette partie du bassin, la tendance d'augmentation des minéraux smectitiques sur la coupe d'Aidarlyacha 2013 va de pair avec un passage de faciès turbiditiques plus grossiers (20 m-60 m) vers des faciès turbiditiques plus fins (80-120m puis surtout à partir de 120 m-210 m) (cf. paragraphe 2.3.1.1 et Fig. 2.51).

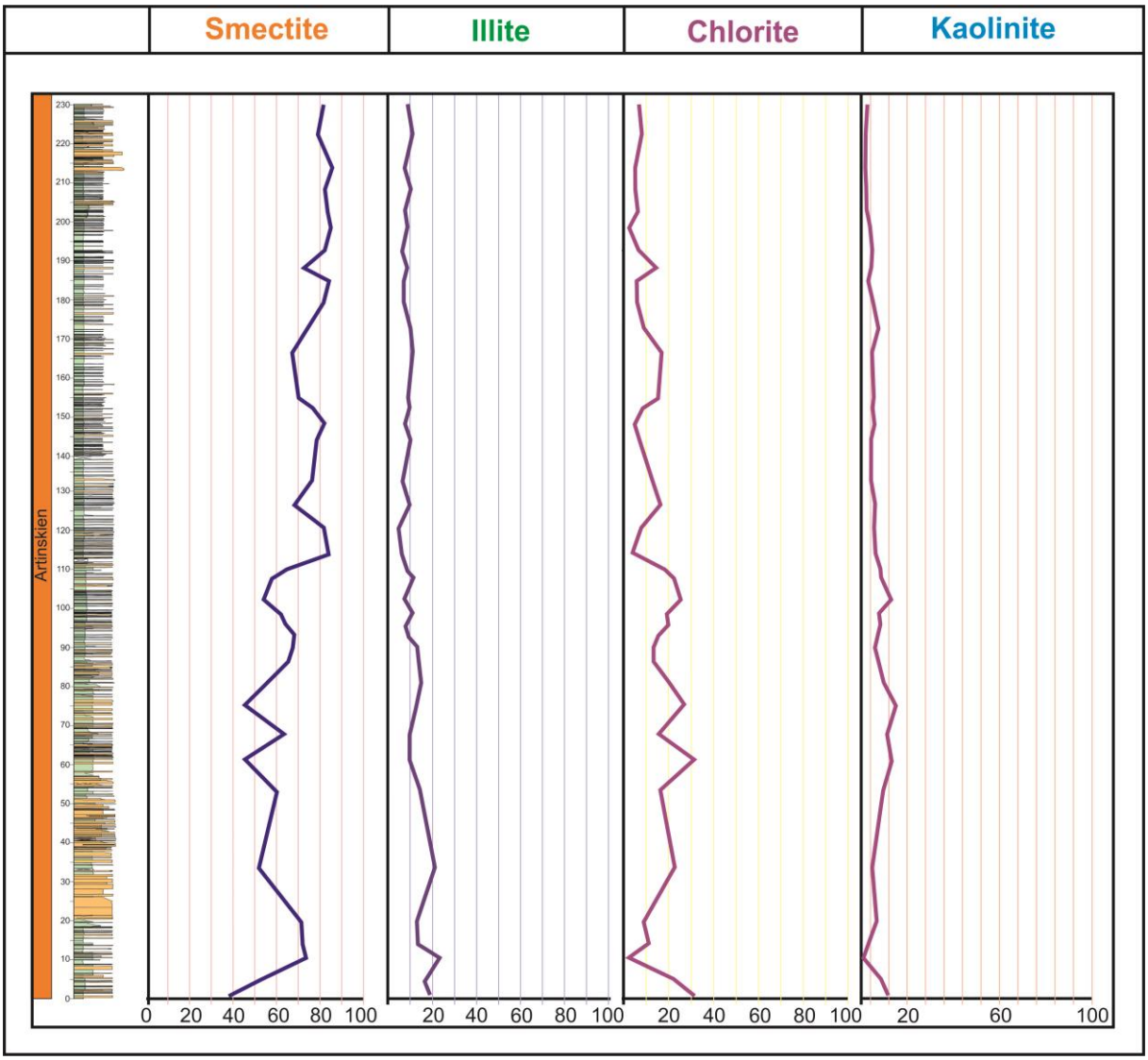


Fig. 2.50 – Le cortège argileux dans la coupe d'Aidarlyacha 2013

La coupe d'Aidarlyacha 2013 à l'Artinskien à un signal argileux moyen très proche de celui observé dans la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) au Gzhélien (Carbonifère terminal)-Assélien et Sakmarien pro parte (Permien), indiquant une grande stabilité, sur une longue période (plus de 8,9 Ma, Gradstein, 2012) des apports détritiques argileux. De nouveau, et pour les mêmes arguments que précédemment évoqués, les fluctuations des minéraux argileux peuvent donc dans cette nouvelle coupe s'interpréter strictement comme étant d'origine sédimentologique et non contrôlés par une influence marquée de la diagenèse d'enfouissement. Ceci est cohérent avec les valeurs moyennes de Tmax (441°C) indiquant une légère maturité de la matière organique et excluant une importante diagenèse d'enfouissement (cf. paragraphe 2.4.2.3).

Au-delà de la stabilité des sources argileuses, largement dominés par les interstratifiés I/S, on observe dans les deux coupes étudiées des motifs de fluctuations des assemblages argileux suivant l'évolution verticale de long-terme des faciès turbiditiques, les intervalles plus riches en minéraux smectitiques marquant les périodes où se déposent les faciès turbiditiques les plus fins.

CHAPITRE 3 – CONCLUSION ET DISCUSSION SUR LE FACIES TURBIDITIQUES DU MOUGODJAR

3.1 Synthèse des séquences sédimentaires verticales de long terme des dépôts turbiditiques du Permien du Mougodjar

Nous avons proposé au chapitre précédent une description de détail des faciès turbiditiques rencontrés. Nous mettons ici en évidence à l'échelle de l'ensemble des coupes étudiées du Gzhelien au Kungurien des séquences verticales de long terme dans les dépôts turbiditiques du Mougodjar.

Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite C-P), Gzhelien-Sakmarien

La coupe montre le passage d'un environnement de dépôt de lobes au Gzhélien et à l'Assélien (partie 1) à des environnements de lobes plus distaux au Sakmarien (partie 3) (Fig. 3.1). Cette évolution est soulignée par (1) les dépôts de plus en plus fins passant à des argileuses-silteuses au Sakmarien et (2) la disparition progressive des fusulinidés marqueurs de remaniements en provenance des plate-formes du Gzhelien au Sakmarien. Une grande tendance interprétée comme un approfondissement des environnements de dépôts et/ou un éloignement des sources détritiques turbiditiques d'origine autocylique est donc enregistrée du Gzhélien au Sakmarien. Les faciès de lobes proximaux assez grossiers observés dans la partie 2 pourraient correspondre à une chute rapide du niveau marin relatif au passage Asselien/Sakmarien interrompant cette longue séquence d'approfondissement des environnements de dépôts ou bien à la divagation en amont de chenaux sous-marins, d'origine purement autocyclique. Ces évolutions se développent sur une durée supérieure à 3,4 Ma, qui correspond à la durée de l'étage Asselien (entre -298,9 Ma et -295,5 Ma, Gradstein et al., 2012).

Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite C-P conglomérats), Sakmarien

La coupe enregistre le dépôt de sédiments grossiers interprétés comme des canyons sous-marins proximaux (Fig. 3.1). Rappelons que le coupe est située stratigraphiquement environ 280 m au-dessus de la coupe précédente d'Aidarlyacha 1 (limite C-P). Ces faciès très grossiers enregistrent donc une relative chute du niveau marin relatif au Sakmarien vis-à-vis de l'Asselien ou bien l'extension latérale d'un système chenalisant. On note dans la coupe d'Aidarlyacha 2 (limite C-P conglomérats) un affinement vertical des granulométries qui est interprété comme une tendance à l'approfondissement ou l'éloignement de systèmes chenalisants au cours du Sakmarien.

Coupe d'Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay), Asselien

La coupe montre le stacking vertical de petits chenaux sous-marins amalgamés (parties 1 à 4) passant au sommet de la coupe à des faciès plus fins interprétés comme des levées (sommet de la partie 4) au cours de l'Asselien (Fig. 3.1).

Coupe de Kiya MTD, Asselien

Cette coupe peu épaisse d'âge Assélien (Fig. 3.1) montre un stacking vertical de MTD interprétés comme des dépôts de canyon sous-marins alimentés par le démantèlement de plate-formes.

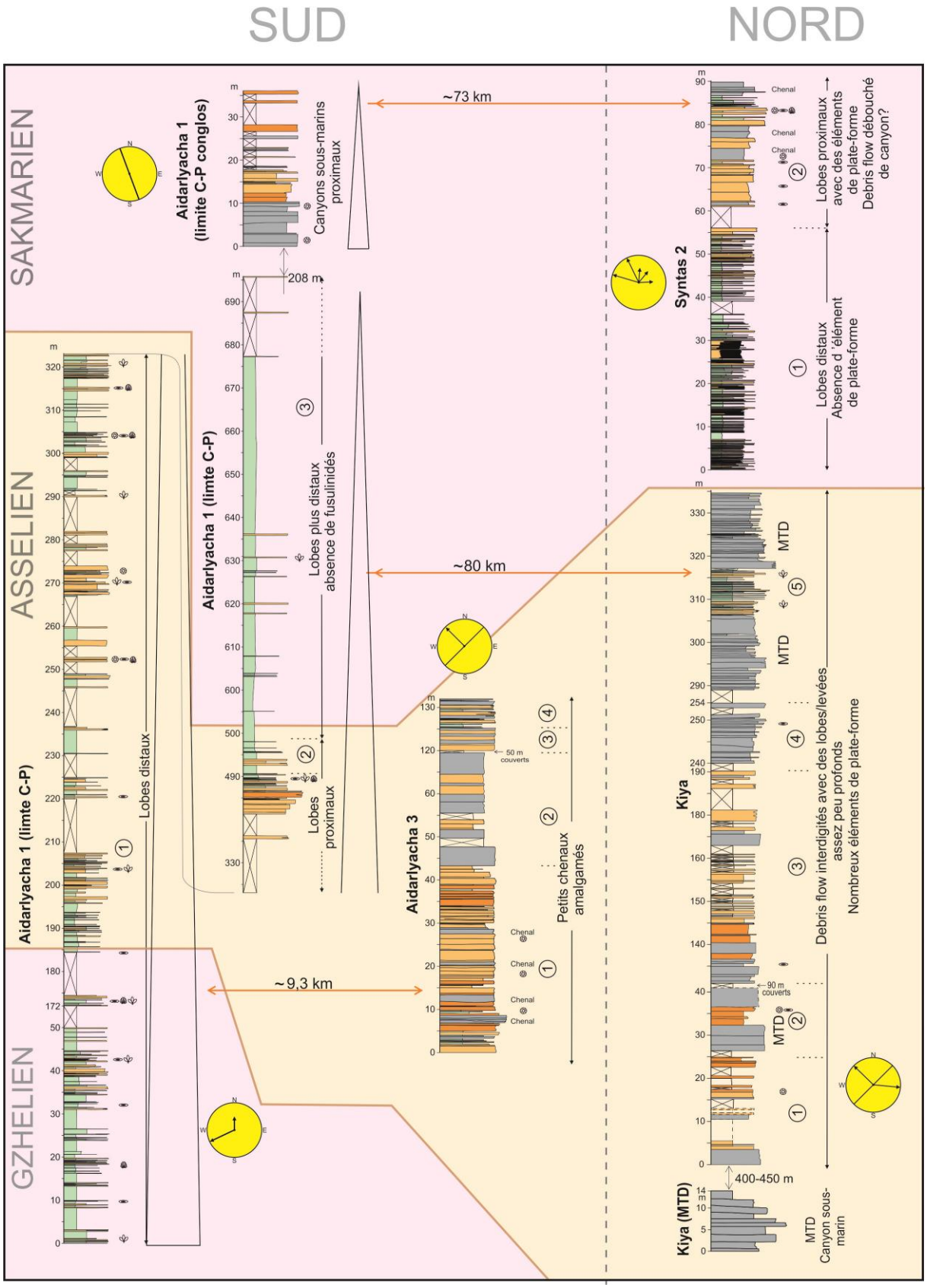


Fig. 3.1 – Coupes synthétiques et séquences turbiditiques de long terme, faciès turbiditiques permiens du bassin d'avant-pays d'Actobé

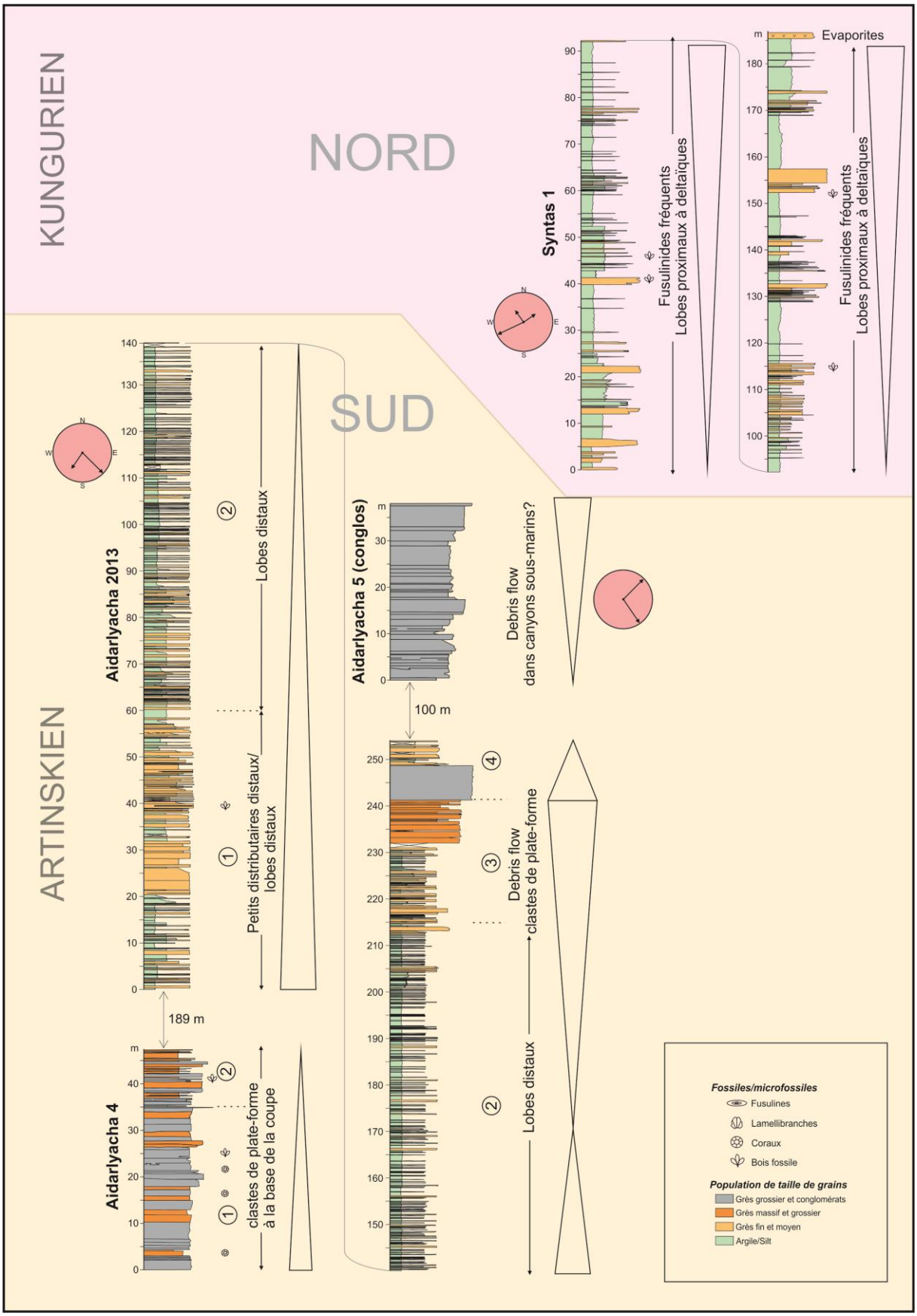


Fig. 3.1 – Coupes synthétiques et séquences turbiditiques de long terme, faciès turbiditiques permiens du bassin d'avant-pays d'Actobé (suite)

Coupe de Kiya, Asselien

La coupe correspond à des dépôts de debris flow interdigités avec des dépôts plus fins de lobes et de levées probablement assez proximaux du fait de l'alimentation ubiquiste par des clastes de plate-forme (Fig. 3.1). Les dépôts sont très grossiers et plusieurs MTD sont observés.

Coupe de Syntas 2, Sakmarien

Cette coupe expose le passage au cours du Sakmarien d'environnements interprétés comme des lobes distaux dans lesquels on note l'absence de clastes de plate-forme (partie 1) à des lobes proximaux alimentés par des clastes de plate-forme et interdigités avec des systèmes chenalisants (partie 2) (Fig. 3.1). Cela reflète donc une tendance à la baisse du niveau marin relatif et/ou au rapprochement dans l'espace de la partie distale d'un système chenalisant au cours du Sakmarien.

Coupe d'Aidarlyacha 4 (affluent), Artinskien

La coupe expose des environnements de dépôts constitués de petits chenaux amalgamés. Un approfondissement vertical des environnements de dépôts au cours de l'Artinskien (passage de la partie 1 à la partie 2) est souligné par (1) une tendance stratodécroissante et granodécroissante (Fig. 3.1) et (2) la disparition dans la partie supérieure des clastes de plate-forme présents dans la partie basale de la coupe.

Coupe d'Aidarlyacha 2013, Artinskien

La coupe d'Aidarlyacha 2013 présente une très belle évolution verticale des environnements de dépôts turbiditiques. On observe le passage de petits distributaires distaux, interdigités avec des faciès de lobes proximaux (partie 1) à des lobes distaux (partie 2) puis une évolution inverse vers des dépôts de debris flow associés à des crachées de clastes de plate-forme, correspondant à des environnements turbiditiques plus proximaux (partie 3). L'approfondissement de la partie 1 à la partie 2 est marqué par une tendance strato- et grano-décroissante (Fig. 3.1) et la tendance successive vers des faciès moins profonds est soulignée par une évolution strato-et grano-croissante des dépôts (partie 2 à parties 3 et 4). Ces évolutions correspondent respectivement à une montée du niveau marin relatif puis une baisse du niveau marin relatif et/ou à un éloignement puis un rapprochement autocyclique des sources turbiditiques. L'étage Artinskien a une durée de 10.8 Ma d'après Gradstein et al., 2012 (base de l'étage à -290,1 Ma, limite supérieure de l'étage à -279.3 Ma). Les tendances séquentielles décrites se développent donc sur un intervalle de temps maximum de près de 11 Ma.

Coupe d'Aidarlyacha 5 (conglomérat)

Les dépôts grossiers d'âge Artinskien observés dans cette coupe sont interprétés comme des debris flow associés à des canyons sous-marins. Une évolution verticale des dépôts vers des faciès plus proximaux est associée à une tendance strato- et grano-croissante (Fig. 3.1).

Coupe de Syntas 1, Kungurien

La coupe présente des faciès assez fins (Fig. 3.1). La fréquence des bois fossiles indique cependant un milieu de dépôt assez proximal, qui pourrait correspondre à des environnements turbiditiques connectés à un système deltaïque côtier. L'apparition

d'évaporites au sommet de la coupe suggère une chute brutale du niveau marin relatif au cours du Kungurien, et plaide là aussi pour des environnements de dépôts sous-jacents assez proximaux et côtiers.

3.2 Synthèse des évolutions latérales des dépôts turbiditiques

À l'Asselien et au Sakmarien, une nette différence de style de dépôts turbiditiques peut être mise en évidence entre la partie sud (coupe d'Aidarlyacha 1 limite P-C ; Aidarlyacha 3 ; Aidarlyacha limite P-C conglos) de la zone étudiée et sa partie nord (coupes de Kiya MTD ; Kiya; Syntas 2), ces deux sous-zones étant séparées par 73 à 80 km (Fig. 3.1). Les dépôts au sud de la zone d'étude correspondent pour l'essentiel à des lobes distaux et ne passent à des canyons sous-marins proximaux qu'au Sakmarien. Les dépôts plus au nord sont beaucoup plus grossiers et riches en debris flow et MTD stackés (Fig. 3.1). De plus, les coupes au nord sont beaucoup plus riches en éléments remaniés provenant des plate-formes, ces clastes remaniés étant en moyenne plus grossiers au nord.

Ces observations suggèrent une pente sous-marine s'approfondissant du nord (où les faciès turbiditiques grossiers mis en place le long de pentes marquées sont probablement proches des côtes émergées et des plate-formes côtières) vers le sud (où les environnements turbiditiques dominés par les lobes distaux indiquent la présence d'un fond marin assez plat). Cette logique générale d'évolution des pentes sous-marines est enregistrée sur environ 80 km de distance. Cependant, l'absence de coupes intermédiaires ne permet pas de savoir si le fond marin présentait dans cette zone une pente s'approfondissant régulièrement du nord au sud ou si la géométrie du fond marin était plus complexe avec un brutal approfondissement local se moulant par exemple sur une faille active affectant le fond marin. La coupe d'Aidarlyacha 3 d'âge Asselien montre ainsi des faciès grossiers alors qu'elle est située à seulement 9,3 km de la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite C-P) qui présente des faciès beaucoup plus fins (Fig. 3.1). Cet exemple appuie plutôt la seconde hypothèse.

3.3 Synthèse des directions et sens d'écoulements

Du Gzhelien au Sakmarien, les sens d'écoulement mesurés dans les séries turbiditiques sont majoritairement orientés vers le sud-ouest ou le nord-ouest, aussi bien dans les coupes du sud que dans les coupes du nord (Fig. 3.2). Des sens d'écoulement subordonnés sont orientés vers le nord, le nord-est et l'est et des directions d'écoulements nord-sud et nord-est/sud-est de sens indéterminés sont cependant aussi observées. Cette relative stabilité des sens d'écoulements au cours du temps est cohérente avec la géométrie générale du bassin caractérisé par une limite nord-sud de la paléocôte (Fig. 3.2) suggérant des sens d'écoulement plutôt orientés à priori vers l'ouest. Ces sens d'écoulements majoritaires dans la région du Mougodjar sont aussi tout à fait cohérents avec les reconstructions des sens d'écoulement à l'échelle de tout l'Oural obtenues par Mizens (1997) qui sont aussi majoritairement orientés vers le sud-ouest et le nord-ouest (Fig. 3.2). Comme dans notre étude, Mizens (1997) note aussi des sens d'écoulement subordonnés vers le nord ou le sud (Fig. 3.2), suivant probablement grossièrement les limites du talus sous-marin ou des reliefs sous-marins suivant l'axe de la paléo-côte (Fig. 3.2).

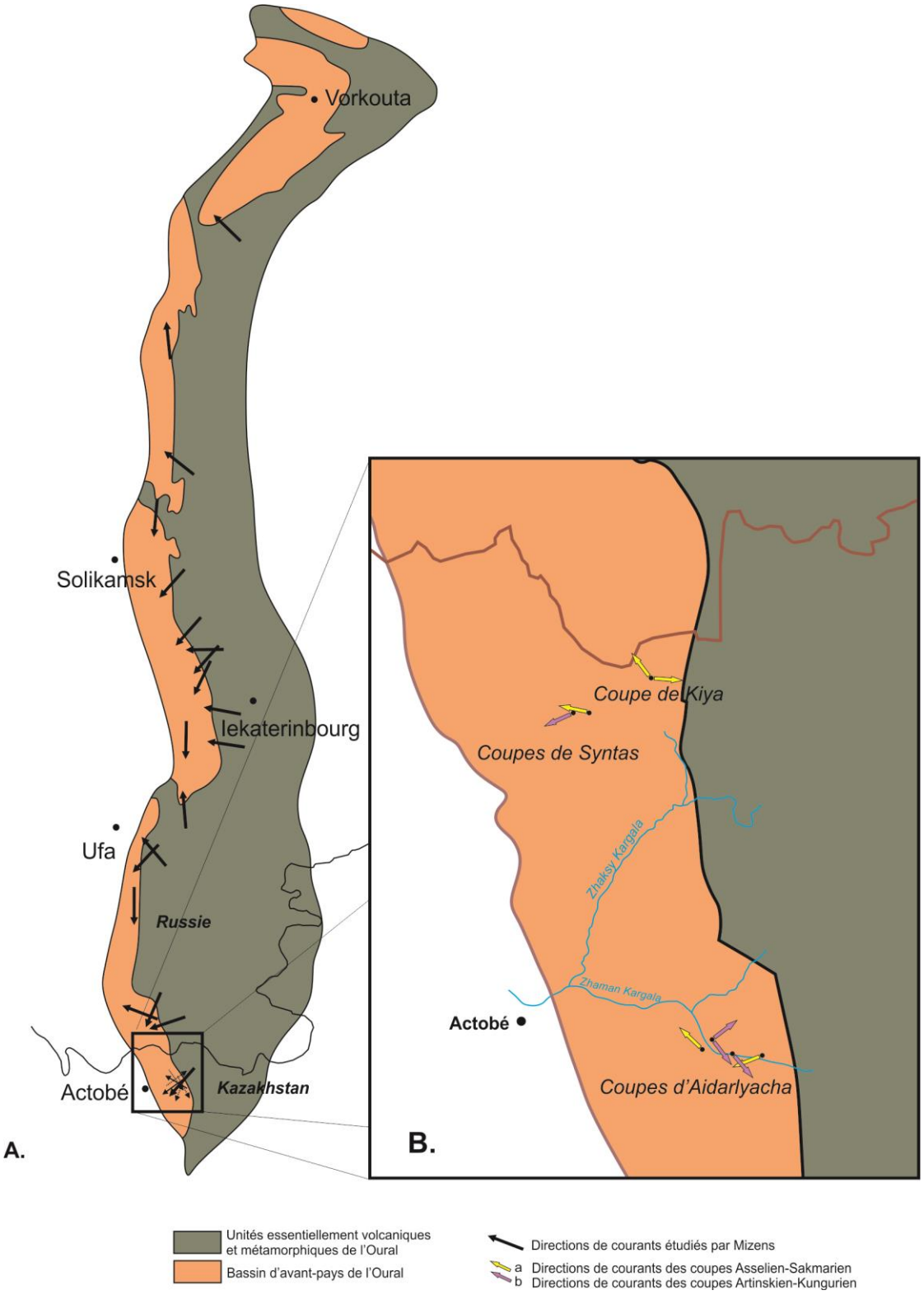


Fig. 3.2 – Sens des paléocourants dans le bassin d'avant-pays Ouralien.
A – d'après Mizens (1997), B – ce travail

Les données de ce travail complètent donc utilement les données de Mizens (1997) pour la partie méridionale de l'Oural (Fig. 3.2).

À l'Artinskien, les coupes d'Aidarlyacha 2013 et Aidarlyacha 5 (conglos) se démarquent nettement du schéma précédent en montrant des sens d'écoulements majoritairement dirigés vers le sud-est et le nord-est (Fig. 3.2). Nous interprétons ce résultat comme indiquant une réorganisation locale de l'orientation des pentes sous-marines, peut-être associée au jeu de failles actives, probablement à une échelle locale. Plus de points d'étude seraient ici nécessaire pour préciser l'importance latérale de cette réorientation des pentes. Cependant cette « anomalie » par rapport au schéma général indique une activité tectonique marquée pendant cette période, pouvant localement compliquer le schéma général des écoulements vers l'ouest. Ceci va dans le même sens qu'un possible approfondissement brutal du nord au sud, se moulant peut-être sur une ou des failles d'axe grossièrement ouest-est, comme suggéré plus haut pour expliquer l'approfondissement général des faciès turbiditiques du nord au sud.

Quoi qu'il en soit, le schéma particulier observé au sud à l'Artinskien n'est pas pérenne puisqu'au Kungurien, les sens d'écoulement semblent de nouveau orientés majoritairement vers le nord-ouest et le sud-ouest dans la coupe de Syntas 1 (Fig. 3.2).

3.4 Un contrôle des séquences de long terme sous l'influence des variations du niveau marin ?

L'enchaînement vertical des environnements de dépôts turbiditiques révèle donc des séquences verticales de long terme « transgressives » ou « régressives » qui peuvent se développer sur des centaines de mètres d'épaisseur (Fig. 3.1). Ceci est particulièrement bien illustré par les deux séries sédimentaires permiennes les plus complètes (coupes d'Aidarlyacha 1, 940 m d'épaisseur cumulée du Gzhelien au Sakmarien; et coupes d'Aidarlyacha 4, Aidarlyacha 2013 et Aidarlyacha 5 (conglos), 648 m d'épaisseur cumulée à l'Artinskien), qui se développent sur des intervalles de temps de plusieurs millions d'années. Une grande séquence « transgressive » est ainsi visible du Gzhelien au Sakmarien, suivie d'une séquence « régressive » qui débute au Sakmarien. Une grande séquence « transgressive » puis « régressive » est observée à l'Artinskien (Fig. 3.1).

Les faciès probablement les moins profonds sont rencontrés dans la coupe de Syntas 1 au Kungurien, où des faciès fins peut-être deltaïques semblent être connectés à la côte (Fig. 3.1). Une grande séquence « régressive » est visible au Kungurien, les faciès turbiditiques/deltaïques passant à des évaporites correspondant aux faciès les moins profonds rencontrés au Permien dans le Mougodjar, puisque quasi émersifs.

Ces séquences turbiditiques de long terme pourraient être dues à :

(1) des variations du niveau marin (facteur allocyclique) ;

(2) des variations du taux de subsidence du bassin sous contrôle tectonique (facteur allocyclique) ;

(3) des migrations latérales des systèmes chenaux/levées/lobes des appareils turbiditiques, d'origine purement autocycliques et donc sans lien avec les facteurs allocycliques précédents ;

(4) ou une combinaison de ces différentes possibilités.

Un moyen d'essayer de contraindre la ou les origines de ces séquences de long terme est dans un premier temps de les comparer aux variations du niveau marin relatif « global » connu au Carbonifère terminal/Permien. En effet l'intervalle Carbonifère terminal/Permien inférieur est marqué par un contexte climatique glaciaire particulier qui a pu contrôler les variations eustatiques par le moyen du glacio-eustatisme, et sur lequel nous devons revenir plus longuement.

À l'échelle globale, les climats du Carbonifère et du Permien inférieur sont caractérisés par le développement important des conditions glaciaires. Le système Terre fonctionne alors en mode froid ou « Icehouse » et des calottes glaciaires plus ou moins pérennes s'installent sur l'Antarctique et la partie sud du Gondwana alors situés aux hautes latitudes de l'hémisphère austral, ainsi que sur plusieurs bassins péri-Gondwaniens (Fig. 3.3). Cette épisode « Icehouse » de l'histoire de la Terre est dénommé LPIA (Late Paleozoic Ice Age). Il aurait permis la mise en place de calottes glaciaires atteignant un surface totale de $150 \times 10^6 km^3$ (Veevers et Powell, 1987, Francis, 1994, Scotese et al., 1999 ; Fielding et al., 2008).

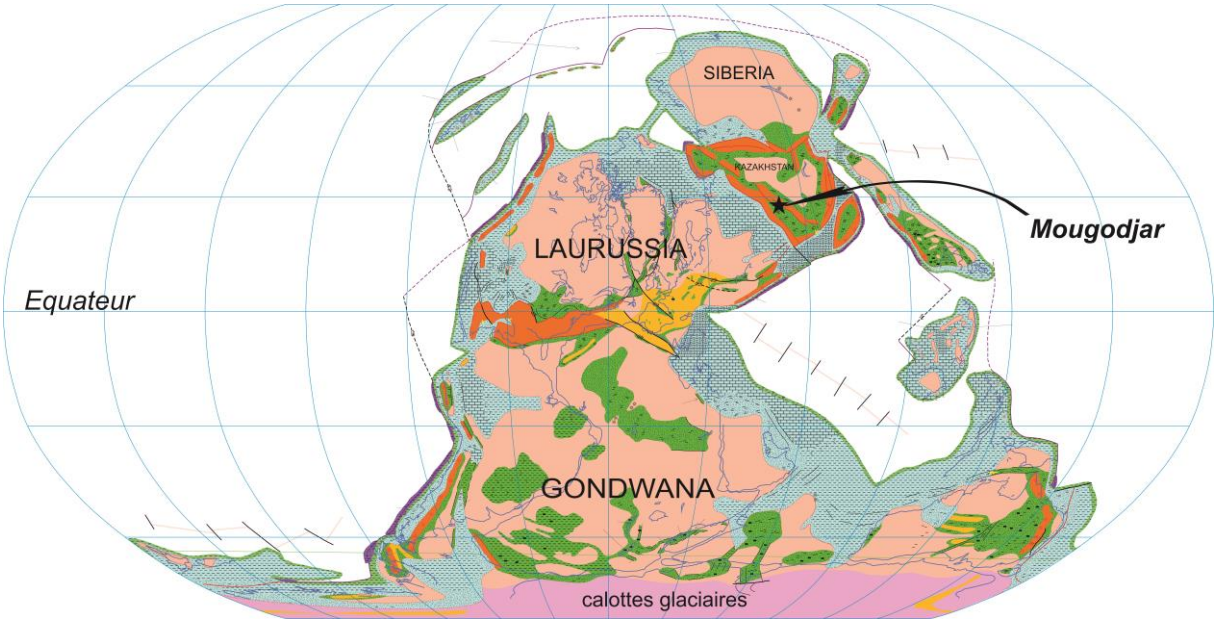


Fig. 3.3 – Carte paléogéographique du Permien inférieur (Asselien, 285 Ma). D'après Robertson, 2014

Les premiers indices glaciaires sont connus à la limite Dévonien-Carbonifère au Famenien supérieur-Tournaisien (Fig. 3.4, d'après Fielding et al 2008, Harland et al., 1990 ; Crowell, 1999 ; Isbell et al., 2003, Shen et al., 2013). Ces premiers indices glaciaires sont identifiés au Nord du Brésil, au Congo et en République Centrafricaine. Cette phase glaciaire s'étendant sur 3 à 5 Ma (Harland et al., 1990) est suivie par un nouvel épisode froid au Viséen (Veevers et Powell, 1987) d'une durée d'au moins 10 Ma (Fig. 3.4, Veevers et Powell, 1987).

Des dépôts glaciaires et/ou des indices de calottes glaciaires pérennes s'installent ensuite largement en Antarctique et sur la partie sud du Gondwana à partir du Carbonifère terminal au Serpukhovien il y a environ 325 Ma. Ils sont largement représentés au moins jusqu'au Permien inférieur (Cisuralien) il y a environ 270 Ma (Figs. 3.3, 3.4).

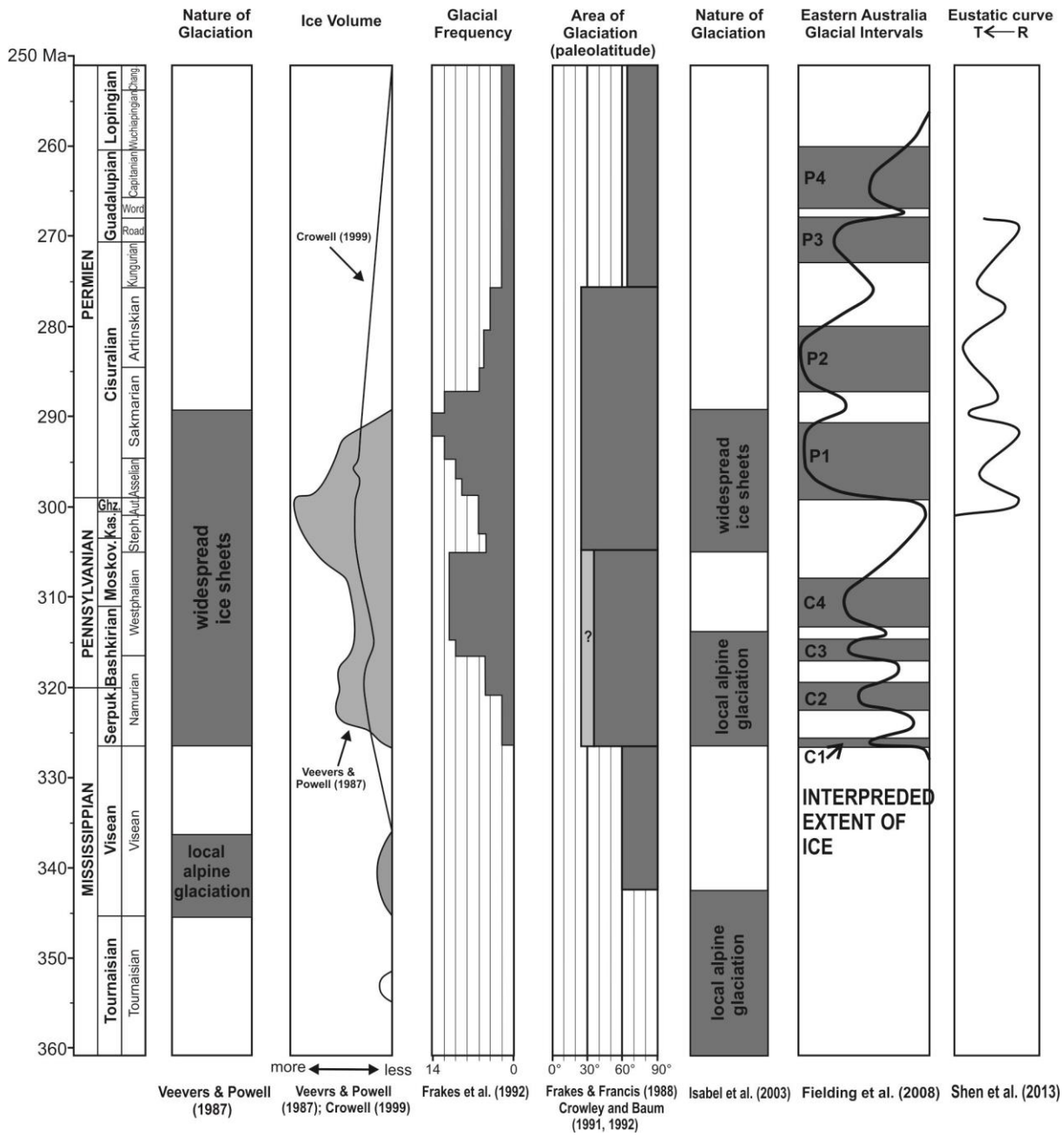


Fig. 3.4 - Calendrier, durée et natures des épisodes da glaciation au Paléozoïque supérieur (d'après Veevers & Powell 1987; Frakes & Francis 1988; Crowley & Baum 1991, 1992; Frakes et al. 1992; Crowell 1999; Isbell et al. 2003). Variations eustatiques globales d'après Shen et al., 2013

Ces dépôts glaciaires sont reconnus en Antarctique, Australie, Inde, Afrique méridionale, Madagascar, Péninsule Arabe et Amérique du Sud (Frakes, 1979 ; Hambrey et Harland, 1981, Braakman et al., 1982 ; Frakes et al., 1992 ; Veevers et Powell, 1987, Crowell, 1999, Isbell et al., 2003 ; Fielding et al., 2008 ; Limarino et al., 2014). En dehors du Gondwana, des dépôts marins glaciaires sont aussi connus en Sibérie dans l'hémisphère nord (Epshteyn 1982; Chumakov, 1984 ; Raymond and Metz, 2004).

Après les deux phases froides précurseurs dont nous avons parlé au Dévonien supérieur et Carbonifère basal, la plupart des auteurs pensent que la phase principale de cette épisode « Icehouse » s'est étendue du Carbonifère terminal (étage Serpukhovien) à la partie inférieure du Cisuralien. La phase majeure de déglaciation se met en place au

cours du Sakmarien (Veewers et Powell, 1987 ; Frakes et al., 1992 ; Crowell, 1999 ; Isbell et al., 2003 ; Shen et al., 2013) (Fig. 3.4). La phase principale de la glaciation aurait donc duré au moins 35 Ma (Fig. 3.4). Le développement de la glaciation à partir du Sepukhovien est contemporain d'une migration des dépôts d'évaporites présents jusque vers 45° de latitude en Sibérie au Viséen pré-glaciaire mais se limitant à moins de 30° de latitude au Carbonifère supérieur pendant la phase glaciaire (in Frakes, 1992, données de Ronov et al., 1984, et Zharkov, 1981). Ceci suggère que le développement des conditions glaciaires au Carbonifère s'est accompagné d'une progressive augmentation de l'humidité atmosphérique aux moyennes-haute latitudes (Frakes, 1992). Au contraire, au Permien inférieur (Assélien/Sakmarien), les données montrent une intensification des conditions froides et/ou sèches aux basses latitudes, suivant des modalités qui ont pu varier dans l'espace : disparition des accumulations des charbons subtropicaux (<10-15° de latitude) en Laurasie (Briden et Irving, 1964, in Frakes, 1992), grand développement des dépôts désertiques sableux en Europe (faciès Rotliegend, Glennie, 1987), développement sur le Gondwana et en Asie des accumulations de charbon notamment dominées par les flores à *Glossopteris* plus adaptés aux conditions froides vers les moyennes et hautes latitudes (Frakes, 1992).

Pour Frakes et al., (1992), deux pics principaux de glaciation semblent être centrés sur le Carbonifère terminal (Bashkirien et Moscovien pro parte, (Fig. 3.4) et sur le Cisuralien au Permien (Assélien-Sakmarien pro parte), le Kasimovien et le Ghzélien correspondant à une période de relatif réchauffement interglaciaire (Fig. 3.4). Isbell et al., (2003) et Fielding et al., (2008) placent aussi un réchauffement au Carbonifère terminal entre le Moscovien (pro parte) et le Ghzélien (Fig. 3.4). Les conditions glaciaires s'estompent à partir de la partie supérieure du Sakmarien et de l'Artinskien : on assiste en effet à partir de ce moment à (1) la diminution de la fréquence des dépôts glaciaires à l'échelle globale, (2) le développement des carbonates de plate-forme et (3) de fortes accumulations d'évaporites au Kungurien (partie terminale du Permien inférieur) et au Kazanien (partie basale du Permien supérieur) (Frakes, 1992). Le Kungurien est d'ailleurs l'intervalle de plus grande accumulation d'évaporites du Paléozoïque et rassemble en volume 32% des accumulations d'évaporites de cette période (Zharkov, 1981, in Frakes, 1992) (Fig. 3.4).

Cependant l'extension temporelle et géographique de détail du LPIA est encore actuellement débattue. Le LPIA n'apparaît plus actuellement comme une seule période glaciaire homogène, mis plutôt comme une série de périodes glaciaires plus ou moins intenses séparées par des interglaciaires, comme l'ont montrée des études de détail des zones froides de la partie sud du Gondwana (Australie, Fielding et al,. 2008, *cf* aussi la synthèse de Isbell et al. 2003) ou des reconstitutions de paléotempératures basées sur les isotopes de l'oxygène (Korte et al., 2008). Fielding et al., (2008) reconnaissent ainsi 4 périodes glaciaires d'une durée de 1 à 8 Ma, nommées C1 à C4 au Carbonifère et 4 périodes nommées P1 à P4 au Permien, séparées par des phases interglaciaires de durées équivalentes (Fig. 3.4). Pour Fielding et al., (2008), le LPIA aurait persisté en Australie jusqu'au Guadaloupien au Permien supérieur (Fig. 3.4). Pour Isbell et al. (2003), des calottes glaciaires pérennes et de grande extension existeraient uniquement dans la partie inférieure du Cisuralien au Permien (les phases froides plus anciennes n'ayant permis que le développement de glaciers de montagnes (Fig. 3.4). De même, Limarino et al. (2014) montrent qu'en Argentine la phase glaciaire principale semble être d'âge Carbonifère supérieur, la phase post-glaciaire étant par contre bien d'âge Cisuralien (pro parte) à Guadaloupien au Permien (Fig. 3.5 d'après Lemarino et al 2014).

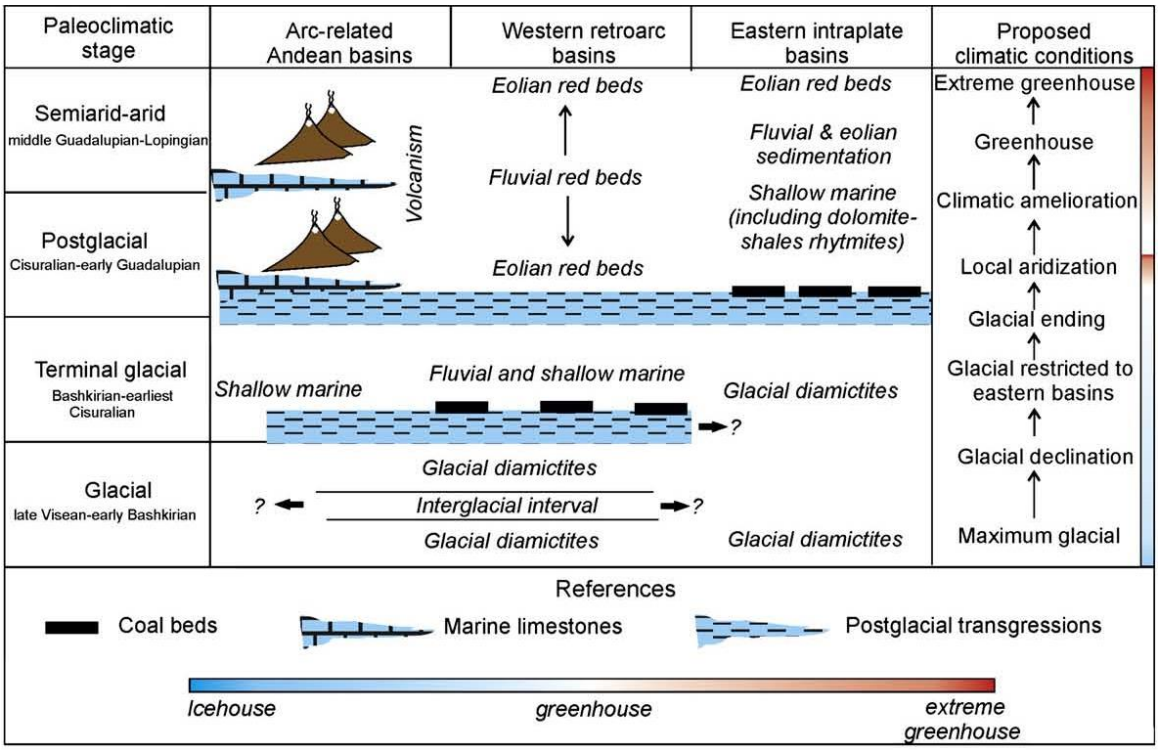


Fig. 3.5 - Représentation schématique de l'évolution du climat au Paléozoïque supérieur dans la partie méridionale des bassins d'Amérique du Sud (d'après Lemarino et al., 2014)

Se basant sur une compilation de données d'isotopes de l'oxygène mesurés sur l'apatite de conodontes collectés dans des régions de basses latitudes du sud de la Chine, aux Etats-Unis et en Iran, Chen et al., (2013) montrent qu'un réchauffement significatif est enregistré plutôt à partir du Kungurien (Fig. 3.6, d'après Chen et al 2013) (c'est-à-dire plus tardif que l'âge intra-Sakmarien généralement considéré) bien qu'une tendance légère au réchauffement existe dans les données au cours de l'Artinskien. D'après Chen et al. (2014), la phase de déglaciation terminale du LPIA aurait ainsi plutôt lieu dans la partie supérieure du Guadaloupien, et serait cohérente avec la fin de la phase glaciaire P4 de Fielding et al. (2008) (Fig. 3.4).

Les données actuelles semblent donc montrer (1) une certaine complexité du LPIA, de son enregistrement dans l'espace et le temps et (2) de possibles modulations régionales des conditions glaciaires.

L'intervalle du Carbonifère supérieur au Permien au cours duquel les séries turbiditiques du Mougodjar se déposent correspond donc à un très bel enregistrement d'une période froide de type « Icehouse » (Carbonifère supérieur-Cisuralien inférieur/intra-Sakmarien) à une période chaude de type « Greenhouse » (à partir du Guadaloupien supérieur), par l'intermédiaire d'une période de transition climatique au Cisuralien supérieur-Guadaloupien inférieur (Shen et al., 2013).

Dans ce contexte « Icehouse », un contrôle des variations du niveau marin par glacio-eustatisme, à différentes échelle de temps est envisagé. Ross and Ross (1987) documentent ainsi une série de variation du niveau marin global du Carbonifère terminal au Permien basal (Cisuralien) (Fig. 3.6) qui peuvent atteindre 160-180 m d'amplitude (Rygel et al., 2008). Ainsi, la tendance à l'approfondissement des faciès turbiditiques dans le Mougodjar enregistrée du Gzhélien à l'Assélien semble

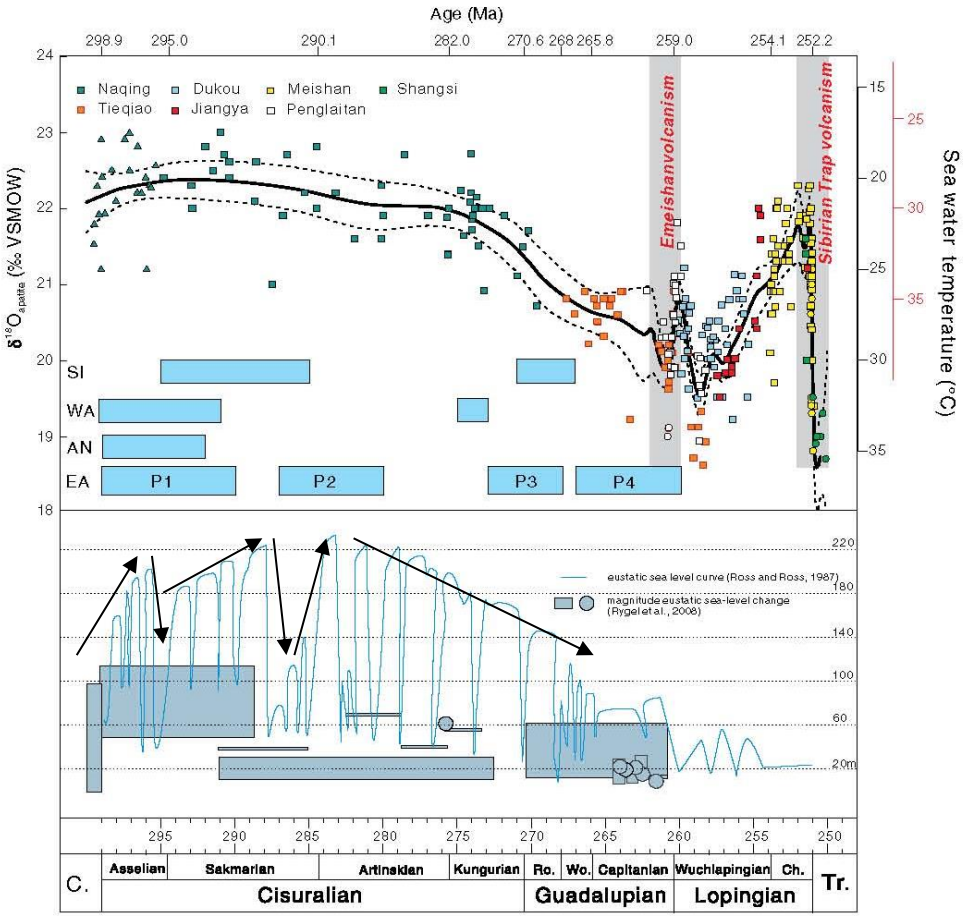


Fig. 3.6 - Comparaison des paléotempératures des eaux marines déduites de données de $\delta^{18}O$ mesurées sur des conodontes de diverses coupes de Chine du Sud avec les intervalles de glaciation inférés sur les continents Gondwana (WA : Western Australia, AN : Antarctic; EA : Eastern Australia) et Siberia (SI) selon Fielding et al. (2008c), et avec la magnitude des variations du niveau marin global inférée au cours du Carbonifère terminal et Permien (d'après Chen et al 2013)

correspondre à la tendance générale de montée du niveau marin dans ce même intervalle (Fig. 3.1). Une chute brutale du niveau marin est enregistrée à l'échelle globale au passage Asselien-Sakmarien (Fig. 3.4) qui semble marquée dans le Mougodjar par le dépôt de faciès plus grossiers dans la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C conglos) (Fig. 3.1). Le passage Sakmarien-Artinskien et la partie basale de l'Artinskien correspond à l'échelle globale à une phase transgressive, qui est suivie par une baisse du niveau marin dans la partie supérieure de l'Artinskien (Fig. 3.1). Cette évolution semble bien correspondre aux successions de faciès enregistrées par les coupes d'Aidarlyacha 4, Aidarlyacha 2013 et Aidarlyacha 5 (conglos) et Syntas 1 –qui marque le dépôt des faciès turbiditiques les plus proximaux enregistrés dans le Mougodjar, en cohérence avec la fin de la tendance régressive à l'échelle globale (Fig. 3.1 et Fig. 3.4).

En résumé, une comparaison des séquences verticales de dépôts de long terme enregistrés par les faciès turbiditiques du Mougodjar montre une similitude frappante avec les évolutions du niveau marin global au cours du Carbonifère supérieur-Permien inférieur, ces évolutions étant essentiellement sous contrôle climatique, par l'intermédiaire du glacio-eustatisme. Cette comparaison suggère que dans le Mougodjar, le contrôle des séquences turbiditiques de long terme est assuré par le niveau marin global, la tectonique de subduction ne semblant pas

mener à une distorsion notable des séquences de dépôt. De même, au moins à l'échelle de ces grandes séquences verticales de dépôt, les contrôles autocycliques semblent avoir un rôle assez mineur sur la sédimentation turbiditique.

Un contrôle tectonique semble cependant pourvoir être mis en évidence dans le Mougodjar par certaines évolutions latérales des faciès turbiditiques et des écoulements associés, comme l'approfondissement (peut-être brutal) observé du nord au sud de la zone d'étude antre le Gzhelien et le Sakmarien (au moins), et des variations des sens majoritaires des écoulements au cours de l'Artinskien.

Finalement, si l'on utilise la classification de Reading et Richards (1994), le système de dépôts du bassin Pré-Ouralien correspond à un système intermédiaire de type mud/sand- rich à sand-rich, à localement gravel-rich. Les systèmes turbiditiques observés dans ce travail sont plus proches d'un modèle à sources détritiques multiples alignées le long d'une rampe (« multiple source ramps », Reading et Richards, 1994), qui dans notre cas correspondrait à la paléocôte alignées grossièrement N-S. Des reliefs de faille, émergées ou sous-marines ont pu localement compliquer ce schéma simple, suivant le modèle de « slope apron linear source » décrit par Reading et Richards, 1994).

3.5 Interprétation de la distribution des minéraux argileux dans les séries permiennes du Mougodjar

Le but de cette partie est de discuter l'origine du signal argileux des séries turbiditiques permiennes du Mougodjar présentées au Chapitre 2. Nous avons vu qu'une diagenèse d'enfouissement marquée pouvait être écartée, et que les assemblages argileux pouvait alors être interprété en termes paléoenvironnementaux.

Cependant, au-delà de la diagenèse d'enfouissement, la distribution des minéraux argileux dans les séries sédimentaires peut refléter de nombreux contrôles sur la sédimentation, tels que le climat, des variations au cours du temps des sources d'érosion à terre. Nous ferons donc d'abord une brève présentation bibliographique des minéraux argileux et de leur distribution dans les séries sédimentaires. Puis nous présenterons les données connues sur les fluctuations climatiques au Carbonifère supérieur-Permien avant d'ouvrir la discussion sur la signification de l'enregistrement argileux dans le Mougodjar au Permien.

Les fluctuations des assemblages argileux dans les sédiments peuvent être utilisées comme marqueurs paléoclimatiques (Millot, 1964; Chamley, 1989) mais cette relation est le plus souvent indirecte et peut être modifiée par d'autres contrôles sédimentaires.

Dans la nature actuelle, il existe ainsi une relative corrélation entre les zones climatiques, la latitude, d'une part, et l'intensité de l'hydrolyse et des différentes espèces argileuses formées dans les grands types de sols mondiaux, d'autres part (Fig. 3.7, d'après Pédro, 1985; FitzPatrick, 1980; *in* Velde, 1995).

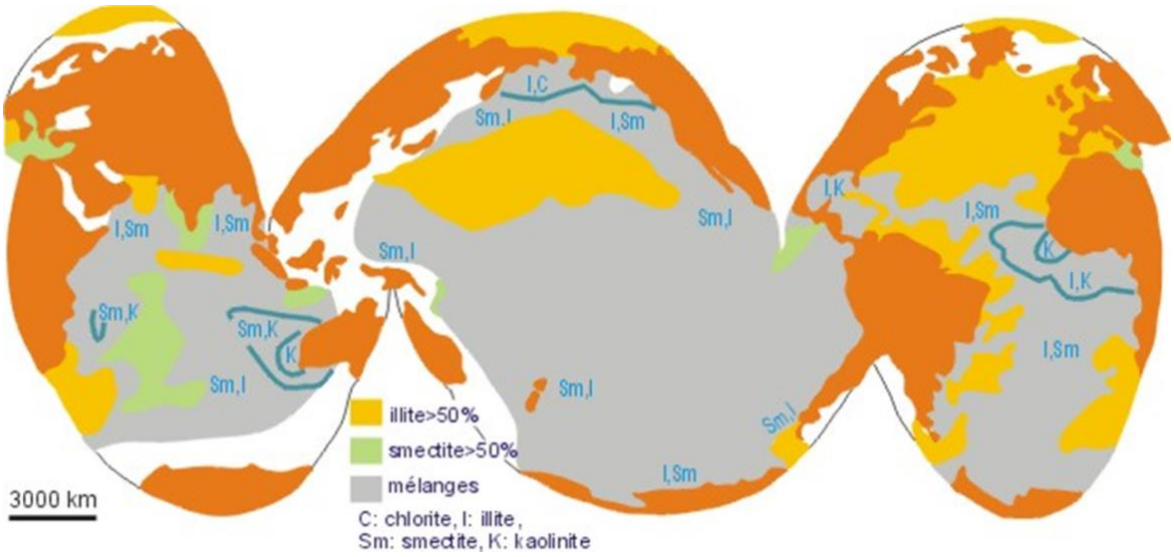


Fig. 3.7 – Distribution schématique des principaux modes d'altération à la surface du globe (d'après Pédro, 1985; FitzPatrick, 1980; *in* Velde, 1995)

Les **climats chauds et humides** équatoriaux et tropicaux humides sont marqués par une très forte hydrolyse et la formation de kaolinite, de goethite et en climat équatorial, d'hydroxydes d'aluminium et de fer comme la gibbsite ou la boehmite. Ces minéraux argileux et autres minéraux néoformés se constituent dans des sols très épais (atteignant souvent quelques dizaines de mètres d'épaisseur), comme par exemples les sols de type ferralsols ou latéritiques.

Les **climats chauds à saisons contrastées, méditerranéens ou tropicaux à saison sèche marquée** sont associés à une hydrolyse active pendant la saison humide mais un drainage faible pendant la saison sèche. Ces conditions donnent des sols peu épais, souvent calcifiés, localement riches en fer et la néoformation de smectite (pour les minéraux argileux (Fig. 3.8). De tels sols calcifiés sont appelés « calcrètes » (Paquet, 1983, Singer et Galan, 1984, *in* Chamley, 1989). Les sols typiques des climats chauds à saison contrastée sont notamment des sols noirs de type vertisols et des sols rouges de type méditerranéens.

Dans les **climats tempérés**, les sols sont d'épaisseur moyenne (quelques dizaines de centimètres à quelques mètres d'épaisseur) (Fig. 3.8). Les minéraux argileux formés sont des smectites et des interstratifiés variés, constitués de feuillets de vermiculite, smectite, illite et chlorite.

Dans les climats froids des hautes latitudes et les climats arides à semi-arides désertiques, l'altération est essentiellement physique, car l'intensité de l'hydrolyse est très faible du fait des faibles températures et de l'absence d'eau disponible pour le drainage (puisqu'elle est souvent sous forme de glace). Les sols sont minces (lithosols) et les minéraux argileux formés reflètent essentiellement la nature des roches-mères. Les minéraux argileux rencontrés peuvent donc être variés, mais dans la nature actuelle, les roches cristallines dominant sur les continents aux hautes latitudes et au niveau des tropiques (notamment en Afrique), on rencontre essentiellement l'illite et la chlorite (in Chamley, 1989) (Figs. 3.7 et 3.8). Sous les climats arides et semi-arides, localement, des minéraux évaporitiques tels que la halite et le gypse, ou des carbonates peuvent précipiter (pan d'Afrique australe par exemple et calcrètes). Dans de tels milieux, des argiles fibreuses magnésiennes telles que la palygorskite ou la sépiolite peuvent aussi se former, indiquant des environnements de sebkha (Singer, 1989).

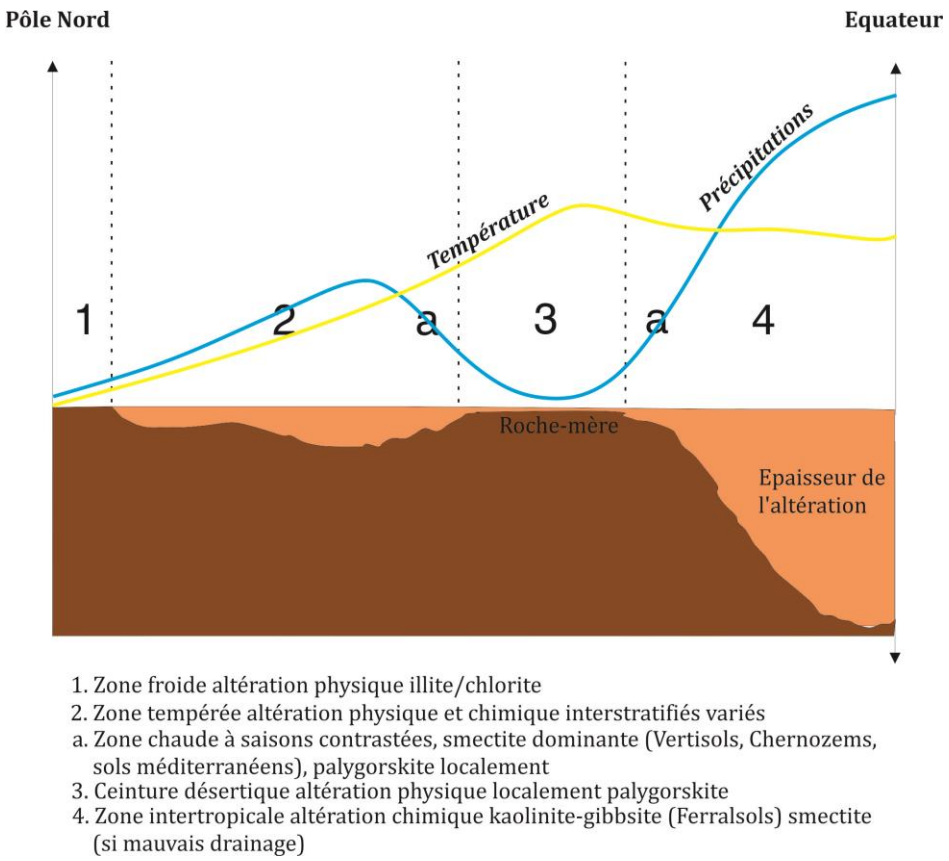


Fig. 3.8 – La distribution des minéraux argileux dans entre le Pôle Nord et l'Équateur

À grande échelle, la zonation latitudinale des différents des minéraux argileux associés aux différents types de sols se retrouve dans les sédiments océaniques actuels (Biscaye, 1965; Griffin *et al*., 1968; Rateev *et al*., 1969; Windom, 1976) (*in* Velde, 1995). Ceci valide l'utilisation des assemblages argileux identifiés dans les séries continentales et océaniques des séries géologiques anciennes pour reconstituer des paléoclimats.

Cependant d'autres contrôles que le climat peuvent influencer la distribution des minéraux argileux dans un bassin sédimentaire. Il est nécessaire de les prendre en compte pour interpréter correctement les assemblages argileux identifiés :

(1) **Tri granulométrique**

Parmi les minéraux argileux les plus fréquents dans les assemblages, les particules smectitiques sont plus petites que les particules de kaolinite ou chlorite et possèdent une meilleure flottabilité. Les smectites vont donc avoir tendance, par tri granulométrique à la transition continent-océan, à s'accumuler préférentiellement au large par rapport aux particules de kaolinite et de chlorite qui vont se concentrer relativement près de la côte. Ce processus sédimentaire peut donc modifier largement voir complètement changer un assemblage argileux donné associé à une charge détritique d'origine continentale apportée sur une côte océanique (Chamley, 1989).

(2) **Erosion de sources détritiques à terre sans lien avec un contrôle climatique**

Les minéraux argileux s'accumulant dans un bassin océanique peuvent provenir de sources détritiques très variées sur le continent, voire de paléoaltérites dont l'assemblage argileux ne reflète absolument pas le climat régnant lors du dépôt au temps t considéré (Thiry et al., 1999). En fonction des variations du niveau marin au cours du temps et/ou de variations de la physiographie de la côte, les sources à l'érosion peuvent

varier. Il est ainsi possible d'envisager un remaniement de stocks argileux lors de transgressions (Pellenard et al., 1999), la sédimention de minéraux argileux provenant de séries mésozoïques aux hautes latitudes froides actuelles (Chamley, 1989).

(3) **Contrôle tectonique**

Des périodes de forte activité tectonique peuvent entraîner des surrections et des rajeunissements de relief à terre ou en mer. Ceci peut conduire à une augmentation de l'érosion physique des reliefs favorisant par exemple des apports d'illite et de chlorite (Deconinck et Chamley, 1985 ; Chamley, 1989).

Les deux coupes étudiées dans la partie sud de notre zone d'étude (coupes d'Aidarlyacha 1 limite P-C et coupe d'Aidarlyacha 2013) permettent d'enregistrer la distribution des minéraux argileux du Gzhelien (Carbonifère) à l'Artinskien (Permien). Rappelons que le signal argileux est très stable durant cet intervalle et largement dominé par les minéraux smectitiques dans les deux coupes. L'illite, la chlorite et la kaolinite sont présentes en proportions moindres dans les assemblages argileux (Figs. 2.49 et 2.50, Chapitre 2). Ceci suggère une grande stabilité, sur une longue période (plus de 8,9 Ma, Gradstein et al., 2012) des apports détritiques argileux, et probablement, des apports détrititiques d'une manière générale. Enfin, on observe dans les deux coupes étudiées une relation entre fluctuations des proportions relatives des minéraux argileux et séquences verticales de long terme des dépôts turbiditiques. Ainsi, les intervalles plus riches en minéraux smectitiques correspondent aux faciès turbiditiques les plus fins interprétés comme des dépôts de parties les plus externes de lobes distaux, alors que les dépôts interprétés comme des parties plus internes de lobes distaux ou des lobes proximaux sont relativement plus enrichis en kaolinite et illite. En d'autres termes, les intervalles correspondant à des approfondissement des environnements de dépôts sont caractérisés par des enrichissements relatifs en smectite, alors que les intervalles associés à des baisses du niveau marin relatif sont caractérisés par des diminutions des proportions relatives de minéraux smectitiques, et des augmentations des proportions de chlorite et de kaolinite, du Gzhélien à l'Artinskien.

Nous avons vu plus haut que les grandes séquences verticales d'approfondissement/baisse du niveau marin relatif enregistrées par les dépôts turbiditiques du Mougodjar semblaient bien correspondre à des variations de long terme du niveau marin absolu au Carbonifère terminal-Permien inférieur, séquences probablement d'origine glacio-eustatiques. Ainsi, des augmentations des proportions de smectites marquent les montées du niveau marin à l'Assélien, au cours du Sakmarien et dans la partie inférieure de l'Artinskien (Figs. 2.49 et 2.50 Chapitre 2), alors que des chutes relatives des proportions de minéraux smectitiques correspondent à la partie supérieure de l'Assélien et à la partie inférieure de l'Artinskien (Figs. 2.49 et 2.50 Chapitre 2).

Si l'on considère un contrôle climatique direct sur les asemblages argileux avec formation de minéraux argileux à terre sous dépendance climatique et redistribution rapide de ce stock détritique vers le bassin, les fluctuations verticales des assemblages observés indiqueraient la mise en place de climats relativement plus secs et/ou plus froids (associés aux proportions en hausse de smectite vis-à-vis de la kaolinite) correspondant aux périodes de montée du niveau marin relatif (et donc de relatif réchauffement), alors que des climats relativement plus humides et/ou plus chauds seraient associés aux périodes de baisse du niveau marin relatif (et donc de relatif refroidissement), caractérisés par une augmentation des proportions relatives de kaolinite et une baisse des proportions de smectite. Cette interprétation ne cadre

cependant pas avec un contrôle glacio-eustatique sur le niveau marin, puisque un climat plus chaud serait enregistré en période de baisse du niveau marin.

Alternativement, les tendances minéralogiques observées pourraient refléter une érosion de différents stocks argileux à terre en fonction des variations du niveau marin. Dans ce cas, en période de baisse du niveau marin, des apports détritiques plus riches en kaolinite et chlorite, au dépend des smectites, seraient enregistrés.

Les fluctuations des minéraux argileux dans les séries permiennes pourraient aussi refléter un tri granulométrique associé à la migration de la ligne de côte sous contrôle climatique. Les smectites, plus légères, se concentreraient ainsi dans les dépôts les plus lojn de la côte en période de montée du niveau marin relatif et de réchauffement climatique (pendant un interglaciaire ?), alors que les proportions de smectite au profite notament de la kaolinite diminueraient lors du rapprochement du trait de côte associé à une baisse du niveau marin relatif en contexte de refroidissement (en période glaciaire ?).

Si un **contrôle climatique direct** sur les variations minéralogiques enregistrées dans le permien du Mougodjar ne semble pas être cohérent au vu des données, il est donc probable qu'un **contrôle climatique indirect** a joué, par l'intermédiaire des variations du niveau marin en période Icehouse, soit sous l'effet d'érosion de stocks minéralogiques variés à terre, soit sous l'effet d'un tri granulométrique des particules argileuses.

3.6 Enrichissement en carbone organique et turbidites : l'exemple de la coupe d'Aidarlyacha 2013

Nous avons vu (Chapitre 2) que les COT oscillent entre 0,7% et 4% dans la coupe d'Aidarlyacha 2013. Les valeurs de COT, correspondant à une matière organique majoritairement terrestre, présentent de plus des tendances nettes, regroupées en une série de 3 cycles de court terme emboîtés dans un cycle de long terme (Fig. 2.48 chapitre 2 et Fig. 3.9). Globalement, les intervalles aux plus faibles COT correspondent aux dépôts des sédiments argilo-silteux les plus fins, alors que les intervalles présentant de plus forts COT sont associés aux dépôts plus grossiers, souvent dominés par des bancs silto-gréseux (Fig. 3.9). Les variations cycliques de COT peuvent donc être placées directement en regard de l'interprétation séquentielle proposée sur les dépôts turbiditiques de la coupe d'Airdarlyacha 2013 (Fig. 3.9), les trois cycles de COT de court terme correspondant aux trois cycles séquentiels de court terme, dans lesquels les pics de COT soulignent les dépôts les plus profonds et les plus faibles valeurs de COT soulignent les minima du niveau marin relatif. Ceci suggère que la matière organique d'origine terrestre est plus concentrée dans les faciès sableux proximaux, probablement mieux connectés au littoral et aux terres émergées, et relativement diluée dans les faciès plus fins et plus distaux. Cet état de fait résulte probablement d'un **effet de source**, les apports sableux les plus grossiers étant initialement enrichis en carbone organique d'origine terrestre, sans doute doublé d'un effet de **tri granulométrique,** les particules organiques organiques terrestres, souvent de taille millimétrique à centimétrique dans cette coupe, et donc assez lourdes, étant plutôt transportées avec la fraction silto-sableuse.

L'efficacité des systèmes turbiditiques pour transporter la matière organique terrestre du continent aux environnements sous-marins profonds est bien documentée

(cf par exemple Baudin et al., 2010 ; Stetten et al., 2015, Schnyder et al., soumis). Dans certains cas, une matière organique terrestre exceptionnellement et délicatement bien preservée peut même être transportée sans dommage jusqu'à plus de 800 km des côtes et jusqu'à 5000 m de profondeur (Stetten et al., 2015 ; Schnyder et al., soumis). Les processus contrôlant le transport, la distribution de la matière organique terrestre du littoral vers le large, et sa teneur finale dans les sédiments turbiditiques marins sont variés (Baudin et al., 2010 ; Baudin et al., in press ; Biscarra et al., 2011 ; McArthur et al., 2016a, 2016b ; Schnyder et al., soumis). On peut par exemple noter :

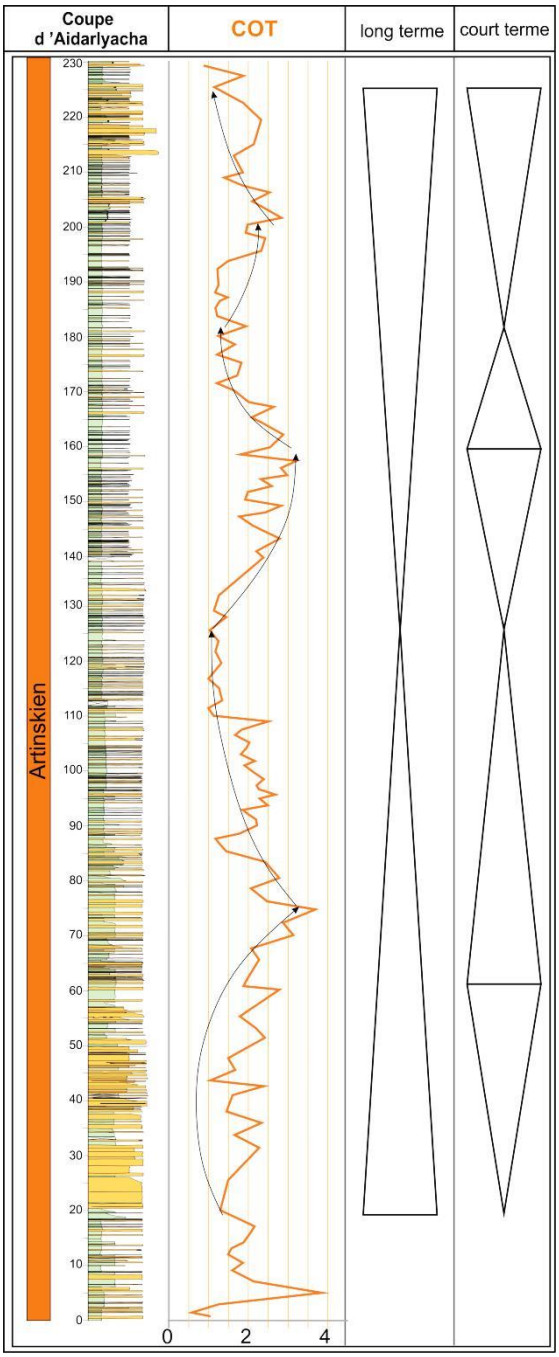


Fig. 3.9 – Cyclicité de la distribution de matière organique et les séquences au long et court terme de la coupe d'Aidarlyacha 2013

-**Des effets de dilution de la charge organique par la charge détritique minérale**. Ainsi, Biscarra et al. (2011) ont montré que dans le système turbiditique moderne de l'Ogooué en Afrique de l'Ouest, des concentrations importantes de matière organique, atteignant 14% de COT, se rencontrent dans les turbidites localisées sur la pente continentale en dehors du canyon principal de Cape Lopez, alors que les COT sont faibles dans le canyon lui-même et ses lobes associés (COT de l'ordre de 0,5%). Ces auteurs ont attribué cette différence d'enrichissement en carbone organique à une dilution vis-à-vis de la matière organique due aux forts apports détritiques minéraux dans le canyon principal et les lobes qu'il nourrit. Ce type de phénomène peut aussi être enregistré à plus petite échelle, par exemple à l'échelle de chenaux sableux qui sont systématiquement moins riches en carbone organique que leurs levées dans l'éventail turbiditique profond du Congo entre 4000m et 5000m de fond (Baudin et al., 2010).

-**Un effet de concentration de la matière organique terrestre due à une rupture de charge en position distale d'un système turbiditique**. Ainsi, dans l'éventail sous-marin moderne profond du Congo, la concentration en matière organique des sédiments turbiditiques augmente progressivement vers l'aval des systèmes chenaux/levées et atteint sa valeur maximale dans les faciès de lobes les plus distaux, lorsque les pentes sous-marines s'horizontalisent (Baudin et al., 2010 ; Baudin et al., in press). Ce phénomène est interprété comme un

transport continu des matières organiques terrestre dans les systèmes chenaux/levées, puis son accumulation préférentielle en position terminale vers els lobes distaux, lorsque la chute des vitesses des courants de turbiditié, associée à la rupture de pente, entraine un relargage préférentiel de la matière organique terrestre transportée.

-**Des phénomènes de tri hydraulique des particules organiques suivant leur densité relatives**. Des études de palynofaciès dans des systèmes turbiditiques anciens (McArthur et al., 2016 a et b) et dans un système turbiditique moderne (Schnyder et al., soumis) ont montré que les particules organiques transportées dans les chenaux turbiditiques pouvaient subir un tri par densité. En effet, les courants de turbidité sont généralement considérés comme pouvant être stratifiés par densité, la partie basale du flux étant concentrée et la partie supérieure plus diluée (Hansen et al., 2015; Kane and Hodgson, 2011; Mulder et al., 1997). La partie la plus grossière du flux tend à se confiner dans les chenaux, alors que la partie la plus diluée et la moins dense tend à se déposer en panache sur les levées distales (Hansen et al. 2015). Un même tri hydraulique s'agissant des particules organiques a été observé par MacArthur et al., 2016, a et b, et Schnyder et al., soumis), les particules les moins denses (comme par exemple les palynomorphes) se concentrant relativement sur les levées, alors que les particules organiques les plus denses (comme par exemple les fragments de bois fossiles) se concentrant dans les chenaux turbiditiques.

Dans notre cas des séquences turbiditiques du Permien du Mougodjar, il semble qu'aucun des effets discutés au-dessus ne semble contrôler majoritairement la distribution de la matière organique terrestre. Les concentrations relatives en carbone organique répondent visiblement plutôt à **un simple modèle amont/aval**, où la matière organique d'origine terrestre est plus concentrée lorsque l'on est plus proche des sources et plus proche du continent, c'est-à-dire dans les dépôts turbiditiques les plus grossiers dans la coupe d'Aidarlyacha 2013, correspondant à des flux turbiditiques plutôt proximaux.

3.7 Distribution de la matière organique au Dévonien et Carbonifère

Rappelons (Chapitre 2) que nous avons analysé trois coupes d'âge Dévonien et Carbonifère en pyrolyse Rock-Eval :

-La coupe d'Oisylkara d'âge Givetien supérieur-Frasnien inférieur (Abdulin et al., 1977) qui présente des COT allant de 0,7 à 4,08% (COT moyen=1,7 %) et des IH variant entre 200 à 350 mgHC/gTOC (IH moyen=278);

-La coupe de Kiya d'âge Famennien supérieur (Korobkov et al., 2012), qui présente des COT allant de 2,34 à 20,06 % (COT moyen = 10,9%) et des IH évoluant entre 200 mgHC/gCOT et 500 mg HC/gCOT (IH moyen=387);

- La coupe de Schyntemir d'âge Carbonifère (Viséen supérieur-Serpukhovien, Korobkov et al., 2012) qui montre des COT compris entre 2,14 et 9,65 % (COT moyen= 4,2 %) et des IH variant entre 210 mg d'HC/g COT et 562 mg d'HC/g COT (IH moyen=313).

Ces trois coupes présentent des lithologies assez voisines correspondant à des lits radiolaritiques alternant avec argilites siliceuses et des argilites souvent riches en matière organique. La matière organique est essentiellement de Type II (matière organique marine). Les enrichissements organiques sont conséquents voire même majeurs (atteignant jusqu'à 20% de COT au Famennien supérieur, coupe de Kiya). Les sédiments radiolaritiques d'âge Dévonien et Carbonifère du Mougodjar montrent des

flux jusqu'à 20 fois supérieur, ce qui suggère une forte paléoproductivité marine de surface et/ou une anoxie ou dysoxie au moins partielle de la colonne d'eau. L'omniprésence de lits radiolaritiques dans les mêmes faciès suggère aussi l'existence d'une assez forte paléoproductivité, car la prévalence du plancton radiolaritique indique souvent de fortes productivité de surface, qui peuvent être liées par exemple à un dépôt au droit de la bande équatoriale ou au développement d'upwellings.

Ces données suggèrent donc une certaine pérénnité, au cours du Dévonien et d'une partie du Carbonifère, de conditions de fortes paléoproductivité de surface probablement associées à une dysoxie/anoxie de toute ou partie de la colonne d'eau. Ces conditions paléoenvironnementales sont enregistrées de -382,7 Ma (limite Givetien/Frasnien, Coupe d'Oisylkara, Gradstein et al., 2012) jusqu'à -358,9 Ma (limite Dévonien/Carbonifère, Gradstein t al., 2012), et ont perduré, au moins de manière épisodique, jusqu'à la limite Viséen-Serpukhovien au Carbonifère (-330,9 Ma, Gradstein et al., 2012). Au Dévonien l'océan Oural se présente comme une étroite bande allongée suivant un axe NW-SE (Filippova et al., 2001) une situation paléogéographique qui a pu conduire à une certaine restriction de la circulation océanique sur les marges NW de la Paléo-Téthys, produisant une mauvaise oxygénation de la colonne d'eau. Cette situation de relatif isolement du bassin a pû s'accentuer au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, alors que la convergence de l'est de l'Europe vers le Kazakhstan a entrainé une collision sur les marges sud de l'océan Oural, conduisant à une relative fermeture de cette partie sud (Filippova et al., 2001). L'enrichissement constant en matière organique marine des sédiments dévoniens et Carbonifère inférieur dans la zone étudiée pourrait donc au moins partiellement s'expliquer par une mauvaise oxygénation de la colonne d'eau associée au relatif isolement du bassin.

Cependant, les océans dévoniens ont été plus généralement le siège d'une série d'événements anoxiques océaniques (OAEs), qui peuvent être documentés parfois jusqu'à l'échelle globale (House et al., 2002). Sur la figure (3.10), les rectangles noirs indiquent ainsi des facies caractérisés par le développement au moins local, de conditions périodiques dysoxiques à anoxiques. Cette période est en cela assez comparable au Crétacé, où de nombreux OAE sont enregistrés, en période de haut niveau marin et sous un climat de type greenhouse généralement chaud (e.g., Leickie et al., 2002). Le Dévonien présente les mêmes caractéristiques de climat généralement chaud de type greenhouse, avec de faibles gradients latitudinaux, associé à un haut niveau marin et à un grand développement de plate-formes carbonatées à stromatopores et coraux. Il est clair que ce contexte général a aussi favorisé la préservation de la matière organique sur les fonds marins du Mougodjar. Enfin, il est intéressant de constater que la plus forte accumulation de matière organique marine est observée dans le Mougodjar au Famménien supérieur, un intervalle qui contient notamment l'évènement Hangenberg (Fig. 3.10), un des OAEs majeurs du Dévonien. Il est ainsi possible que l'évènement Hangenberg soit enregistré dans la coupe de Kiya, exacerbant un contexte déjà marqué par une circulation océanique restreinte et conduisant au plus fort enrichissement en COT observé dans le Mougodjar. Cependant, l'état actuel des données biostratigraphiques dans el Mougodjar ne permet pas d'assurer l'équivalence avec la zone à conodonte à praesulcata, qui contient l'évènement Hangenberg dans sa partie supérieure (Fig. 3.10). Des enrichissements organiques ponctuels, associés à une sédimentation radiolaritique ont aussi été documentés dans la partie nord de l'Oural à la limite Frasnien-Faménnien (House et al., 2000 ; Yudina et al., 2002).

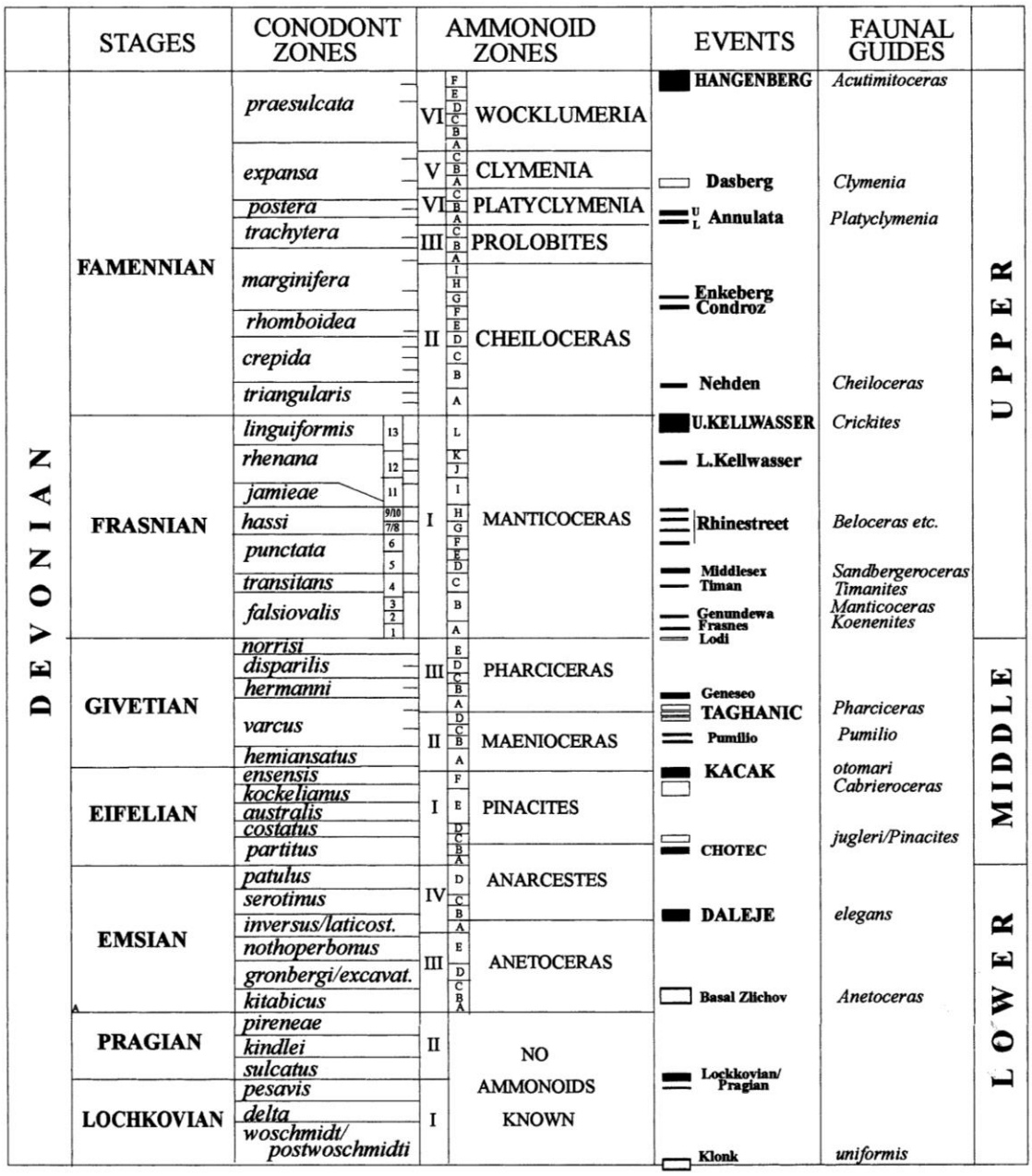


Fig. 3.10 - Tableau montrant la succession des principales crises d'anoxie ou de dysoxie des océans reconnues dans le Dévonien. D'après House et al. (2002) et Klapper and Becker (1999)

CHAPITRE 4 – ETUDE DES DONNEES DE SUB-SURFACE (OURAL MERIDIONAL)

La région d'Actobé a été jusqu'à présent peu explorée du point de vue des études de sub-surface. Aucune campagne sismique n'y a été effectuée et les forages sont rares et/ou anciens. Par contre nous disposons de données de sub-surface abondantes au nord en Russie méridionale dans la région d'Orenbourg et au sud du Mougodjar au Kazakhstan grâce au permis de Temir détenu par Total (Fig. 4.1).

Le travail présenté ici relève d'une étude principalement structurale réalisée à partir des lignes sismiques et des puits disponibles. Les données de sub-surface nous ont également permis d'obtenir des éléments sur la stratigraphie du Paléozoïque supérieur par l'intermédiaire des logs de forages. La géométrie des séries turbiditiques à l'échelle du bassin d'avant pays a également pu être déterminée. Ce sont ces données de sub-surface qui nous ont permis de proposer un modèle d'évolution du bassin du Dévonien au Permien présenté au chapitre 2.4.

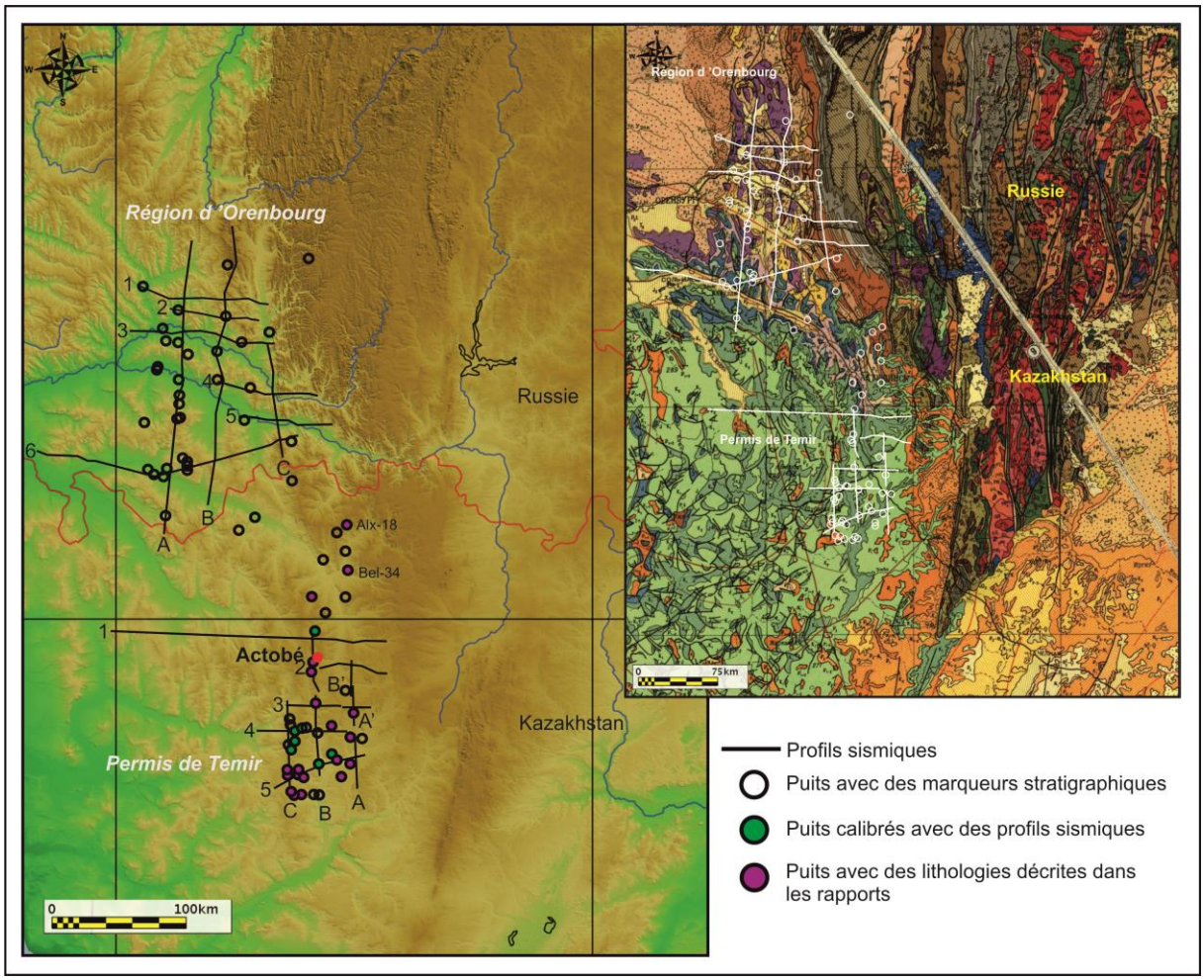


Fig. 4.1 - Plan de position de l'ensemble des lignes sismiques régionales et des puits utilisés dans ce travail. Dans la région d'Actobé seuls quelques puits anciens sont disponibles à l'est et au nord-ouest et il n'existe aucune ligne sismique disponible. Les données de sub-surface sont essentiellement localisées au nord et au sud (région d'Orenbourg et de Temir

4.1 Base de données et méthodes

La localisation des données de sub-surface disponibles, lignes sismiques et puits, est présentée sur la figure 4.1. Il apparait clairement que ces données sont essentiellement localisées au nord et au sud de notre zone d'étude. Dans cette dernière, les données de sub-surface sont rares et essentiellement constituées de forages anciens. Par contre, les deux régions situées au nord et au sud de la région d'Actobé sont abondement pourvues en données de sub-surfaces car elles ont fait l'objet de campagnes d'exploration pétrolière. Il s'agit des régions d'Orenbourg en Russie méridionale, située juste au nord de la frontière russo-kazakh, et de Temir située au Kazakstan au sud du Mougodjar (Permis de Temir).

D'un point de vue structural, la majorité des lignes sismiques et des puits sont situés dans le bassin d'avant-pays Pré-Ouralien. Au nord, en Russie, les profils sismiques traversent tout le bassin d'avant-pays, y compris à l'est la zone des plis frontaux de l'Oural. La chaîne de l'Oural affleure à l'est de cette région permettant de corréler partiellement les données de sub-surface avec les données stratigraphiques et structurales issues des travaux de terrain. Par contre, au sud la chaîne paléozoïque est enfouie sous les séries méso-cénozoïques. De plus, dans le permis de Temir les profils sont surtout localisés dans la partie occidentale du bassin d'avant-pays, la moins déformée du bassin.

4.1.1 Les campagnes sismiques

L'objectif des campagnes sismiques est d'obtenir le maximum de données permettant de construire des modèles du sous-sol et de positionner des forages. Comme nous l'avons vu, plusieurs campagnes d'exploration pétrolière ont été réalisées au sud et au nord du Mougodjar (Fig. 4.1). Ces campagnes sont dues à l'intérêt pétrolier de ces régions. En effet, les territoires contigus aux zones explorées sont de riches provinces pétrolières. Elles sont situées au nord du Bassin Pré-Caspien au Kazakhstan et dans le bassin d'avant-pays ouralien en Russie. Par exemple, les gisements de Rozhdestvenskoe, Terektinskoe, Uzhno-Orenbourgskoe et Starokluchevskoe sont situés dans le bassin d'avant-pays Pré-Ouralien dans la région d'Orenbourg. Les gisements de Zhanazhol, Kenkiyak, Alibekmola et Kozhasai, localisés au sud et à l'ouest du permis de Temir dans le Bassin Pré-Caspien, sont exploités à proximité de la zone d'acquisition des données sismiques.

Au nord, dans la région d'Orenbourg en Russie méridionale, un large éventail de données sismiques issues de campagnes réalisées depuis les années 90 est accessible. Les méthodes d'acquisition de ces campagnes ne sont pas connues en détail. Ces sont généralement des campagnes sismiques monotrace dont les profils, bien que de mauvaise qualité, ont l'avantage de combler le manque de données dans cette région. La pénétration de ses profils étant faible, le socle acoustique n'est pas toujours observable. Ces données nous ont néanmoins permis d'étudier les structures et de préciser la stratigraphie de la colonne sédimentaire.

Les campagnes sismiques sur le permis de Temir ont été effectuées entre 1978 et 1994 en plusieurs étapes. L'acquisition des données a été réalisée par « Elf Neftegaz Kazakhstan » (ENGK) et par « GECO-PRAKLA » pour le compte d'ENGK. Au total 17531 km de lignes sismiques ont été tirées sur le permis de Temir (Fig. 4.2). Un

retraitement ultérieur des données s'est traduit d'une façon générale par une nette amélioration de la qualité des résultats. L'objectif de ce retraitement était essentiellement d'obtenir de bonnes réflexions au niveau des séries anté-salifères (à des profondeurs de l'ordre de 2 à 4 secondes temps double). Cette amélioration s'est néanmoins effectuée au détriment de la qualité des images des séries superficielles post-salifères (longue distance entre traces consécutives, de 50 m dans la grande majorité des cas).

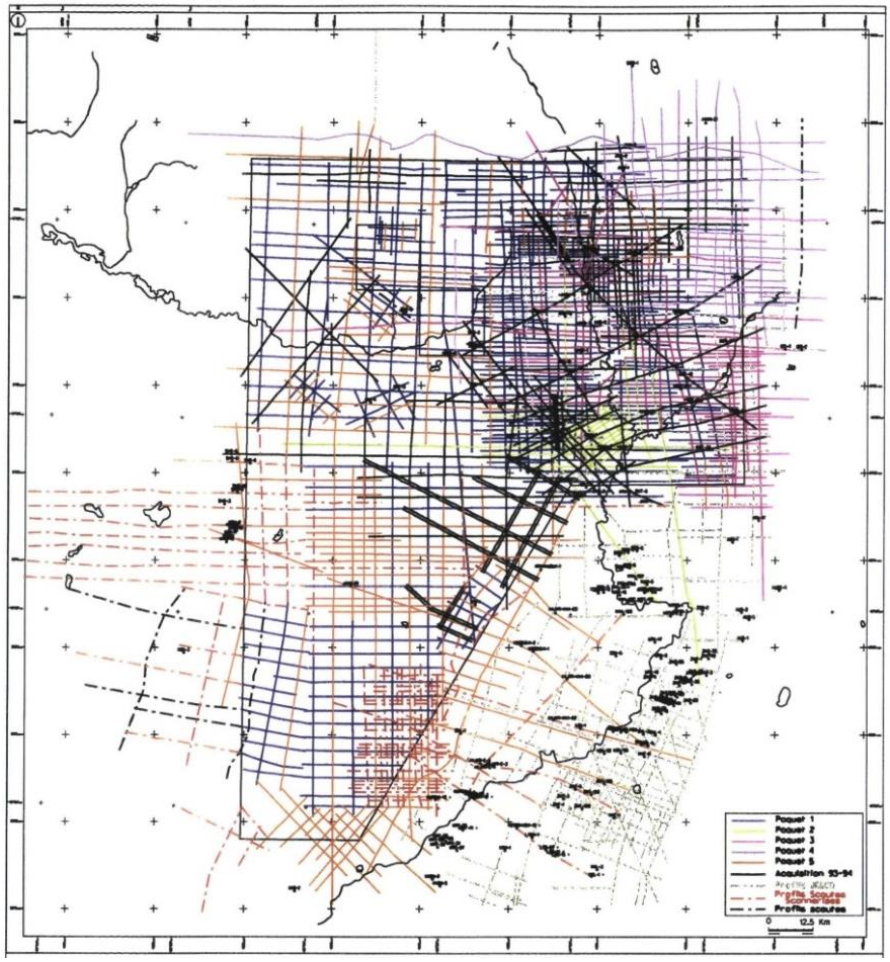


Fig. 4.2 - Plan des lignes sismiques du permis de Temir. Les données ont été essentiellement acquises entre 1978 et 1994

4.1.2 Base de données de sismique réflexion

La prospection sismique est une méthode de mesure indirecte qui permet de visualiser les structures en profondeur grâce à l'analyse des échos issus de la propagation dans le sous-sol d'une onde sismique provoquée. Ces échos sont générés par les hétérogénéités du sous-sol et se manifestent par la présence de réflecteurs sur les enregistrements. La sismique réflexion étudie la réflexion d'ondes sismiques aux interfaces entre les couches géologiques. Le temps d'arrivée de l'écho permet de situer dans l'espace la position d'un réflecteur et l'amplitude apporte des informations indirectes sur certains paramètres physiques.

Après un traitement adapté, les données sismiques nous donnent une image de la structure du sous-sol, ainsi que des informations sur sa nature. Les données sismiques

représentent des mesures avec une bonne couverture spatiale sur l'ensemble de la zone étudiée (ou prospect). Leur utilisation est couramment mise en avant lors de la construction de l'enveloppe géométrique d'un modèle réservoir.

Les données géophysiques utilisées dans cette étude sont issues d'une compilation de la base de données de TOTAL et de rapports non publiés. Les données sismiques ont été exploitées dans un premier temps en grande partie sur papier, puis dans un second temps via le logiciel d'interprétation sismique de TOTAL « SISMAGE™ ». Au total 52 lignes sismiques (dont 23 sont des lignes composites) ont été étudiées dans ce travail. 14 de ces lignes sont localisées au nord en Russie et 38 au sud dans le permis de Temir au Kazakhstan. La longueur totale des profils interprétés est d'environ 3160 km.

4.1.3 Base de données de forage

Les 86 forages utilisés pour l'interprétation sismique et stratigraphique sont localisés sur la figure 4.1. La liste des puits utilisés est présentée sur le tableau 4.1. Les données de puits sont significativement différentes selon les zones.

Au nord, dans la région d'Orenbourg (par la suite appelée « partie Nord »), nous disposons de puits avec des marqueurs stratigraphiques. Ces données, d'origine biostratigraphique, ont été utilisées pour dater et corréler les réflecteurs des profils sismiques. Dans ce secteur 33 forages proches des lignes sismiques ont été utilisés sur un total de 240 disponibles. Tous sont situés dans le bassin d'avant-pays. La profondeur des forages oscille en majorité entre 4000 m et 5000 m. Plusieurs réflecteurs ont dû être recalés manuellement sur la sismique en raison de décalages verticaux.

Au sud, dans le permis de Temir, nous avons utilisé des données de puits non publiées issues du rapport ELF NEFTEGAZ KAZAKHSTAN de 1995. Nous avons également utilisé les puits disponibles dans le projet « SISMAGE™ ». Ces données apportent de nombreuses informations (datations biostratigraphiques, données pétrologiques, diagraphies, log). 53 puits sur 287 disponibles ont été étudiés. La profondeur de ces puits varie généralement entre 3500 m et 5000 m.

Les données de forage ont notamment permis d'associer une formation, ou une lithologie, à un faciès sismique donné et d'effectuer la calibration avec les profils sismiques disponibles. Les principales séquences stratigraphiques et sédimentaires observées en sismique ont été caractérisées à partir des informations issues de ces puits. 20 puits sur les 52 forés au Kazakhstan ont atteint les faciès du Carbonifère. Seulement quatre puits ont atteint le Dévonien, dont trois dans la région d'Actobé et un dans le permis de Temir.

N°	Nom du puits	Marqueurs stratigraphiques	N°	Nom du puits	Marqueurs stratigraphiques
Puits de la Russie (région d'Orenbourg)			41	Akkuduk-7	Serpoukhovien- Bashkirien (C_{1-2})
1	Activnaya-70	Artinskien (P_1)	42	Akkuduk-8	Bashkirien-Carb. inf.
2	Akobinskaya-172	Bashkirien (C_2)	43	Akkuduk-9	Bashkirien (C_2)
3	Beloserskaya-630	Ordovicien	44	Akkuduk-10	Asselien-Sakmarien (P_1)
4	Berdinskaya-87	Bashkirien (C_2)	45	Akkuduk-19	Bashkirien-C_1.
5	Carasaiskaya-60	Kungurien (P_1)	46	Akkuduk-East-7	Permien inf.
6	Caravanskaya-167	Artinskien (P_1)	47	Akkuduk-Nord-9	Permien inf.
7	Caravanskaya-168	Sakmarien (P_1)	48	Akkum-1	Viséen (C_1)
8	Choubinskya-201	Artinskien (P_1)	49	Akkum-2	Viséen (C_1)
9	Choubinskya-202	Artinskien (P_1)	50	Akkum-3	Viséen (C_1)
10	Dongoliouskaya-210	Artinskien (P_1)	51	Alexandrovskaya-18	Famenien (D_3)
11	Kaskinovskaya-41	Visean (C_1)	52	Aransai-1	Sakmarien (P_1)
12	Maikskaya-2	Emsien (D_1)	53	Aransai-2	Bashkirien (C_2)
13	Nagoumanovskaya-504	Bashkirien (C_2)	54	Baizharik-26	Sakmarien (P_1)
14	Nagoumanovskaya-506	Bashkirien (C_2)	55	Baktygaryn-1	Effelien (D_3)
15	Nagoumanovskaya-520	Asselien (P_1)	56	Baktygaryn-2	Kungurien (P_1)
16	Oktobrskaya-106	Emsien	57	Baktygaryn-3	Carbon m-inf. (C_{1-2})
17	Orenbourskaya-108	Bashkierien (C_2)	58	Baktygaryn-4	Bashkirien (C_2)
18	Predouralskaya-106	Emsien (D_1)	59	Baktygaryn-5	Viséen (C_1)
19	Predouralskaya-107	Artinskien (P_1)	60	Baktygaryn-6	Carbinifère inf.
20	Predouralskaya-117	Kazimovien (C_3)	61	Baktygaryn-North37P	Artinskien-Sakmarien (P_1)
21	Razdolskaya-181	Artinskien (P_1)	62	Belogorskaya-1	Frasnien (D_3)
22	Rozhdestvenskaya-234	Bashkirien (C_2)	63	Belogorskaya-34	Givetien (D_2)
23	Sloudogorskaya-640	Ordovicien	64	Bestamak-30	Artinskien (P_1)
24	Sovkhoznaya-5	Givetien (D_2)	65	Borlinskaya-1	Sakmarien (P_1)
25	Spaskaya-2	Kungurien (P_1)	66	Dzhurun-27	Sakmarien (P_1)
26	Starokliouchevtskay-115	Bashkirien (C_2)	67	Hagornaya-1	Kungurien (P_1)
27	Starokliouchevtskay-121	Silurien	68	Karatusai-1_bis	Artinskien (P_1)
28	Sviridovskaya-83	Artinskien (P_1)	69	Lakkargan-32	Viséen (C_1)
29	Tchebenkovskaya-103	Artinskien (P_1)	70	Ostansuk-11	Asselien (P_1)
30	Terektinskaya-176	Bashkirien (C_2)	71	Ostansuk-12	Asselien-Sakmarien (P_1)
31	Terektinskaya-178	Bashkirien (C_2)	72	Ostansuk-13	Artinskien-Sakmarien (P_1)
32	Verchinoskaya-501	Emsien (D_1)	73	Ostansuk-38	Artinskien-Sakmarien (P_1)
Puits du Kazakhstan (régions d'Actobé et de Temir)			74	Pasmurnaia-1	74
33	Akkemir-1	Asselien (P_1)	75	Petropavlovskaya-North3	Gzhelien-Kasimovien (C_3)
34	Akkemir-2	Asselien-Sakmarien (P_1)	76	Sambai-1	Bashkirien (C_2)
35	Akkemir-3	Asselien (P_1)	77	Shyrak-1	Permien inf.
36	Akkemir-4	Bashkirein ? (C_2)	78	Zhanginskaya-22	Asselien (P_1)
37	Akkemir-31	Asselien (P_1)	79	Zharyk-1	Asselien-Sakmarien (P_1)
38	Akkuduk-1	Bashkirien-Carb. inf.	80	Zhilansaid-P-30	Permien inf.
39	Akkuduk-4	Sakmarien (P_1)	81	Zhusan-1	Serpukhovien -Bashkirien (C_{1-2})
40	Akkuduk-5	Bashkirien-Carb. inf.	82	Zhylyanskaya-3	Sakmarien (P_1)

Puits sans lithologie, existe dans SISMAGE uniquement avec des marqueurs stratigraphiques
Puits calibrés avec des profils sismiques
Puits avec des lithologies disponibles dans SISMAGE
Puits décrits dans le rapport

P_1 – Permien inf. ; **$C_{1,2,3}$** – Carbonifère inf., moyen, sup. ; **$D_{1,2,3}$** – Dévonien inf., moyen, sup.

Tableau 4.1. Liste des puits utilisés (régions d'Orenbourg et de Temir)

4.1.4 Calibration de la sismique

Les informations déduites des données de puits (diagraphie) sont utilisées pour calibrer la sismique. La calibration des profils sismiques à l'aide de puits de calage sismique est une étape importante de ce travail. Elle nous permet d'obtenir des données géologiques (stratigraphie, lithologie, profondeur) avec une bonne précision.

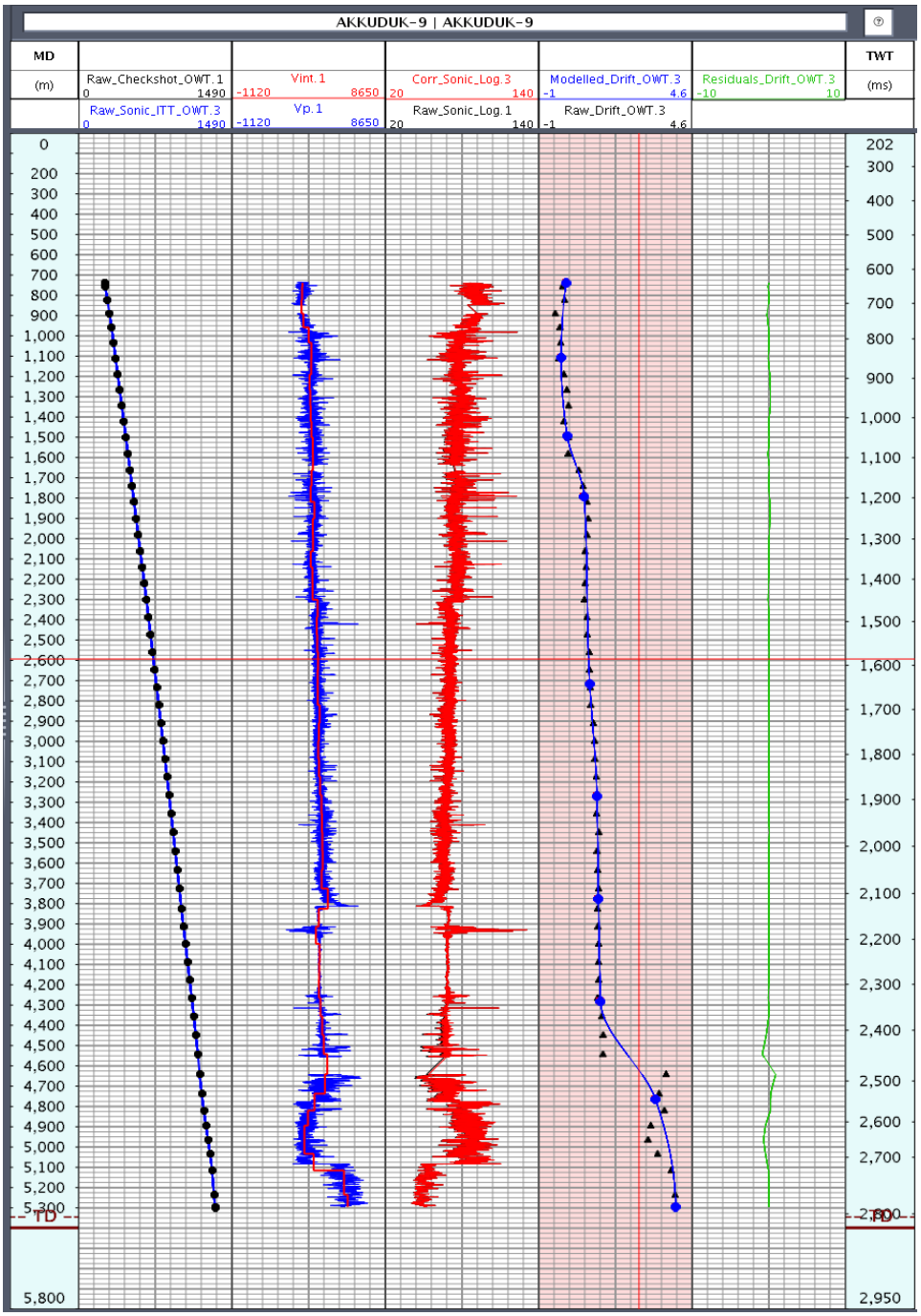


Fig. 4.3 - Correction du log sonique (exemple du puits Akkuduk-9)
Colonnes : de gauche à droite (1) Checkshot brut (Raw Chechshot), (2) Vitesse d'intervalle (Vp), (3) Log sonique corrigé qui comporte deux diagraphies, rouge et noir, qui devraient être reliés au maximum, (4) Correction manuelle du log sonique

Une calibration des puits disponibles a pu être effectuée dans le permis de Temir. Sept puits sont été utilisés pour la calibration (Fig. 4.1) : Akkemir-4, Akkuduk-7, Akkuduk-9, Akkuduk-19, Lakkargan-32, Ostansuk-13 et Sambai-1. Dans tous les cas ces puits ont été reliés aux profils les plus proches. L'exemple du puits Akkuduk 9 est présenté sur la figure 4.3.

La calibration se déroule en plusieurs étapes :

- Correction du log sonique ;
- Estimation du log d'impédance en utilisant les logs soniques et de densité ;
- Calcul d'un sismogramme synthétique.

Le log sonique (**sonic log**) est une méthode de diagraphie de vitesse destinée à mesurer en chaque point le long du trou de forage la vitesse instantanée (c'est-à-dire la vitesse d'une couche amplement mince) de propagation des ondes sismiques dans les roches traversées par un forage. Cette mesure s'effectue à l'aide d'une sonde spéciale composée d'un système émetteur-récepteur qui enregistre d'une manière continue en profondeur, le temps de parcours de l'onde acoustique (de fréquence 10-40 kHz) générée par les ou l'émetteur(s).

Sa correction et son recalage sont effectués à l'aide d'un profil sismique vertical (PSV) obtenus par sismosondage (Fig. 4.3). Une fois corrigé, le nouveau log sonique permet d'établir par intégration une nouvelle loi temps-profondeur qui permet de convertir le log sonique en enregistrements en fonction du temps et de calculer un sismogramme synthétique.

Ensuite, la calibration consiste à estimer le log d'impédance fournie par les diagraphies soniques corrigées et la densité. Cette opération s'effectue grâce au logiciel « SISMAGE™ » (Fig. 4.4).

En raison des variations géologiques, la distribution en impédance sur le profil sismique n'est pas égale à la distribution d'impédance du puits. C'est pour cette raison que pour la calibration des calculs ultérieurs sont nécessaires. Ces calculs sont réalisés à l'aide du module d'estimation d'ondelette intégré dans le logiciel « SISMAGE™ ». Ce logiciel permet de transformer les sections sismiques en sections d'impédance acoustique en trois étapes.

Première étape : estimation statistique du spectre d'amplitude du signal et du bruit aléatoire, et obtention d'une ondelette à phase nulle à partir de données sismiques (Fig. 4.5) ;

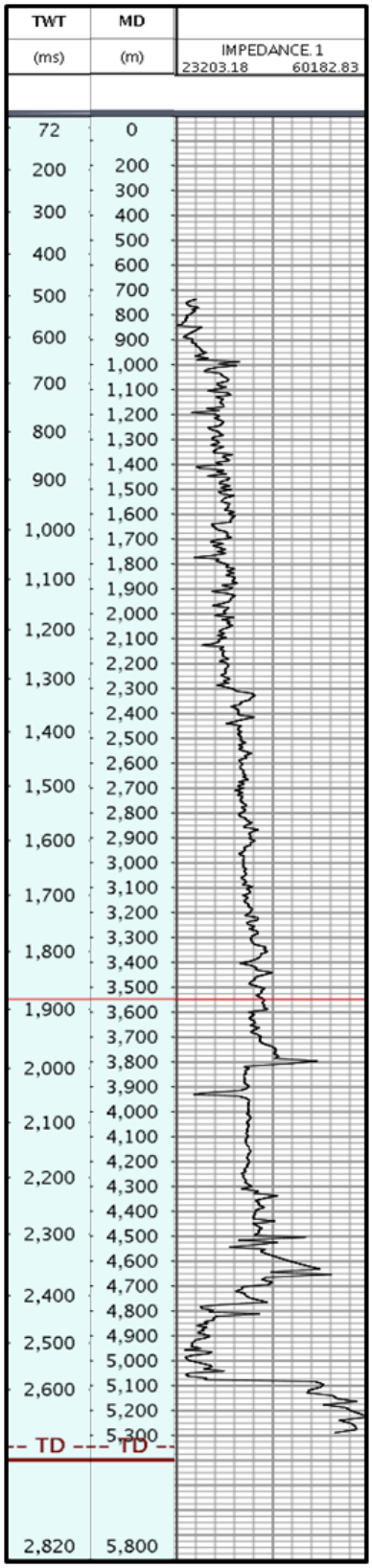


Fig. 4.4 – Log d'impédance obtenu à partir des diagraphies de puits

Deuxième étape : filtrage du log d'impédance fourni par les diagraphies dans la bande passante sur la surface de la sismique, et calcul ;

Troisième étape : modification de la forme de l'ondelette par rotation de phase pour obtenir un sismogramme synthétique optimal assurant la meilleure corrélation avec les traces sismique du profil. À cette étape de la calibration, le film synthétique calculé avec l'ondelette estimée nous a donné un calage très satisfaisant. Cette corrélation est illustrée sur la figure 4.6.

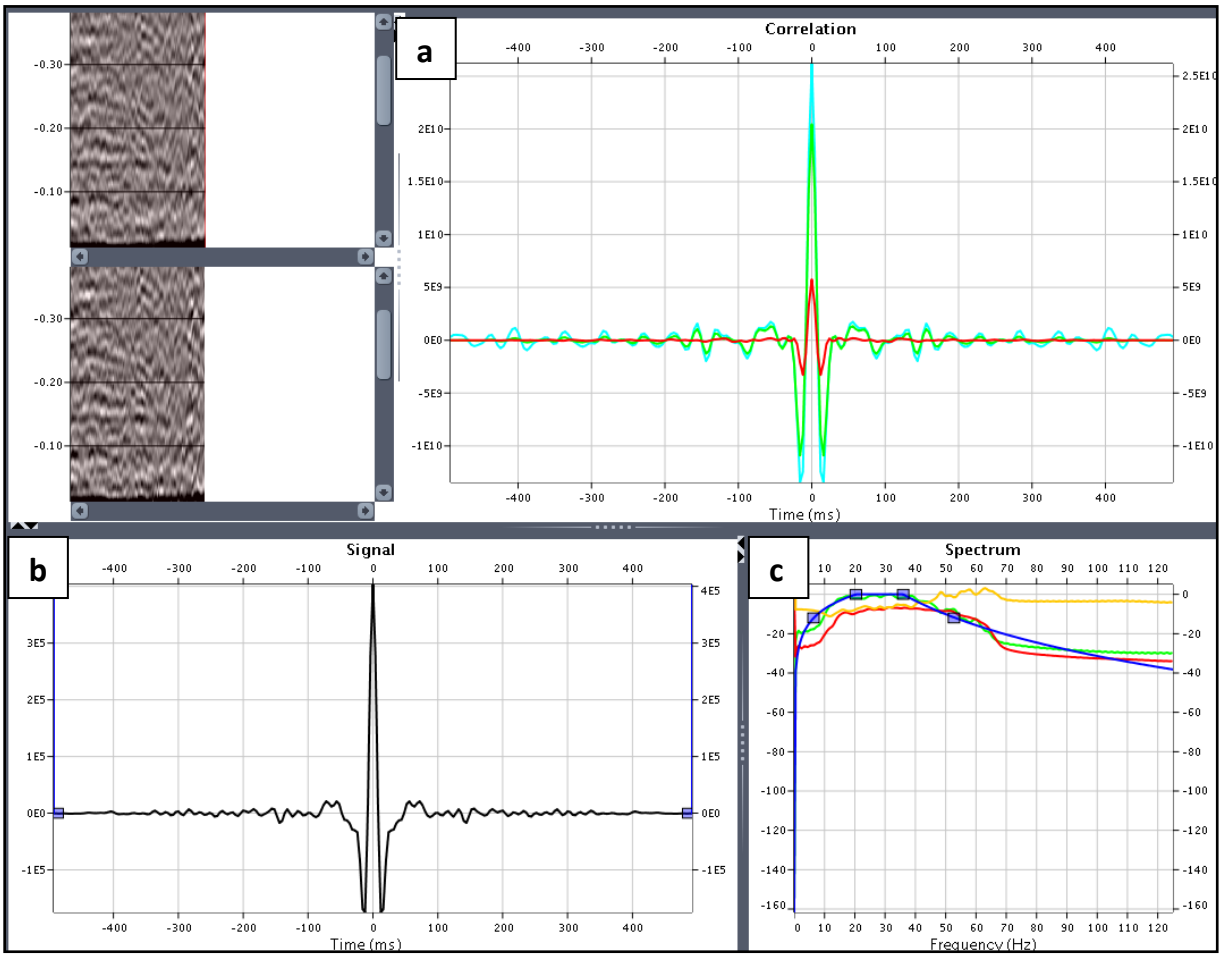


Fig. 4.5 – Corrélation des amplitudes des ondelettes de la diagraphie du puits et du profil sismique. a) diagramme de corrélation ; b) ondelette en phase nulle ; c) corrélation entre les sismogrammes synthétiques (en bleu) et l'onde de puit (en vert). Les autres lignes correspondent à des bruits acoustiques)

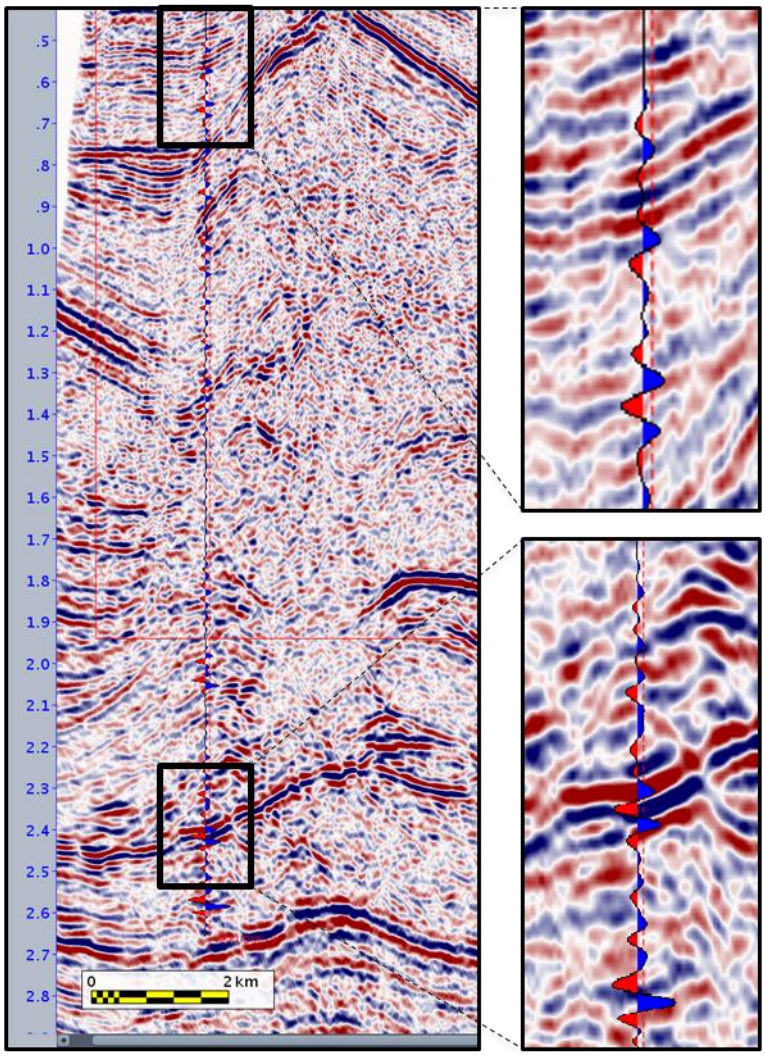


Fig. 4.6 – Exemple de sismogramme synthétique calibré avec un profil sismique

4.2 Interprétation des profils sismiques

4.2.1 Caractérisation de la configuration sismique

L'interprétation sismique comprend l'identification et la propagation des réflecteurs en les pointant au sein d'une même ligne puis d'un ensemble de donnée sismiques grâce aux croisements existants entre les profils. Les réflecteurs sont caractérisés par leurs amplitudes, fréquences et discontinuités. Cet ensemble de réflexions concordantes, limité à la base et au sommet par des discontinuités, permet de reconnaitre une séquence de dépôts ou un cycle sédimentaire, ainsi que les principaux évènements tectoniques (Lacaze, 1989).

Le bassin d'avant-pays Ouralien s'est formé au cours de plusieurs cycles sédimentaires, essentiellement gouvernés par la tectonique à l'origine du bassin. Dans ce chapitre nous interprétons d'abord les données sismiques situées au nord en Russie dans la région d'Orenburg, puis celles de la zone de Temir située au sud du Mougodjar avant de proposer un modèle d'évolution régional du bassin au cours du Paléozoïque supérieur.

Dans la région nord les lignes sismiques sont généralement de qualité médiocre avec un bruit sismique important. En raison de la présence de ce bruit acoustique les possibilités d'interprétation de l'image sismique sont multiples. Notamment, la détermination et la caractérisation des failles ne sont pas uniques. Dans ce travail nous proposons une interprétation, mais d'autres sont également possibles. Il convient de noter que l'indentification des unités sismo-stratigraphiques est basée sur la bibliographie et les travaux antérieurs.

Tous les profils sismiques, dans la zone nord comme dans la zone de Temir au sud, nous montrent un facies sismique régional caractéristique. Il s'agit de l'important épisode salifère d'âge Permien inférieur (Kungurien). Ainsi, le bassin d'avant-pays Ouralien est constitué de plusieurs unités stratigraphiques majeures regroupées en unités situées au-dessus du sel kungurien, ou unités post-salifères, et les unités situées au-dessous, ou unités anté-salifères.

Svetlakova et al. (2008) ont déterminé le toit des principales unités (appelés horizons dans son travail) à partir des profils sismiques et des données de puits de la zone nord en Russie. Les caractéristiques de ces unités jouent un rôle important dans la compréhension de l'évolution du bassin au cours du temps. Plus précisément, ces unités sont des plus récents aux plus anciens (Fig. 4.7):

- l'unité A qui correspond aux sédiments post-salifères d'âge Permien supérieur à Cénozoïque ;
- l'unité B correspondant aux dépôts évaporitiques du Kungurien ;
- l'unité C constituée de sédiments anté-salifères du Permien inférieur ;
- l'unité D caractérisée par des sédiments du Carbonifère supérieur ;
- l'unité E qui comprend la série sédimentaire du Carbonifère moyen-inférieur ;
- l'unité F qui correspond aux dépôts du Dévonien ;
- l'unité G qui représente la série d'âge Paléozoïque inférieur indifférencié et Précambrien ;
- l'unité H qui correspond au socle acoustique.

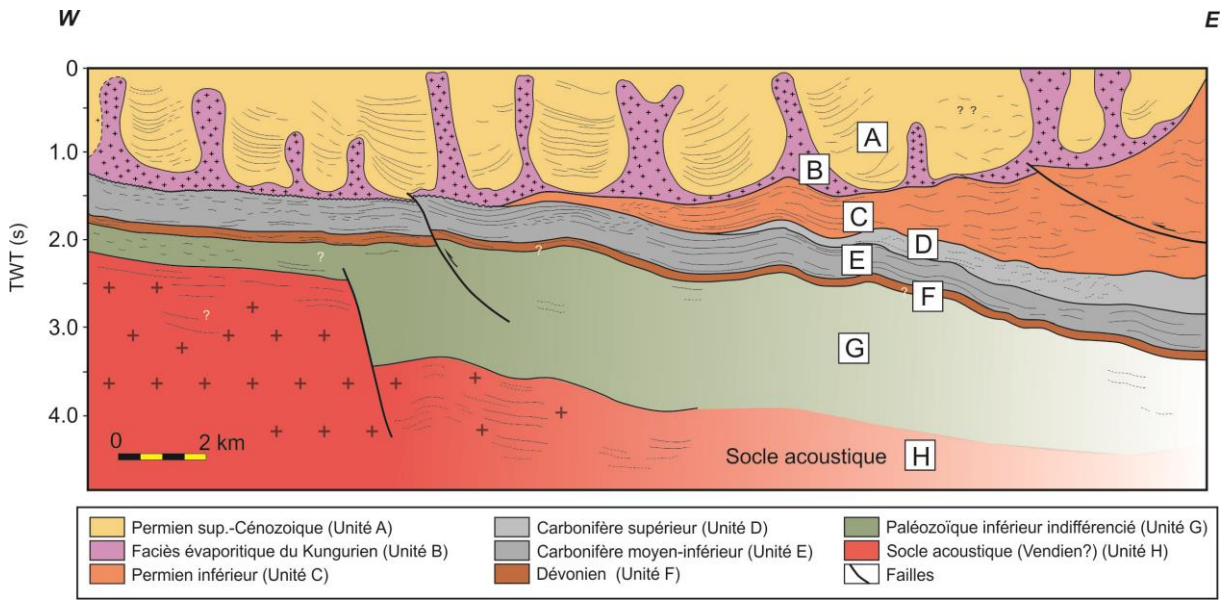


Fig. 4.7 – Principales unités stratigraphiques du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien : Exemple du profil 3 localisé dans la zone nord (Fig. 4.1)

Unité A

Cette unité supérieure est constituée des sédiments les plus jeunes du bassin d'avant-pays ouralien et de sa couverture mésozoïque et cénozoïque. Elle est souvent appelée unité post-salifère. C'est une unité comprenant principalement des sédiments continentaux à dominante lacustre et fluvio-lacustres, reposant sur les évaporites kunguriennes. Les dépôts du Permien supérieur constituent la partie la plus épaisse de la série sédimentaire de l'Unité A. Les dépôts du Permien supérieur et du Trias sont concordants et il est impossible de les distinguer sur les profils sismiques. Ce niveau est caractérisé par le développement de structures gravitaires et de diapirs.

La couverture sédimentaire permo-triasique s'est déposée dans des micro-bassins d'âge permien supérieur situés entre les principaux diapirs de sel kungurien.

Les sédiments du Jurassique sont discordants sur les séries paléozoïques antérieures. D'après la carte géologique au 1/200 000 le Jurassique et le Trias affleurent principalement dans la région nord. Des dépôts marins peu épais et non déformés du Crétacé recouvrent le Jurassique.

Sur la sismique l'unité A est caractérisé par des réflecteurs de fortes amplitudes de formes sigmoïdales et parallèles souvent continus (Fig. 4.8). Généralement les réflecteurs recouvrent les diapirs en onlap.

Unité B

Cette unité correspond aux faciès évaporitiques du Permien inférieur d'âge kungurien. A la base du sel on observe souvent des réflecteurs de haute amplitude et fréquence. Cependant en général les réflecteurs de l'unité B sont chaotiques et par endroit transparents. Globalement, ils masquent les unités sous-jacentes au sel. Les changements d'épaisseur sont très importants et très fréquents en grande partie dus aux mouvements du sel. Cette série est représentée par des dômes salifères le plus souvent en forme d'ellipsoïdes allongés. On observe également des structures en « carapace de tortue ».

La base de cette série est constituée dans le bassin de nombreux réflecteurs discontinus de forte amplitude. Ces réflecteurs ont été interprétés comme correspondant au niveau de décollement salifère. Au sommet les dômes salifères sont souvent sellés par la couverture mésozoïque.

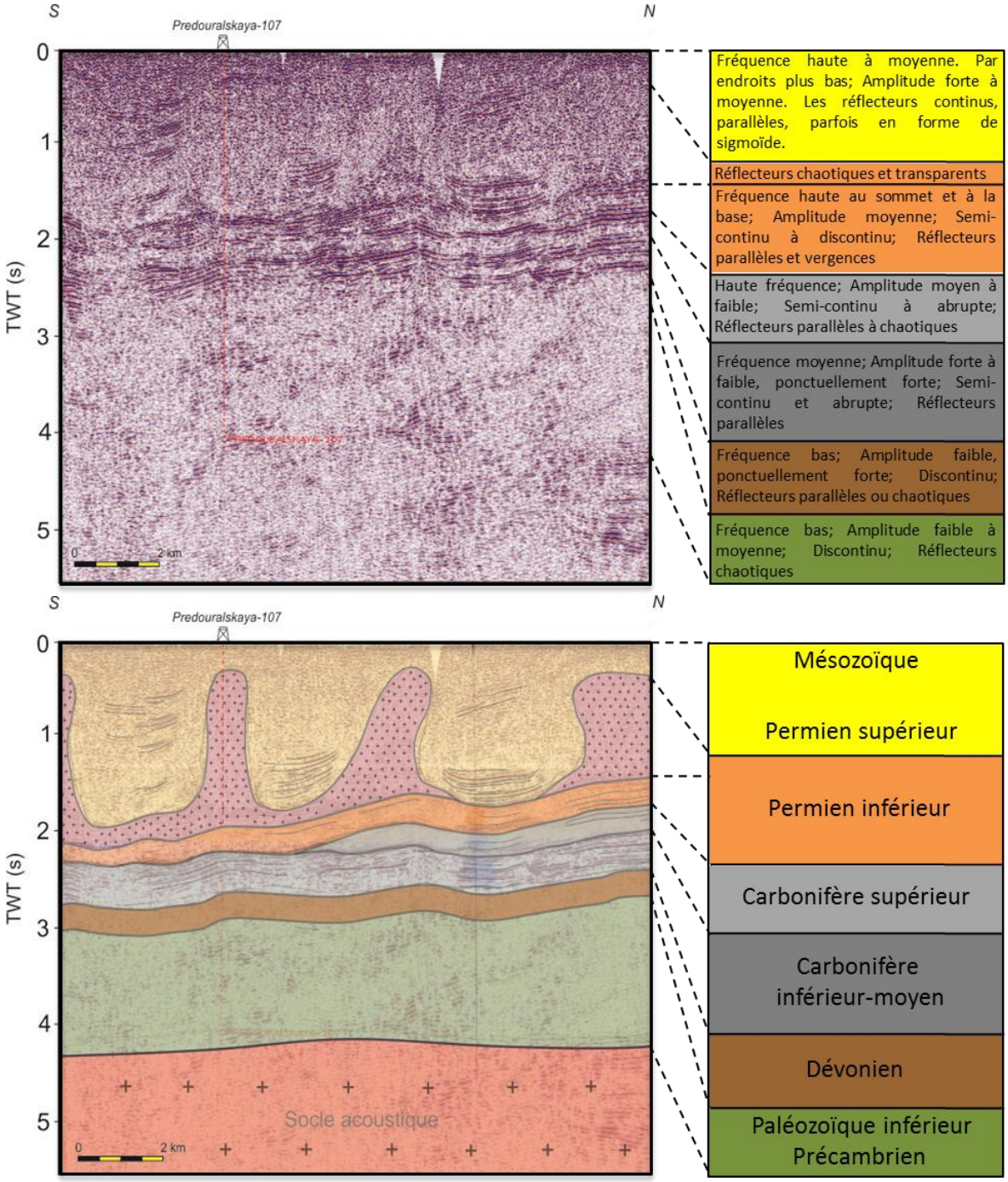


Fig. 4.8 – Caractérisation de la configuration des réflecteurs sismiques (ex. du profil B d'orientation Nord-Sud)

Unités C et D

L'unité C correspond au Permien inférieur et l'unité D est considérée comme d'âge carbonifère supérieur. Nous avons regroupé ces deux unités car les configurations de leurs réflecteurs sont très semblables et difficile à distinguer.

L'unité C se distingue de l'unité B par des réflecteurs de haute fréquence et forte amplitude correspondant à la limite entre les dépôts évaporitiques et détritiques. Dans la majorité des cas ils sont semi-continus.

L'unité D est principalement localisée dans la partie orientale du Bassin Pré-Ouralien, où elle recouvre localement en discordance les séries de l'unité E sous-jacente (Fig. 4.9). Dans la partie centrale et à l'ouest des profils son épaisseur est très faibles (5 m à 40 m). Pour cette raison nous ne pouvons pas la faire figurer à l'échelle des profils.

Les unités C et D sont caractérisées par des alternances de réflecteurs de faibles et de fortes amplitudes. Cependant ces réflecteurs sont différents vers l'est dans la partie plissée de ce qui est observé à l'ouest dans le bassin. Dans la partie occidentale les réflecteurs sont continus et fréquents alors que dans la partie orientale l'image sismique est représentée par des réflecteurs discontinus de faibles amplitudes parfois très bruités. Dans cette partie orientale il est souvent difficile de distinguer et de tracer les horizons. Ce phénomène s'explique probablement par un changement de faciès à l'échelle du bassin. Le centre et l'est du bassin est constituée de faciès carbonatés et argilo-calcaires qui passent vers l'est à des faciès beaucoup plus flyschoïdes. Ce passage latéral de faciès s'accompagne d'un épaississement de l'unité C-D vers l'est.

Unité E

Cette unité regroupe les réflecteurs du Carbonifère inférieur-moyen. Il s'agit d'une alternance de réflecteurs parallèles de fortes et de faibles amplitudes dans la partie occidentale du bassin et d'un ensemble de réflecteurs semi-continus à discontinus et de faible amplitude à l'est dans la partie plissée. Son épaisseur en échelle temps est comprise entre 1 et 3.5 ms. Dans cette unité on observe peu de variations d'épaisseur, qui reste presque constante dans tous les niveaux.

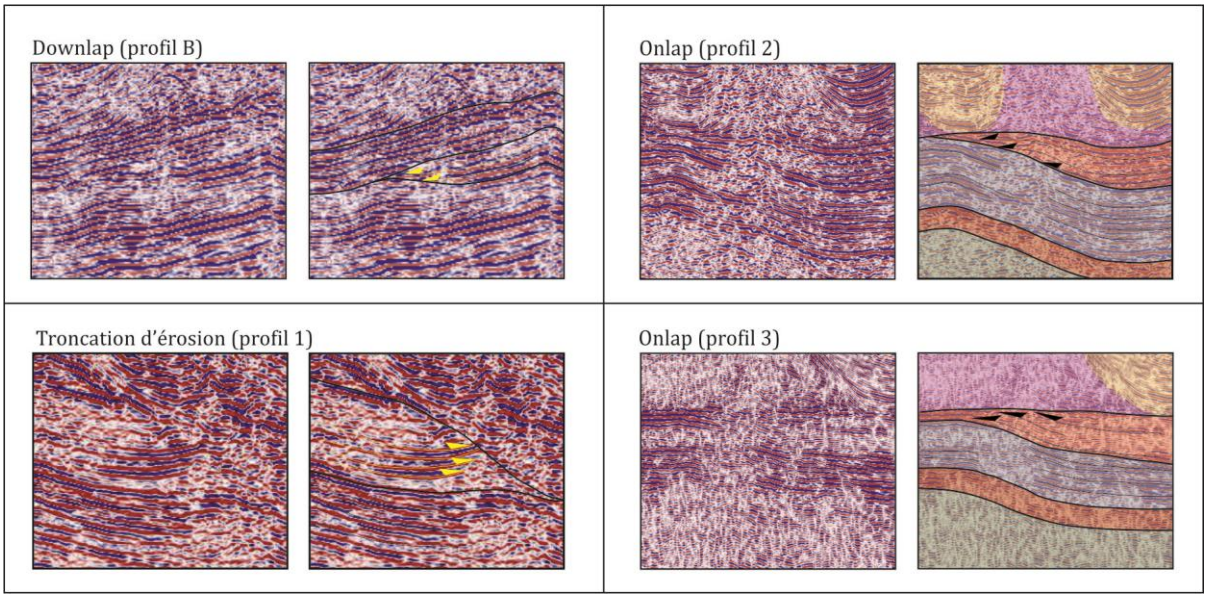


Fig. 4.9 – Exemples de configurations des réflecteurs dans les discordances

Unité F

Cette unité inclut des étages du Dévonien inférieur, moyen et supérieur. L'épaisseur de l'horizon F est d'environ 0,2 ms. Il lui correspond des réflecteurs de faible amplitude. Dans la majorité des cas ce sont des réflecteurs discontinus et chaotiques. Cela peut s'expliquer par la profondeur des réflecteurs où l'image du sismique est bruitée.

L'interprétation stratigraphique de cette unité est basée sur 5 puits qui ont atteint le Dévonien, dont 2 l'ont traversé. Le Dévonien supérieur est connu dans quelques forages de la partie centrale du bassin où il atteint environ 50 m d'épaisseur. Néanmoins, la mise en évidence cette unité reste délicate à cause du faible nombre de puits.

S'appuyant sur la carte géologique (Carte géologique de l'URSS de l'échelle 1:500 000, 1979) et prenant en compte plusieurs communications orales (Gagala, L.), nous savons que dans la zone Ouest de la chaîne de l'Oural, plus particulièrement dans l'est de l'avant-pays Pré-Ouralien, affleure une série du Dévonien supérieur épaisse de 500-600 m. Le Dévonien supérieur n'est pas reporté sur les coupes à cause de sa faible épaisseur. Généralement le Dévonien supérieur est absent dans les puits forés dans zone centrale.

Unité G

Cette unité correspond aux niveaux stratigraphiques d'âge Précambrien-Paléozoïque inférieur. Sa détermination est très hypothétique car les puits forés ne nous apportent aucune indication sur sa profondeur et sur son épaisseur. Ce niveau correspond à des réflecteurs de faibles amplitudes, ponctuellement forts et très discontinus.

Unité H

L'horizon H est une unité du socle acoustique. Il peut éventuellement correspondre au socle cristallin. La résolution sismique ne permet pas d'être plus précis, aucun forage ne l'ayant atteint.

4.2.2 La région d'Orenbourg au nord en Russie (Partie NORD)

4.2.2.1 Les données de sub-surface

Au nord, pour appréhender la structure du bassin d'avant-pays ouralien, nous avons sélectionné 10 profils sismiques, dont 7 sont orientés Est-Ouest et 3 Nord-Sud. Ces 10 profils couvrent une surface d'environ 300 km^2. L'espacement des profils est de 13 km à 31 km pour les profils est-ouest et de 28 km et 41 km pour les profils nord-sud. L'interprétation de ces profils est présentée sur les profils des figures 4.11 à 4.13.

Cependant, la faible résolution de ces profils sismiques ne permet pas une analyse détaillée. Il apparait que la continuité et la qualité des réflecteurs augmentent de la partie inférieure vers le sommet de la séquence sédimentaire, et surtout de la partie orientale vers ans la partie occidentale pour les profils Est-Ouest.

Les puits utilisés dans cette région nord disposent uniquement de marqueurs stratigraphiques. Nous n'avons donc pas eu la possibilité de calibrer des profils sismiques avec des forages. En conséquence, au nord les interprétations sont basées sur des comparaisons avec la région sud. Ces interprétations sont notamment basées sur la calibration qui été faite au sud dans la zone de Temir où des puits avec des diagraphies

sont disponibles. Cette extrapolation est étayée par le fait que la structure du bassin et les unités sismiques sont très semblables dans les régions nord et sud.

Les différents domaines du bassin d'avant-pays dans la région d'Orenbourg sont résumés sur la coupe schématique de la figure 4.10. D'ouest en est on rencontre un domaine occidental non déformé qui comprend la bordure du bassin incluant la partie orientale de la plate-forme russe adjacente, un domaine central faiblement déformé et un domaine oriental déformé caractérisé par des structures compressives, plis et chevauchements, se développant généralement sur des surfaces de décollement (argilites dévoniennes). Sur cette coupe on remarque que le diapirisme qui se développe dans les unités post-salifères affecte indifféremment les trois domaines.

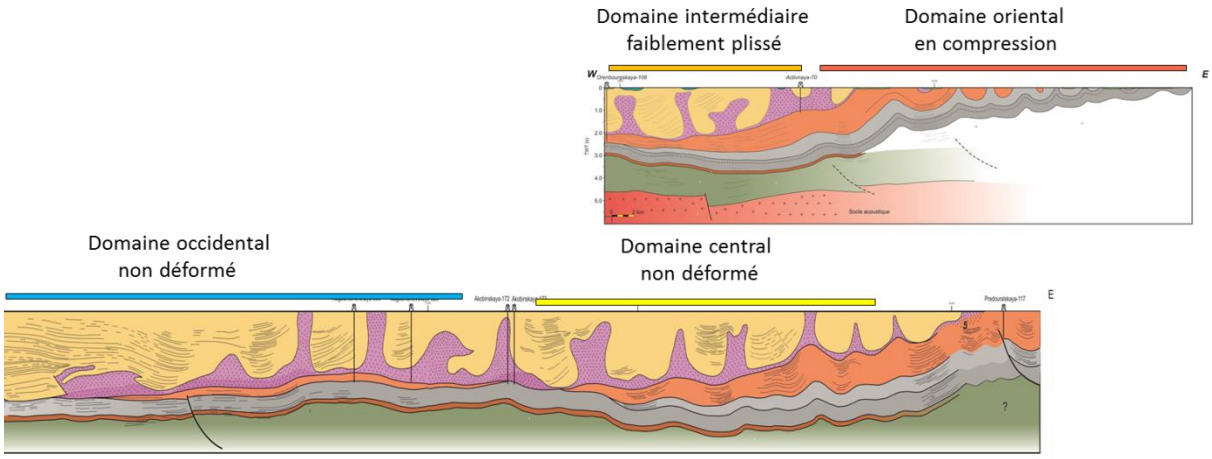


Fig. 4.10 – Différents domaines du bassin d'avant-pays pré-ouralien

La partie orientale des profils sismiques représente le domaine le plus profond du bassin d'avant-pays associé aux sédiments les plus épais d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur. Ces dépôts forment un prisme turbiditique qui a été déformé lors de la collision continent-contient. Cette zone constitue la partie la plus déformée du bassin d'avant-pays.

4.2.2.2 Les unités sismiques

La profondeur moyenne des profils sismiques en temps double est de 5-6 ms. L'unité la plus profonde de ces profils est appelée « socle acoustique » car les données sismiques ne permettent pas déterminer exactement sa nature. Cette unité correspond vraisemblablement à la marge du craton Européen représenté par des sédiments terrigènes du Précambrien (Svetlakova, 2008 ; Matte, 2006). Ce socle acoustique atteint sur les lignes sismiques des profondeurs différentes. Ces variations de profondeur dépendent de la position des profils sur la plate-forme russe. Puchkov (2000) décrit un rifting précambrien dans l'Oural méridional et un rifting cambrien visible en sismique sous le versant occidental de l'Oural actuel. La série syn-rift visible à l'affleurement est constituée de faciès détritiques et volcaniques de structures à la base de la couverture paléozoïque (Puchkov, 2000). Ces rifts sont en relation avec la séparation du continent européen du supercontinent Gondwana décrit dans le Chapitre 1.

La formation d'âge Précambrien à Paléozoïque inférieur, qui correspond à l'unité G, est composée d'une série d'âge probablement Néoprotérozoïque, Cambrien, Ordovicien

et Silurien. Cette série a une épaisseur moyenne de 0,3 à 2,5 ms. Une telle variation d'épaisseur peut s'expliquer par la structure en horsts et grabens de la marge du continent européen au Paléozoïque inférieur. Il existe un débat à propos de l'existence du Cambrien affleurant dans l'anticlinorium Bashkirien. Cependant, dans la zone d'Orenbourg aucun puit n'a traversé le Cambrien et rien n'indique clairement que le Cambrien existe dans la marge du continent européen. L'Ordovicien été mis en évidence dans les puits Sloudogorskaya-640 et Beloserskaya-360, et le Silurien dans le puit Starokluchevskaya-121 (Figs. 4.11 profil 3, 4.13 profil A). L'Ordovicien et le Silurien sont représentés par des faciès marins peu profonds, essentiellement constitués de séries argileuses avec des intercalations de calcaires, de dolomies et de grès (Grunis, 2013).

L'unité F comprend l'intégralité du Dévonien. Elle se caractérise par sa large extension dans la zone d'Orenbourg où elle a été identifiée dans 6 puits (Oktobrskaya-106, Maikskaya-2, Predouralskaya-106, Beloserskaya-630, Starokliouchevtskaya-121, Sloudogorsakay-640). Le Dévonien inférieur se caractérise par de fréquents changements de faciès. Au nord de la zone il est constitué de grès quartzitiques de granulométries différentes avec des alternances d'argiles et de silts. Vers le sud il devient carbonaté. Trois types de faciès carbonatés ont été répertoriés, récifaux, de plate-forme et de mer plus profonde. Les carbonates de plate-forme ont été observés dans la partie sud-ouest de la zone et sont constitués de dolomies avec de rares intercalations des marnes. L'épaisseur du Dévonien inférieur au nord varie entre 70 m et 100 m. Au sud-ouest elle peut atteindre 450 m. Dans le puit Sloudogorskaya-640 le dévonien inférieur, épais d'environ 500 m, est essentiellement représenté par des calcaires à intercalations dolomitiques. Le puit Predouralskaya-106 a livré 150 m de calcaires (Grunis, 2013). Le Dévonien moyen a été traversé dans les six puits avec des épaisseurs différentes. Dans les puits forés à proximité des profils 1, 2 et 3, l'épaisseur du Dévonien moyen varie entre 100 m et 200 m. Dans le puit Starokliouchevskaya-121 (Fig. 4.13 profil A), où il est représenté par des alternance de faciès profonds et peu profonds, il atteint 300 m d'épaisseur. Dans le puit Oktobrskaya-106 (Fig. 4.11 profil 1) il est constitué de calcaires profonds d'âge Eifelien épais de 50 m. Le Givétien est caractérisé par des intercalations de roches carbonatées et terrigènes. Les faciès terrigènes sont généralement plus développés dans les parties septentrionales et occidentales du bassin, alors qu'à l'est les faciès décrits sont plutôt carbonatés. L'épaisseur des faciès du Givétien augmente de 20 m à 50 m du nord vers le sud et d'ouest en est.

Le Dévonien supérieur a été découvert dans les puits Predouralskaya-106 et Beloserskaya-630. Il se compose du Frasnien et du Famennien. L'épaisseur de cette série varie de 50 m à 200 m. Selon les descriptions (Grunis, 2013) le Frasnien est développé au nord mais n'a pas atteigne par la forage au sud car toute l'ensemble stratigraphique descende à de 1500 m environ (Gorozhanina et al., 2010). À l'ouest, le Frasnien est constitué de roches carbonatées qui passent vers l'est à des calcaires argileux à alternances de schistes bitumineux. Les sédiments frasniens sont épais de 20-25 m. Les faciès du Faménnien sont des calcaires de plate-forme omniprésents mais relativement peu épais.

Cette unité, dans le profil C proche de la chaîne (Fig. 4.13), est caractérisée par des réflecteurs bien marqués au sommet mais discontinus suggérant que la série argilo-gréseuse dévonienne sus-jacente pourrait faire office de niveau de décollement.

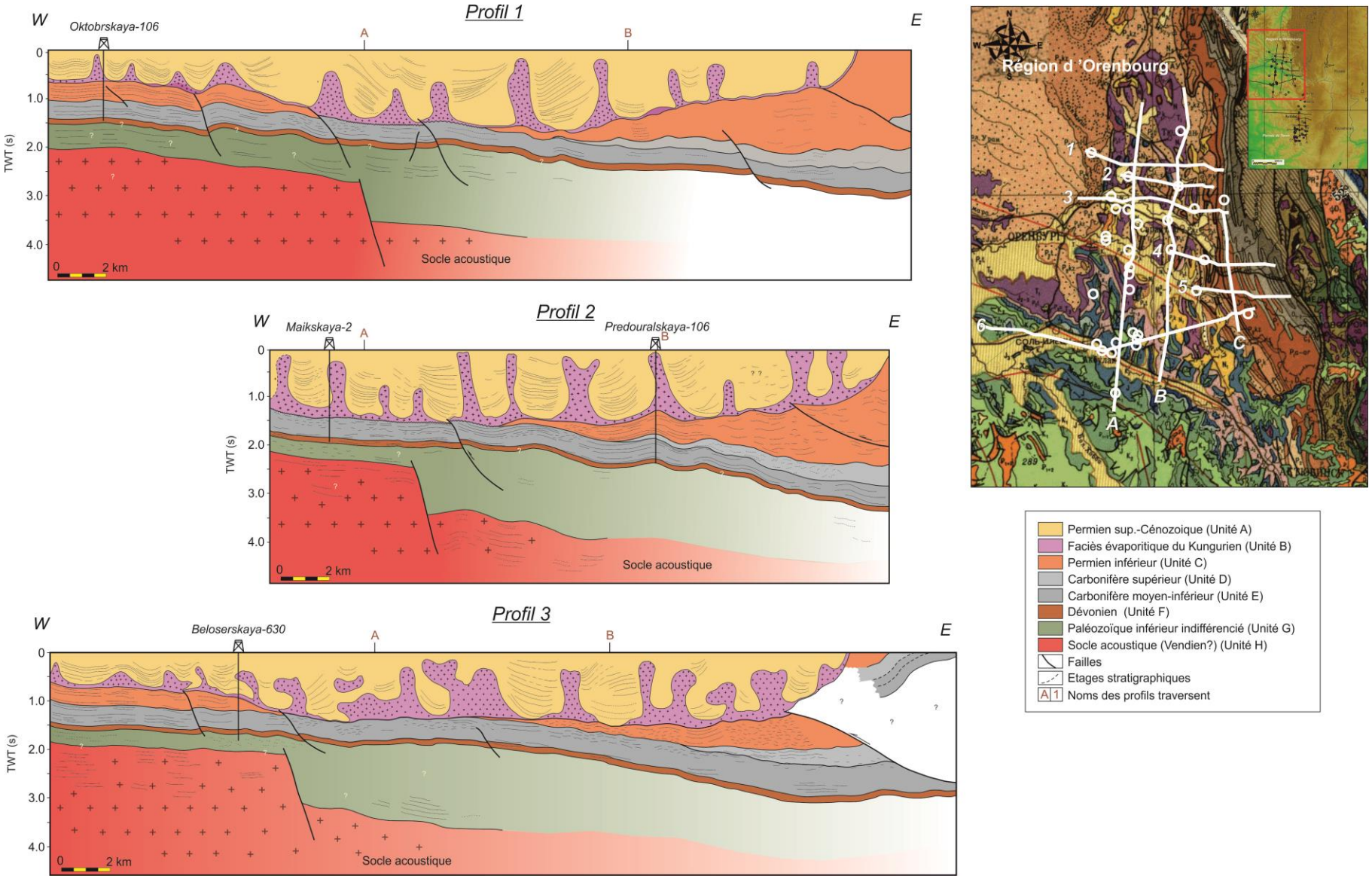


Fig. 4.11 – Profils sismiques interprétés orientés Ouest-Est

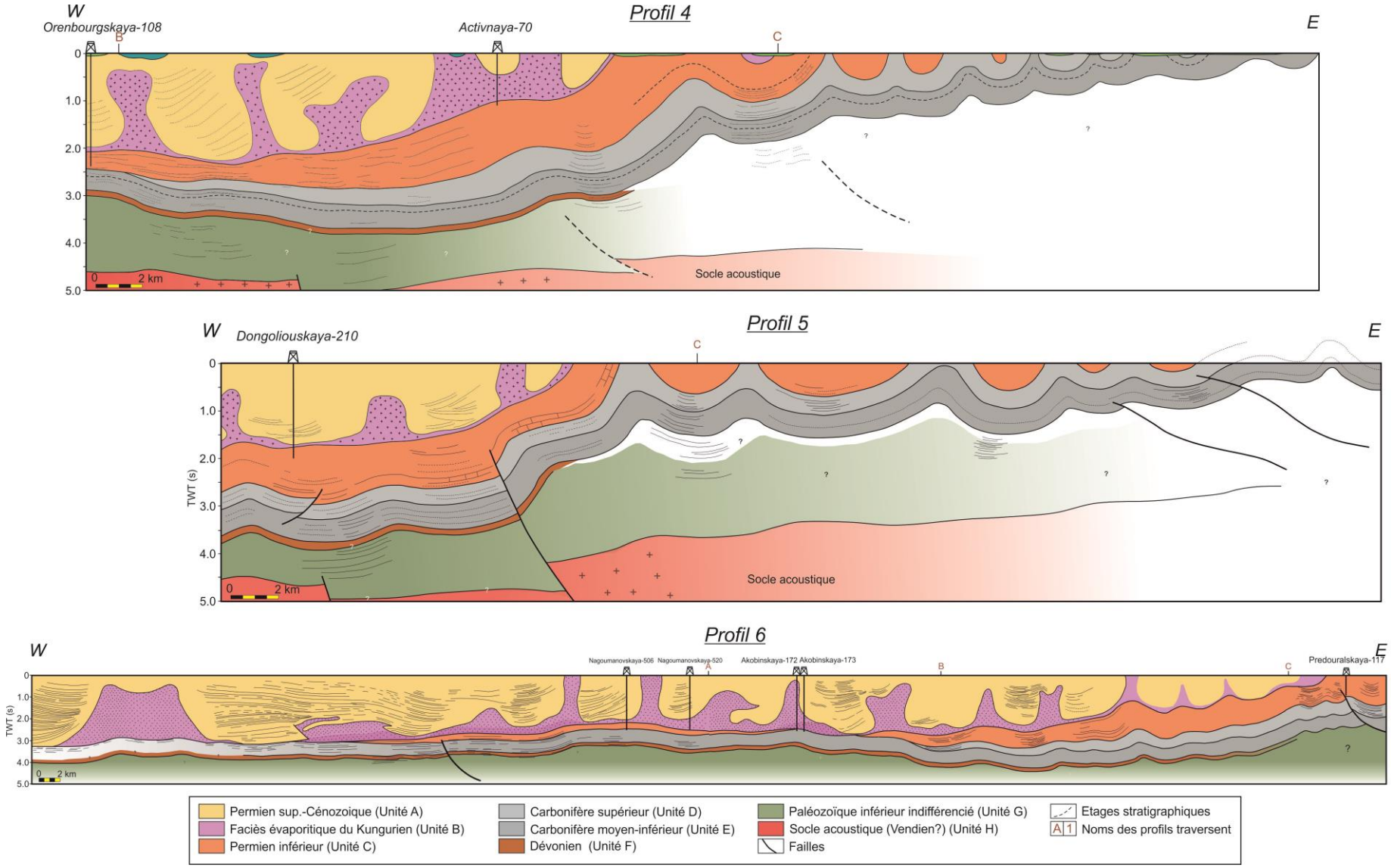


Fig. 4.12 – Profils sismiques interprétés orientés Ouest-Est

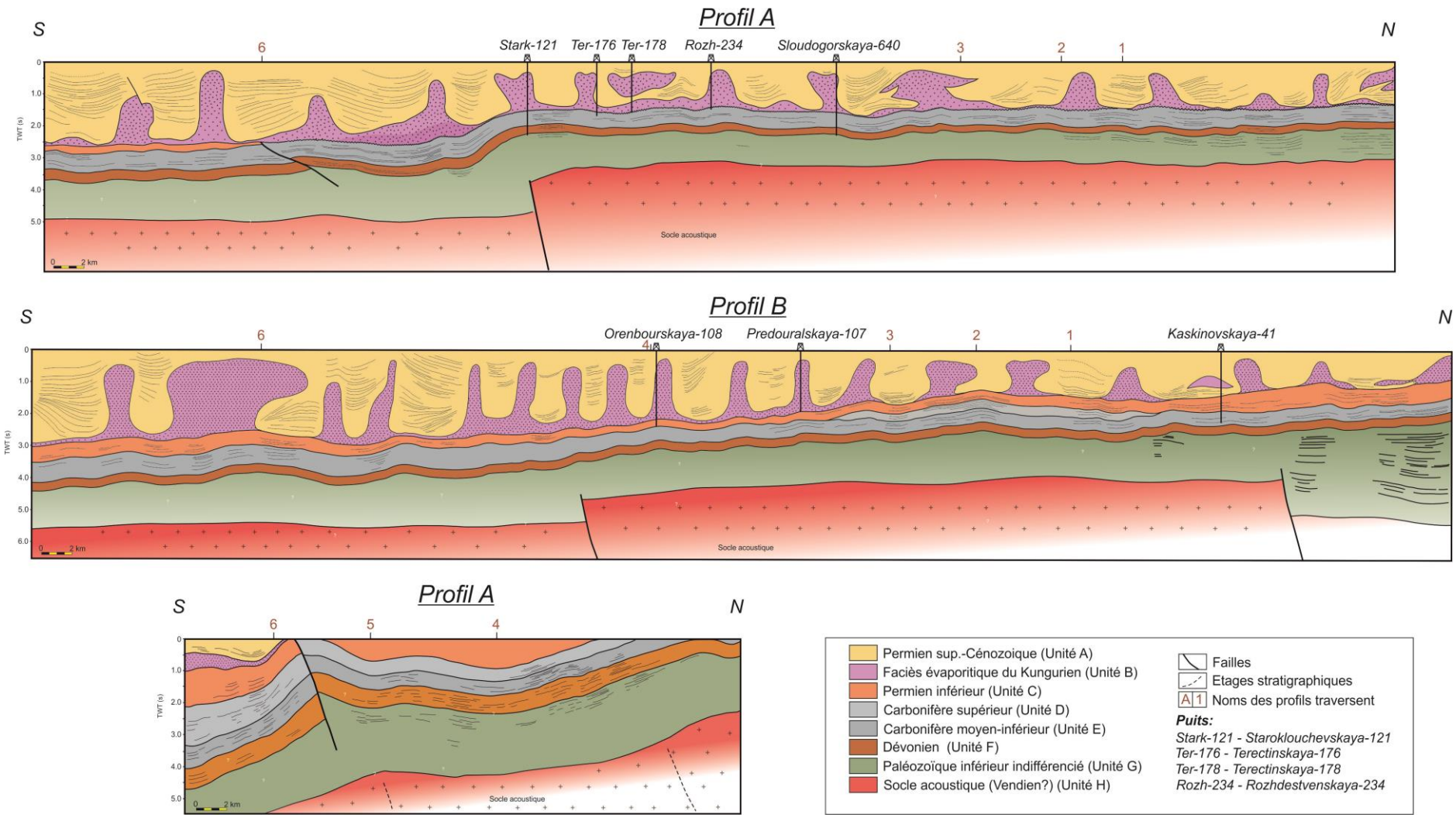


Fig. 4.13 – Profils sismiques interprétés orientés Nord-Sud

Le Carbonifère inférieur et le Carbonifère moyen ont été réunis dans l'unité E (Fig. 4.7). Ils sont présents dans toute la zone d'Orenbourg. Sur les lignes 3 et 4, les limites présumées des étages internes sont figurées en pointillés. Cette division a été faite à partir des cartes géologiques au 1/200 000 de la partie orientale du bassin où ces couches affleurent, et à l'ouest à partir des marqueurs stratigraphiques des puits.

Le Carbonifère inférieur (Mississippien) est représenté par ses trois étages (Tournaisien, Viséen, Serpukhovien). Le Tournaisien est constitué de calcaires homogènes. Au sud il s'agit de calcaires organogènes à dolomies poreuses. Dans certains endroits on observe des lacunes de dépôts et des érosions. Dans la zone considérée du bassin, à la base de Viséen inférieur se sont déposés des silts argilo-carbonatés. Au-dessus on observe des calcaires, développés surtout à l'ouest, qui passe latéralement à des dolomies. Le Serpukhovien, autant que le Tournaisien, est représenté par des carbonates. Il en diffère cependant par le développement d'organismes qui indique une sédimentation dans des conditions de mer peu profonde à salinité normale. À l'est, les affleurements de Carbonifère inférieur montrent des alternances de calcaires siliceux, d'argiles gris-foncés et de schistes. Le Carbonifère moyen (Pennsylvanien inférieur et moyen) comporte des deux étages : le Bashkirien et le Moscovien. Les puits forés dans la région d'Orenbourg Akkobinslaya-171 et 172 (Fig. 4.12, profil 6) sont découvris des calcaires de plate-forme d'âge bashkirien qui sont actuellement représentent des réservoirs des hydrocarbures. Ils sont recouverts par des séries carbono-argileuses de l'Asselien et des évaporites du Kungurien. Les puits Rozhdestvanskaya, Terektinskaya et Starokluchevskaya (Tableau 4.1, Fig. 4.13, profil A) ont également rencontrés des gisements d'hydrocarbures dans les calcaires du Bashkirien. Le Moscovien présente une lithologie plus argileuse. Comme au Carbonifère inférieur, le Moscovien montre un approfondissement vers l'est où se sont déposés des argiles verdâtres et des brèches carbonatés qui existent à l'affleurement à l'est.

Le Carbonifère supérieur est largement développé dans la partie orientale du bassin. Vers l'ouest son épaisseur diminue considérablement. Dans la partie centrale il est presque complétement érodé, et à l'ouest son épaisseur passe de 40 m à 300 m. Suivre cette unité à l'échelle des profils s'est souvent révélé très difficile lorsque son épaisseur était minimum. Selon les descriptions sur le flanc occidental le Carbonifère supérieur est constitué de roches carbonatées. Vers la chaîne de l'Oural il affleure dans des plis. Sa lithologie correspond à des calcaires argileux, silteux à la base qui sont remplacés vers le sommet de la coupe par des faciès grèso-argileux et grèso-conglomératiques. Dans la partie orientale du bassin le Carbonifère supérieur, correspondant à l'unité D, est limité par une discordance angulaire majeure. Cette discordance apparait sur la figure 4.9. Sur les lignes sismiques on la détermine par des onlaps.

Sur les profils le Permien inférieur comprend quatre étages qui sont l'Assélien, le Sakmarien, l'Artinskien et le Kungurien. Les dépôts de l'Assélien à l'Artinskien présentent des zonations de faciès nettes sur les profils (Figs. 4.11 à 4.13). Le Permien inférieur est représenté par une épaisse série de turbidites, épaisse à l'est et qui s'amincit vers le partie centrale du bassin comme pour le Carbonifère supérieur. Le Permien inférieur disparait, probablement par érosion, dans le centre du bassin. On le retrouve à l'ouest du bassin. Son épaisseur varie entre 1,3 et 0,04 ms. Les réflecteurs correspondant à cette discordante angulaire se terminent en onlap.

À l'est le Permien inférieur est représentée par une épaisse série de flyschs déposée dans un bassin flexural. D'après la carte géologique et les affleurements il existe des carbonates dans la partie inférieure de la série. Nous avons pu distinguer les principaux

étages du Permien inférieur de l'unité C. Cependant il a été difficile de les distinguer dans les puits où ils ne sont pas subdivisés. La série passe vers l'ouest à des calcaires compacts argileux et silicifiés à intercalations marneuses (puits d'Orenbourgskaya-108). Dans la partie centrale on observe la présence du Permien inférieur formant une série très mince (5-50 m) dans les puits Maikskaya-2 et Sloudogorskaya-640. En raison de sa faible épaisseur on ne peut pas le représenter sur les profils. À l'ouest le Permien est globalement représenté par un faciès récifal.

La période kungurienne constitue une nouvelle phase dans l'évolution du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien. Il est essentiellement constitué d'une série évaporitique. Dans la partie la plus subsidente du bassin d'avant-pays, l'épaisseur des évaporites augmente et l'halite devient dominante. À l'ouest, au-dessus de la structure récifale assélienne à artinskienne, l'épaisseur du sel diminue.

Les dépôts du Permien supérieur sont les plus épais des sédiments post-salifères. Ils sont déformés par la tectonique salifère. Ce sont des séries molassiques continentales qui ne sont pas subdivisées en étage stratigraphique. Elles constituent des micro-bassins isolés par des diapirs. Cette unité post-sel s'étend de 0.5 ms à 2 ms temps-double. Estimer l'épaisseur réelle antérieure à la tectonique salifère s'est avéré assez difficile. Néanmoins l'impression est que cette épaisseur varie considérablement. La ligne sismique B (Fig. 4.13) orienté nord-sud de montre que dans la partie méridionale de la zone nord les diapirs sont rares et de plus grande dimension que dans la partie septentrionale où ils sont plus fréquents et plus petits. Cela pourrait suggérer qu'au moment de la sédimentation l'épaisseur des dépôts dans la partie centrale du bassin était plus importante au sud qu'au nord.

4.2.2.3 Conclusion pour la région d'Orenbourg (Partie NORD)

L'interprétation des profils sismiques de la région d'Oranienburg, située au nord de la zone d'Actobé, montre une bonne corrélation interne indiquant une constance des structures d'orientation nord-sud sur toute la zone. Ces profils montrent notamment que la morphologie actuelle du bassin d'avant-pays pré-Ouralien ne résulte pas d'une seule phase d'évolution tectonique, mais qu'elle intègre une succession de plusieurs évènements au Paléozoïque supérieur incluant plissement, subsidence, et érosion.

L'analyse de plusieurs profils sismiques, perpendiculaires et parallèles, au bassin d'avant-pays pré-Ouralien, donc orientés est-ouest et nord-sud, a permis de préciser l'évolution tectono-sédimentaire au Paléozoïque.

Le caractère pélagique et fin des sédiments du Paléozoïque inférieur suggère qu'à cette période peu de reliefs existaient sur la marge orientale du continent Européen. La sédimentation s'effectuait dans des conditions classiques de marge passive, où de faibles courants transportaient vers l'est des particules fines.

Au Dévonien inférieur les conditions de dépôt à l'ouest du bassin correspondent à celles d'une plate-forme peu profonde. Vers le sud-ouest, en s'éloignant de la zone d'alimentation en sédiments terrigènes, s'est développée une série carbonatée. Le Dévonien moyen est caractérisé par de fréquentes alternances transgressions-régressions associées à des périodes d'érosions partielles. D'un point de vue général on observe à cette période un net approfondissement du bassin du nord vers le sud (Fig. 4.13). Sur le profil A (Fig. 4.13) une faille à rejet inverse affecte au moins le socle

acoustique et le Paléozoïque inférieur. Il est possible que cette faille ait rejoué pendant le Dévonien car des carbonates récifaux et de plate-forme se sont développés au-dessus du compartiment soulevé (puit Sloudogorskaya-121, Fig. 4.13). Vers l'est le bassin s'approfondissait progressivement. Au Dévonien supérieur toute la zone d'Orenbourg était une plate-forme peu profonde où se déposaient des carbonates. Vers l'est, les lithologies montrent des environnements de dépôt plus profonds probablement liés à une subsidence de la marge orientale du continental européen.

Le Carbonifère inférieur est une période tectoniquement calme dans l'histoire géologique du bassin ouralien. Au Tournaisien se sont déposés des sédiments carbonatés, présents essentiellement à l'ouest du bassin actuel dans un environnement de plate-forme peu profonde. Cependant, la partie orientale du bassin présente toujours une pente marquée mais éloignée de la source des sédiments située plus à l'ouest dans la plate-forme continentale du européenne. Au Viséen le dépôt de silts argilo-carbonatés témoigne d'une subsidence et de l'existence d'un bassin ouvert vers l'est vers l'Océan ouralien. Au Serpukhovien l'environnement évolue déjà vers des conditions de mer chaude et peu profonde. Au Carbonifère moyen, notamment au Bashkirien, une sédimentation carbonatée continue de se développer sur la marge continentale européenne accompagnée par une surrection de sa partie occidentale associée à une période d'érosion (Grunis, 2013). La transgression du Moscovien qui suit est associée au dépôt de sédiments argileux fins.

L'évolution du bassin ouralien à partir du Carbonifère supérieur est schématisée sur la coupe schématique A de la figure 4.14. Elle montre que la subsidence du bassin d'avant-pays a déjà commencé au Carbonifère supérieur à l'est. La formation de ce bassin est liée au développement de la collision de la marge orientale du continent européen avec le continent Kazakh qui a débuté à l'est.

Cette collision a entrainé une flexure de la marge orientale européenne (Fig. 4.14). À partir du Permien inférieur (au moins) le phénomène se développe et se propage vers l'ouest avec la propagation de la collision sur la marge européenne.

Le poids des nappes sur la plate-forme européenne orientale a entrainé à la fois son bombement, son émersion et son érosion ainsi que la formation d'un bassin d'avant-pays. À l'ouest et au nord-ouest un environnement peu profond prédomine avec le dépôt de calcaires de plate-forme et de dolomies (Fig. 4.14 A, B). Comme l'indiquent les profils A et B de la figure 4.13, le bassin s'approfondit vers le sud induisant la sédimentation de dépôts carbonatés profonds et de faible l'épaisseur. L'absence, ou la faible épaisseur, du Carbonifère supérieur dans la partie centrale du bassin (Figs. 4.11, 4.12 et 4.14 A) suggère qu'à cette période ce secteur était probablement encore un haut structural avec des périodes d'érosion. Les traces d'érosion les plus anciennes visibles se situent vers 1,5-2 ms temps double et sont associées au dépôt du Carbonifère supérieur sur le flanc oriental du bassin. L'érosion du flanc occidental du bassin a été reprise partiellement au Carbonifère supérieur au cours de la première période de la collision entre les continents Européen et Kazakh.

Une autre surface d'érosion est visible vers 0,5-1,5 ms. Cette surface coupe les sédiments du Permien inférieur anté-salifères (Asselien, Sakmarien et Artinskien). Elle résulte du bombement de la plate-forme orientale du continent européen sous la charge des unités allochtones pendant le Permien inférieur (Fig.4.14). Il convient également de noter la migration de dépôts-centres vers l'ouest au cours du Carbonifère supérieur – Permien inférieur.

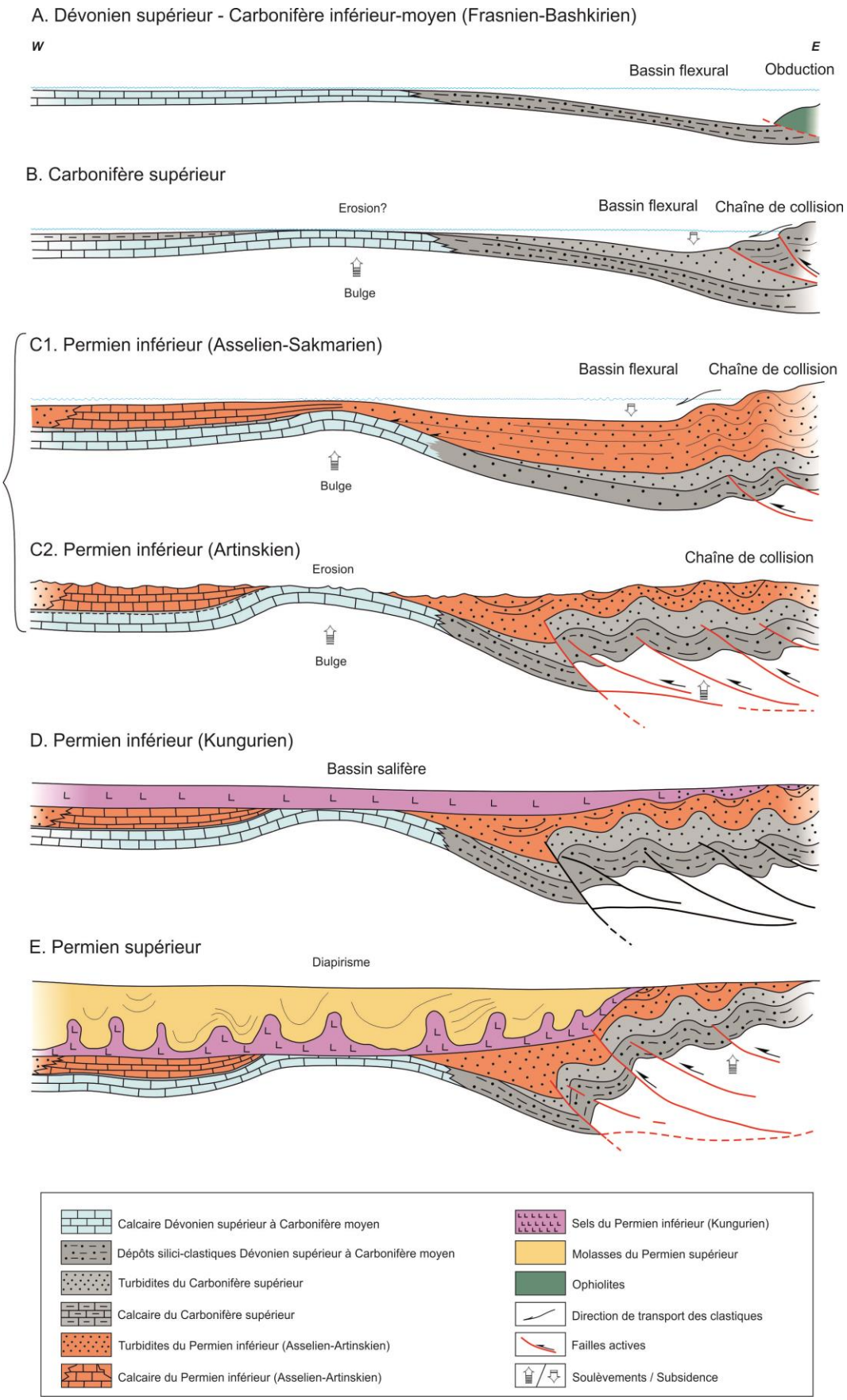


Fig. 4.14 – Schéma d'évolution du bassin d'avant-pays Ouralien au cours du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur dans la région d'Orenbourg (construit à partir de profils sismiques)

Le Permien inférieur est un période clé dans la formation du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien (Fig. 4.14 B, C et D). La mise en place des nappes charriées vers l'ouest sur la marge européenne a entrainé la formation d'un bassin flexural d'avant-pays migrant vers l'ouest. Ce bassin, fortement subsident du Carbonifère supérieur au Permien inférieur, est rempli par une épaisse série de flysch alimenté par les reliefs de la chaîne ouralienne en surrection à l'est. La partie occidentale du bassin est caractérisé par une zone où se sont développés des récifs au cours du Permien inférieur autour de la zone de flexure (Fig. 4.14 B). Cette zone est située à la limite entre les parties profondes du bassin et la plate-forme européenne. La collision qui a duré jusqu'à fin de l'Artinskien a notamment engendré le plissement et le charriage vers l'ouest des du Carbonifère et du Permien inférieur séries de la marge européenne. La surface de détachement principale était localisée dans les niveaux argileux du Dévonien supérieurs.

La géométrie du bassin au début du Permien inférieur (Fig. 4.14 C) dans l'Oural méridional semble relativement régulière et constante. La faille inverse visible sur les profils 4 et 5 (Fig. 4.12) s'enracine dans le socle Précambrien. Elle est au moins active à l'Artinskien et au Kungurien comme le montre le profil 5 (Fig. 4.12) où la série sédimentaire du permien inférieur est moins épaisse sur le compartiment oriental soulevé. Ce jeu inverse pourrait expliquer les différences importantes d'épaisseur du Permien inférieur de part et d'autre de la faille.

Au Kungurien le bassin Pré-Ouralien existe encore (Fig. 4.14 D). À la fin de l'Artinskien et au début du Kungurien la ceinture orogénique ouralienne chevauche la partie orientale du bassin pré-ouralien. La charge liée à l'empilement des nappes a induit la flexure et le soulèvement du flanc occidental du bassin ainsi qu'à son érosion. Le soulèvement régional a amené une diminution de la profondeur d'eau du bassin et sa salinisation (Fig. 4.14 D). Au Kungurien des évaporites se sont déposées dans de vastes lagunes. Ces facies évaporitiques sont représentés par des gypses, des anhydrites et du sel, ainsi que par des carbonates et des dépôts terrigènes.

Après le Kungurien la formation du bassin Pré-Ouralien est achevée. La sédimentation des molasses terrigènes du Permien supérieur et du Trias a été la dernière étape dans le processus de formation du bassin (Fig. 4.14 E).

4.2.3 Le permis de Temir (Partie SUD)

4.2.3.1 Généralités

Le permis de Temir est situé sur le territoire kazakh, immédiatement au sud de la région d'Actobé, structuralement à la limite entre la dépression du bassin pré-Caspien à l'ouest et la chaîne de l'Oural à l'est (Fig. 4.15 et 3.16). Le permis de Temir englobe à la fois les plis frontaux de la chaîne de l'Oural, le bassin flexural d'avant-pays et la bordure orientale du bassin pré-Caspien. Sa position en bordure du bassin pré-Caspien lui confère au Paléozoïque supérieur une évolution tectono-sédimentaire différente de celle des régions plus septentrionales de l'avant-pays ouralien caractérisée par la présence de la plate-forme russe. Son histoire au Paléozoïque supérieur est en relation directe avec l'évolution, d'une part de la chaîne de l'Oural et la migration vers l'ouest de son bassin d'avant-pays, et d'autre part avec du bassin pré-Caspien.

La région de Temir est constituée de trois zones morphostructurales majeures (Fig. 4.15) qui sont d'ouest en est (1) le bassin pré-Caspien oriental, (2) le môle de Temir et (3) le sillon d'Ostansuk. De plus, au sud apparait au Carbonifère inférieur une zone méridionale subsidente (la zone de Zhanazhol) séparée de la partie nord du permis par une faille majeure d'orientation 070°E (Fig. 4.15). Cette faille est considérée comme un accident normal à pendage sud-est, active pendant le Carbonifère inférieur (Rapport Total, 1995). Dans cette zone plusieurs champs pétroliers existent dans les carbonates carbonifères dont le plus important est celui de Zhanazhol (Fig. 4.15).

D'une manière générale, sur le profil régional (Fig. 4.16) on observe une immersion progressive vers l'ouest et le bassin pré-Caspien de toute la couverture sédimentaire paléozoïque et mésozoïque.

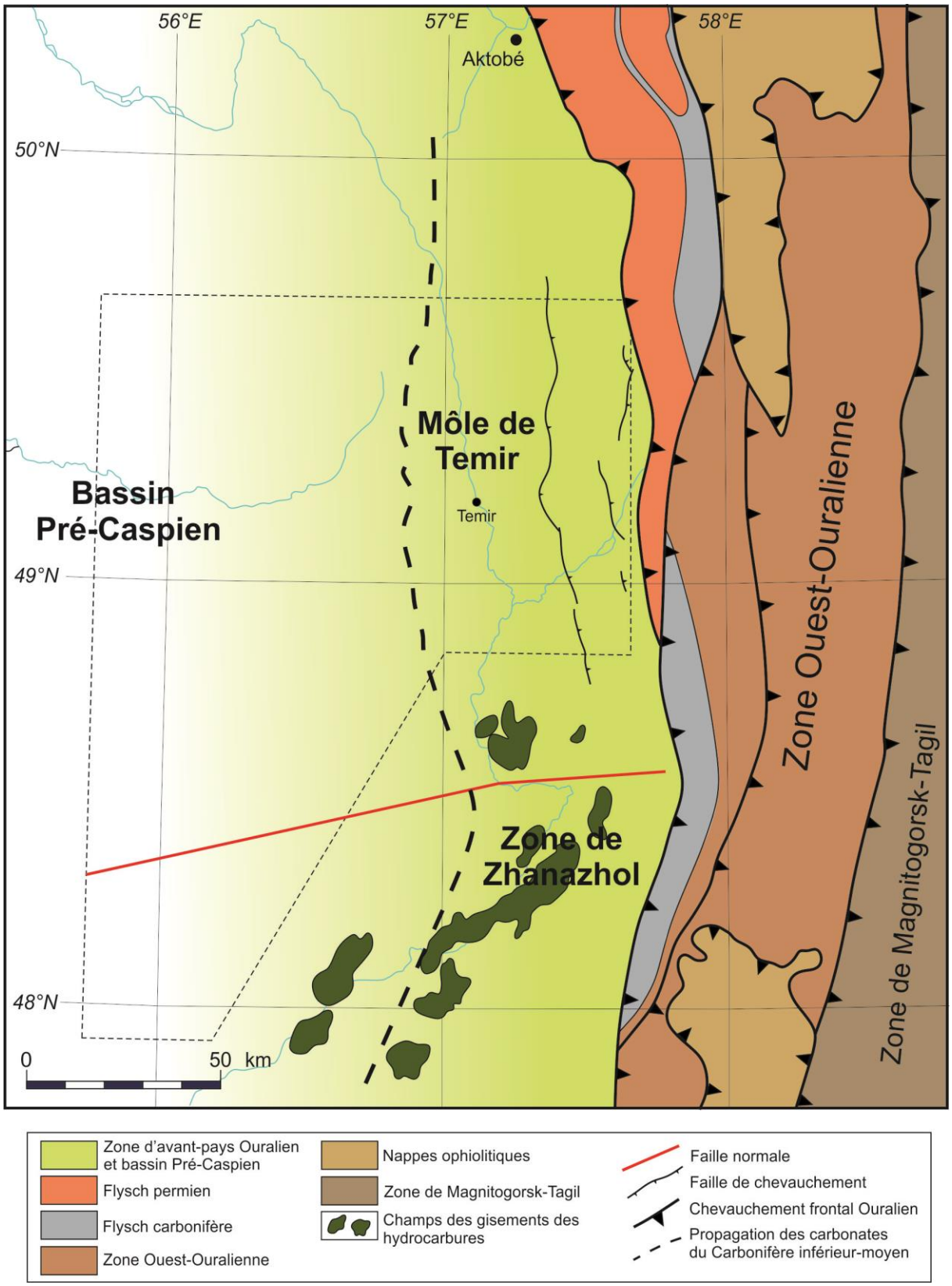


Fig. 4.15 - Localisation des zones de Temir et de Zhanazhol

4.2.3.2 Les données de sub-surface

De nombreuses données de subsurface sont disponibles sur le permis de Temir suite à l'exploration pétrolière. Les profils sismiques et les puits de ce permis sont généralement situés dans le bassin d'avant-pays pré-ouralien.

Pour notre étude nous avons sélectionné 8 profils orientés est-ouest et 8 orientés nord-sud, dont 5 sont des profils composites. Ces lignes ont été sélectionnées car (1) elles sont les plus proches de la chaine Ouralienne, (2) elles sont les plus représentatives du point vu qualitatif, et (3) elles montrent des structures représentatives de la tectonique régionale. Ces 16 lignes sismiques recouvrent une surface de 14 500 km^2. L'espacement entre les profils est-ouest est de 19 km à 28 km et de 20 km à 28 km entre les profils nord-sud. Les profils du permis de Temir, comme au nord pour la région d'Orenbourg, sont en échelle temps. Les lignes sismiques originales confidentielles ne sont pas présentées.

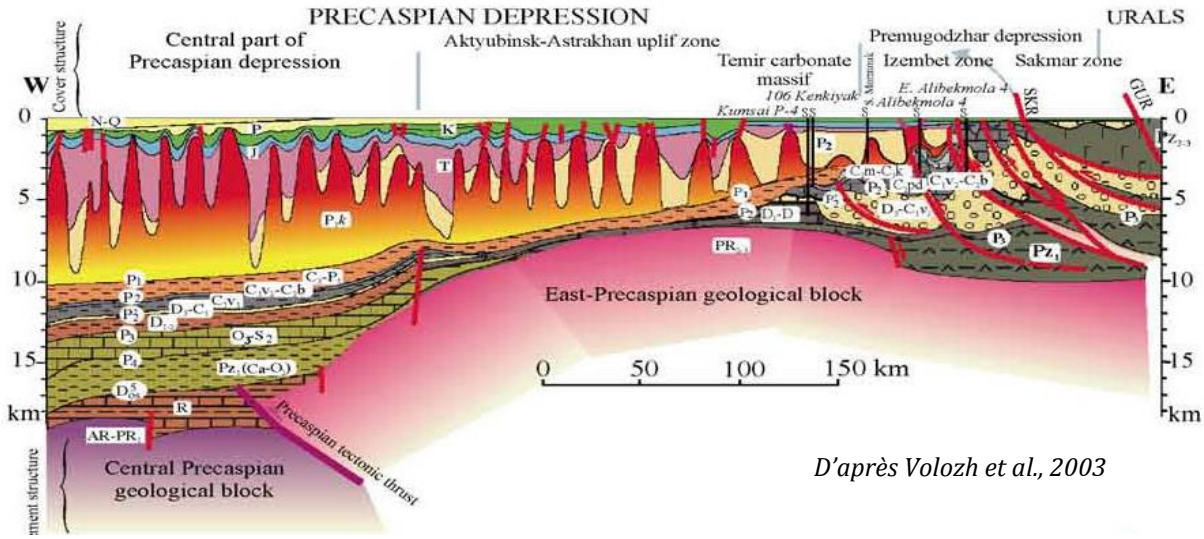


Fig. 4.16 – Profil régional entre le bassin pré-caspien à l'ouest et la chaîne de l'Oural à l'est

Nous avons également utilisé 39 puits, dont 24 sont situés sur, ou à proximité, des profils. Sept profils ont été calibrés avec 7 puits. Le profil 3 (composite) aves le puits Akkemir-4, le profil B avec Sambai-1, le profil 4 (composite) avec Akkuduk-7 et Akkuduk-9, la ligne A (composite) avec Akkuduk-19, le profil 6 avec le puits Lakkaegan-32, et le profil C (composite) avec Zharyk-1 (Tableau 3.1).

D'après les changements brutaux des amplitudes des pics des diagraphies de gamma-ray et de densité nous avons différencié les principaux horizons stratigraphiques. La détermination de ces limites ne pose pas de difficulté car les contrastes lithologiques sont clairs et les caractéristiques sismiques des unités bien contrastées. C'est le cas par exemple des limites entre le sel kungurien et les turbidites de l'Artinskien, et entre les turbidites du Permien inférieur et les carbonates du Carbonifère inférieur-moyen. Les évaporites du Kungurien ont des amplitudes des pics des diagraphies variant entre 7 et 25 c.p.s. (sur une échelle de 0 à 150), le Permien inférieur post-salifère est représenté par des faciès détritiques correspondant à des pics de 60-70 c.p.s. Ces pics sont seulement de 10-45 c.p.s. en diagraphie gamma-ray dans les carbonates du Carbonifère (Fig. 4.17).

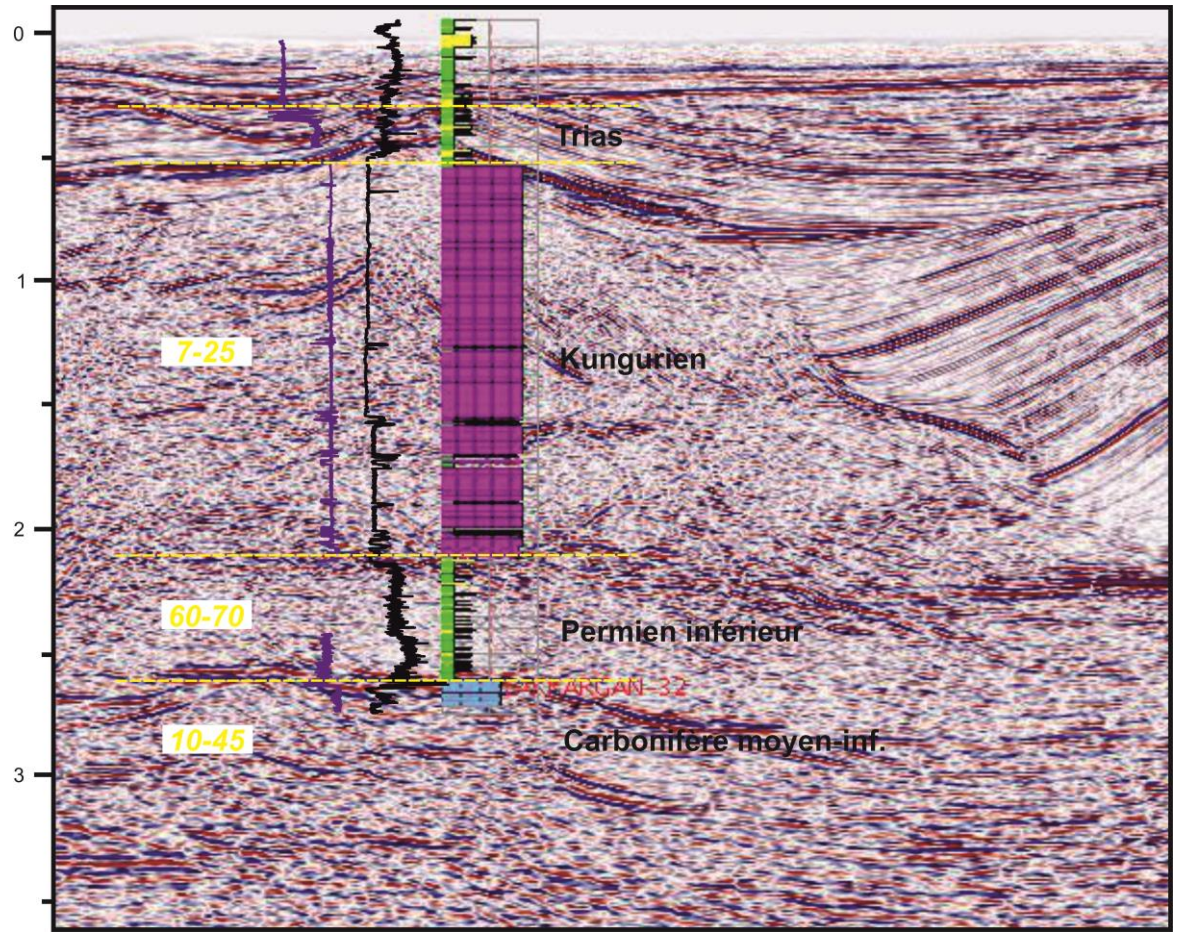


Fig. 4.17 –Détermination des unités stratigraphiques et calibration d'un profil à partir des données stratigraphiques et de la diagraphie du puits Lakkargan-32. Ce puits a traversé un diapir de sel kungurien (en violet) puis les turbidites du Permien inférieur (en vert). Il s'est arrêté dans la partie supérieure des carbonates du Carbonifère inférieur-moyen.

La limite entre le Dévonien et le Carbonifère n'a pas pu être déterminée sur les profils car le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur-moyen, sont constitués de faciès carbonatés ayant une signature sismique semblable. Dans cette région, seul le puits Baktygaryn-1 a atteint le Dévonien supérieur. Dans ce puits, la série carbonatée du Carbonifère inférieur-moyen (du Viséen au Bashkirien) au Dévonien supérieur a été échantillonnée en 24 points. L'étude biostratigraphique de ces échantillons a permis de déterminer la limite entre le Dévonien et le Carbonifère qui n'apparait pas sur les profils sismiques. Au niveau du Frasnien, dans le Dévonien supérieur, on observe un horizon net de réflecteurs continus qui a été considéré comme la base de la série carbonatée d'âge dévonien supérieur à carbonifère inférieur-moyen (Fig. 4.18).

La figure 4.20 présente 5 profils orientés est-ouest, dont deux sont composites. Parmi ceux-ci les profils 1 et 2 ont atteint à l'est les plis frontaux de la chaîne de l'Oural. Les parties orientales de ces profils sont caractérisées par des chevauchements à vergence ouest. Le profil 2 a été retraité en 2014. Le retraitement a mis en évidence des réflecteurs supplémentaires dans sa partie orientale plissée. La figure 4.21 présente les 5 lignes sismiques orientées nord-sud qui forment 3 profils composites. Les deux profils occidentaux sont situés dans le bassin tandis que le troisième, le plus oriental est proche du front de déformation et des plis frontaux de la chaîne.

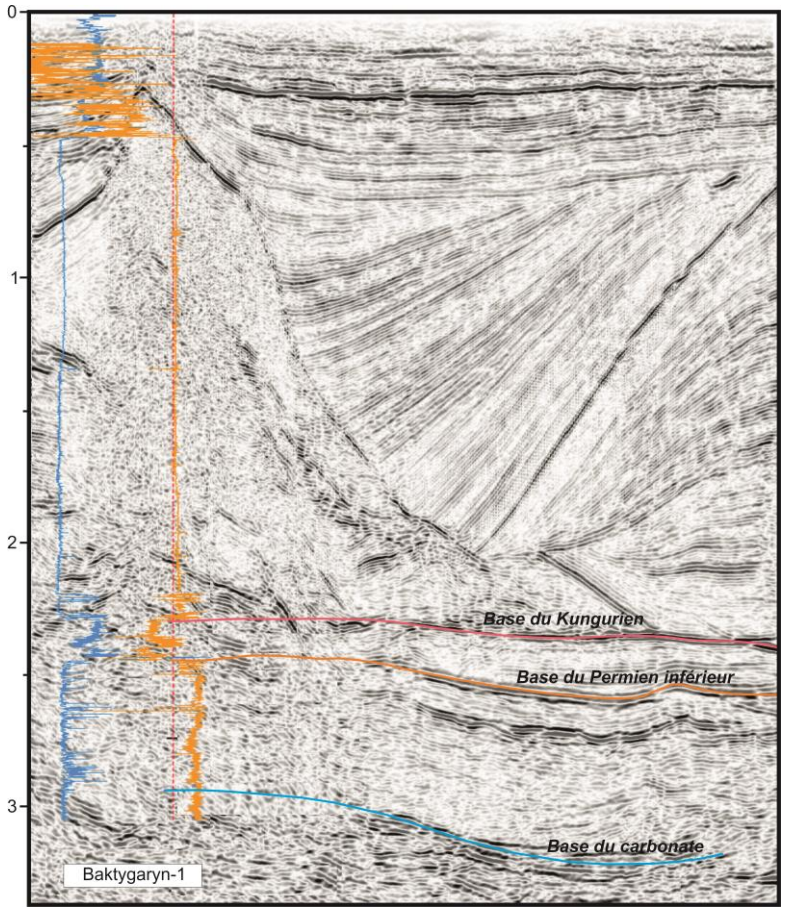


Fig. 4.18 – Caractérisation des faciès sismiques correspondant à la série carbonatée du Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur-moyen.
Les diagraphies (densité en bleu, gamma-ray en orange) ont permis de déterminer les limites stratigraphiques entre le sel kungurien et les turbidites du Permien inférieur (en rose) d'une part, et les dépôts clastiques du Permien inférieur et les carbonates du Carbonifère moyen (en orange). L'épaisseur du diapir de sel traversé par le forage est de 3838 m et celle des carbonates de 1516 m.

4.2.3.3 Les unités sismiques

Les figures 4.20 et 4.21 présentent les interprétations des lignes sismiques du permis de Temir. Dans cette zone 6 unités sismiques ont été reconnues. Les unités E et F déterminées dans la zone nord sont respectivement d'âges Carbonifère inférieur-moyen et Dévonien. Dans la zone sud elles ont été groupées dans une seule unité E-F comprenant principalement des carbonates (Fig. 4.19).

Dans le permis de Temir, la propagation des ondes acoustiques n'atteignant pas le socle, l'unité H connue au nord, est absente. D'après l'étude de profils sismiques, Volozh et al. (2003) situent le Précambrien à des profondeurs de 6 km à 10 km (Fig. 4.16). La profondeur maximale atteinte par les lignes sismiques du Permis de Temir est de 3 km. L'épaisseur de la couverture paléozoïque anté-salifère, comprenant les sédiments du Dévonien au Permien inférieur (de l'Asselien à l'Artinskien), varie de 0,5 km à 7 km avec un net épaississement d'ouest en l'est. Ces lignes atteignent au maximum les dépôts du Paléozoïque inférieur. L'unité la plus profonde imagée dans cette zone sud correspond à l'unité G.

L'unité G se compose de séries du Paléozoïque inférieur au Dévonien moyen. À partir de l'Ordovicien inférieur et jusqu'au Silurien le bassin pré-Caspien s'est développé sur la

plate-forme continentale européenne (Volozh et al., 2003). La limite entre les séries dévoniennes sus-jacentes et le Paléozoïque inférieur n'est pas déterminée. Le puits East-Akjar, foré dans l'est du bassin pré-Caspien, a atteint le Dévonien inférieur à la profondeur de 5700 m (Lochkovien). Dans la région de Temir les unités plus profondes que le Dévonien supérieur n'ont jamais été atteintes. Par contre, à l'est dans les nappes occidentales d'Oural, le Dévonien moyen existe à l'affleurement. Dans ces unités allochtones le Dévonien moyen est surtout constitué de roches volcano-clastiques, mais on y rencontre également des roches siliceuses et des calcaires. À l'affleurement l'épaisseur du Dévonien moyen est d'environ 200 m.

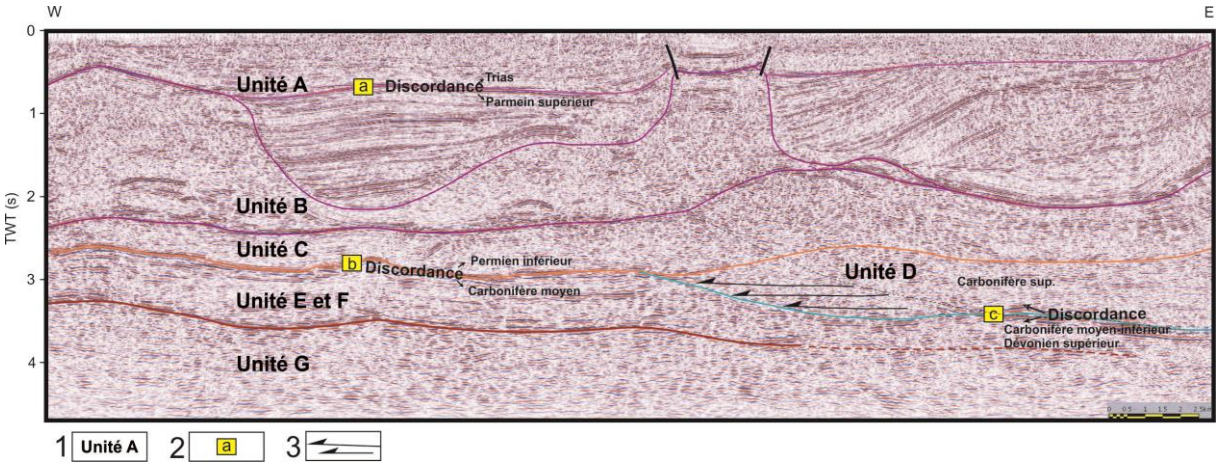


Fig. 4.19 – Exemple de profil sismique du permis de Temir
1. Unités du permis de Temir ; 2. Discordances : a) triasique ; b) permienne ; c)carbonifère ; 3. Onlap du Carbonifère supérieur sur la plate-forme carbonatée.

L'unité E-F sus-jacente est constituée de sédiments du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur-moyen. Le Dévonien supérieur est caractérisé par des faciès carbonatés qui correspondent dans la classification utilisée dans les documents pétroliers à la série carbonatée KT-III (KT signifie en russe Formation Carbonatée « Karbonatnaya Tolshcha »). Le sommet de la série du Dévonien supérieur est marqué par une surface de ravinement directement recouverte en discordance par les séries du Viséen-Serpukhovien, le Tournaisien étant absent. Plus au sud dans la zone de Zhanazhol le Tournaisien est constitué d'un faciès détritiques épais de 1500 m à 2500 m (Liger, 1995). Le Carbonifère inférieur-moyen (Viséen à Moscovien) est également représenté par des carbonates (KT-II). Il est difficile de distinguer la limite stratigraphique entre le Dévonien et le Carbonifère inférieur sur les profils sismiques. Pour cette raison l'unité E-F regroupe ces deux étages.

La série carbonatée du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur-moyen a une image sismique caractéristique (Fig. 4.19). Ses limites inférieur et supérieur sont bien caractérisées par des réflecteurs continus de haute fréquence et amplitude. Cette série carbonatée est largement développée. Elle a été mise en évidence sur tous les profils du permis. Son épaisseur varie de 0,5 ms à 0,25 ms. Latéralement ces carbonates passent vers l'est à des faciès plus profonds silico-argilo-carbonatés. Sur la figure 4.19 la terminaison de la plate-forme carbonatée est caractérisée par des onlap. Dans le sud du Mugodjar au Kazakhstan, la série du Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur-moyen est connue à l'affleurement comme la série d'Izimbet. Elle est constituée d'alternances de niveaux d'argiles et de siltstones grises, de grès, de graviers et de calcaires (Boyko et

al., 2005). La série d'Izimbet appartient à la même zone structurale (Ouest ouralienne) que les flyschs de Zilair connus au nord.

Dans la zone étudiée 17 puits forés dans le môle de Temir ont atteint les dépôts du Carbonifère inférieur-moyen. Dans ces puits cette série est formée de calcaires bioclastiques organogènes, plus ou moins dolomitisés, parfois alguaires ou bitumineux et souvent intercalés avec des niveaux argileux. Au sommet de la série ces calcaires sont fissurés, alors qu'à la base ils sont compacts. Dans les carbonates du Carbonifère inférieur un niveau de cinérites radioactives a été décrit en forage. Dans le sommet de ces carbonates des traces d'huile et de gaz ont été signalées. Le Moscovien a été entièrement érodé et la série carbonaté KT-II est recouverte en discordances par les sédiments terrigènes du Carbonifère supérieur (unité D) et du Permien inférieur (unité C) (Figs. 4.18, 4.19, 4.20).

Le Carbonifère supérieur est peu représenté. Il correspond à l'unité D. Il a été seulement observé dans la partie orientale de la zone (Fig. 4.19). Le puits Akzhar Est-5, foré plus à l'ouest dans le bassin pré-Caspien, a mis en évidence du Viséen inférieur à moyen terrigène, sans les niveaux condensés du Carbonifère moyen ou supérieur, directement sous le Permien inférieur (Liger, 1995). Il est représenté par des alternances d'argiles plus ou moins micacés et de grès à ciment calcaire. Le Carbonifère supérieur a été déterminé seulement dans le puits Akkemir-4 situé dans la partie orientale du bassin (Fig. 4.20 profil 3). Les autres puits forés dans la partie orientale adjacente aux plis frontaux de l'Oural sont restés dans l'épaisse série turbiditique du Permien inférieur. L'épaisseur du Carbonifère supérieur dans le puits Akkemir-4 est de 140 m. Elle augmente d'ouest en est jusqu'à environ 3000 m (1,5 ms).

Les étages du Carbonifère mentionnés ci-dessus ont été déterminés d'après des études biostratigraphiques basées sur les ostracodes, les foraminifères, les brachiopodes, les conodontes et les pollens (Grunis, 2013).

Le Permien inférieur anté-salifère (Assélien à Artinskien) correspond à l'unité C. Celle-ci est largement développée dans le permis de Temir. Elle recouvre en discordance les sédiments du Carbonifère moyen et supérieur (Figs. 4.20 et 4.21). Cette unité a été forée dans 17 puits. Son épaisseur varie entre 132 m et 2913 m. L'épaisseur la plus importante est située à l'est des coupes sismiques, à proximité du front permien de la chaîne ouralienne. Le Permien inférieur anté-salifère, essentiellement turbiditiques, est constitué de trois étages : l'Assélien, le Sakmarien et l'Artinskien. En raison de la similitude des facies ces étages ne sont pas individualisés sur les profils sismiques (Figs. 4.19 et 4.20). Dans la partie occidentale du bassin la lithologie correspond à des faciès terrigènes représentés par des alternances d'argiles plus ou moins micacés et de grès à ciment argilo-carbonaté, des calcaires et des dolomies, et des silts. À l'est, vers la chaîne de l'Oural des microconglomérats et de conglomérats argilo-dolomitiques ou argilo-calcaires apparaissent au sommet de la série. Les profils (Fig. 4.20) montrent un plongement important du toit du Permien inférieur d'est en ouest de 2500 m à 5100 m. Des indices d'huile et de gaz ont été décrits à la base de la série ainsi que des niveaux radioactifs. Le puits Izimbet-33 situé plus à l'est sur la nappe a recoupé les faciès turbiditiques du Permien inférieur à près de 5000 m de profondeur sous les nappes constituées de lambeaux de croute océanique et de séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur et moyen.

Dans le permis de Temir la série salifère du Kungurien (unité B) est aussi largement développée qu'au nord. Les déformations de ce complexe salifère sont pour une grande

part liées aux déplacements de grandes masses de sel avec la formation de diapirs, d'anticlinaux, de synclinaux. Les dômes salifères ont été reconnus à l'est à partir de la zone pré-Ouralienne. Ils se développent vers l'ouest dans le bassin pré-Caspien où ils sont plus épais (Fig. 4.16). La profondeur du toit du Kungurien varie entre 335 m et-3400 m. Cette importante variation tient au fait que l'épaisseur des diapirs est très variable (de quelques mètres à 4500 m) avec une épaisseur moyenne de 2500 m à 3000 m. La plus grande partie de ces évaporites est constituée de sel massif, avec des passées d'argiles, d'anhydrites et d'halites et de sels potassiques. A la base on observe souvent des intercalations d'argiles et d'anhydrites.

Le Permien supérieur et le Mésozoïque sont associés dans l'unité A (Figs. 4.19, 4.20 et 4.21). Cette unité été affecté par les diapirs de sel dans sa partie inférieure. La lithologie des molasses continentales du Permien supérieur et du Trias est caractérisée par l'alternance d'argiles plus ou moins silteuses, de grès, parfois très compacts et souvent argileux, et de rares niveaux d'anhydrites. Le Permien supérieur forme de petits bassins où il atteint une épaisseur maximale d'environ 4300 m. Le Trias repose en discordance angulaire sur le Permien supérieur sous-jacent (Figs. 4.20, 4.21). Les dépôts continentaux du jurassique reposent avec une faible discordance angulaire sur le Trias. La partie supérieure de l'unité A correspondant au Crétacé et au Jurassique est constituée d'alternances de niveaux d'argiles, de grès et de sables.

4.2.3.4 Conclusion pour le permis de Temir

La région méridionale du Mougodjar dans le permis de Temir a été étudiée à l'aide de lignes sismiques d'orientation Est-Ouest et Nord-Sud représentatives de la tectonique et de la sédimentation à l'échelle du permis. Ces profils permettent d'étudier l'évolution du bassin pré-Ouralien du Dévonien supérieur au Jurassique, donc sur une période d'environ 239 Ma. Cette longue évolution comporte plusieurs cycles tectono-sédimentaires dont l'un est caractérisé par l'accumulation du sel kungurien.

Les faciès carbonatés et terrigènes du Dévonien constituent la formation sédimentaire paléozoïque la plus ancienne connue par forage. Les facies terrigènes du Dévonien supérieur sont directement liés à l'érosion de la première chaîne de l'Oural, conséquence de l'obduction de l'arc volcanique de Magnitogorsk et de la croûte océanique de l'Océan ouralien sur la marge passive orientale du continent européen. Cette obduction a été associée à la création d'un bassin d'avant-pays où s'est accumulée une épaisse série turbiditique et radiolaritique (Fig. 4.22A). Cette série, dite d'Izimbet, est connue à l'affleurement dans les nappes situées plus à l'est et au nord en Russie (Flysch de Zilair). À la périphérie de ces reliefs s'installent des récifs qui seront remaniés sous la forme de mégabrèches dans le bassin.

À l'ouest, sur la marge occidentale de ce bassin, une série de failles normales a joué un rôle important au Dévonien pour la formation d'un môle (de Temir) sur lequel s'est mise en place une plate-forme carbonatée. Les conditions favorables pour le dépôt de séries carbonatées (KT III) ont perdurées du Dévonien moyen (?) au Dévonien supérieur (Frasnien-Famenien), puis au Carbonifère moyen (KT II) du Viséen supérieur au Bashkirien. L'intervalle entre ces deux périodes est marqué par une discontinuité majeure du Tournaisien au Viséen inférieur-moyen, probablement en relation avec une chute du niveau marin relatif (Grunis, 2013) qui a entrainé une interruption de la sédimentation sur le môle de Temir.

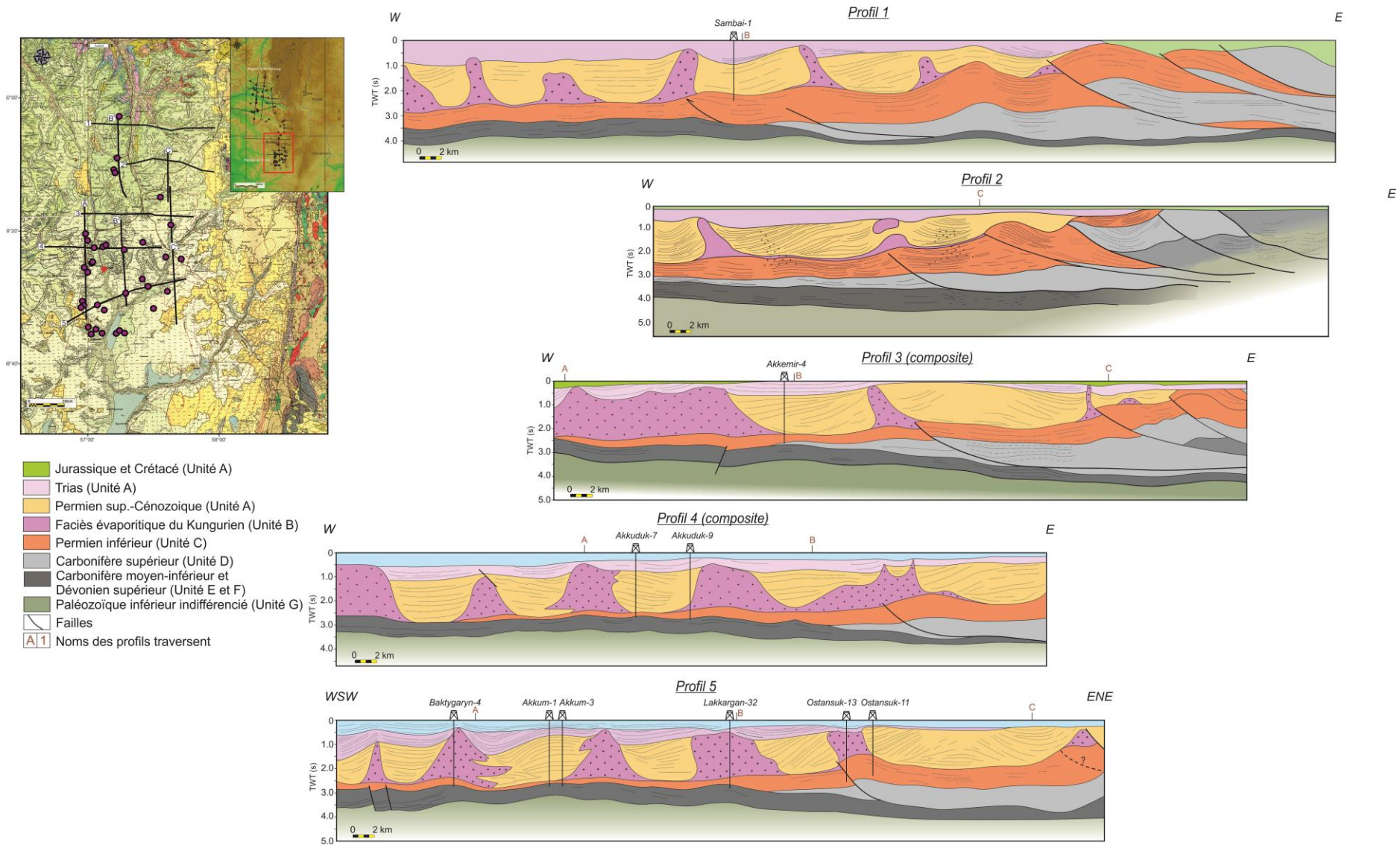


Fig. 4.20 - Profils sismiques interprétés Est-Ouest du permis de Temir

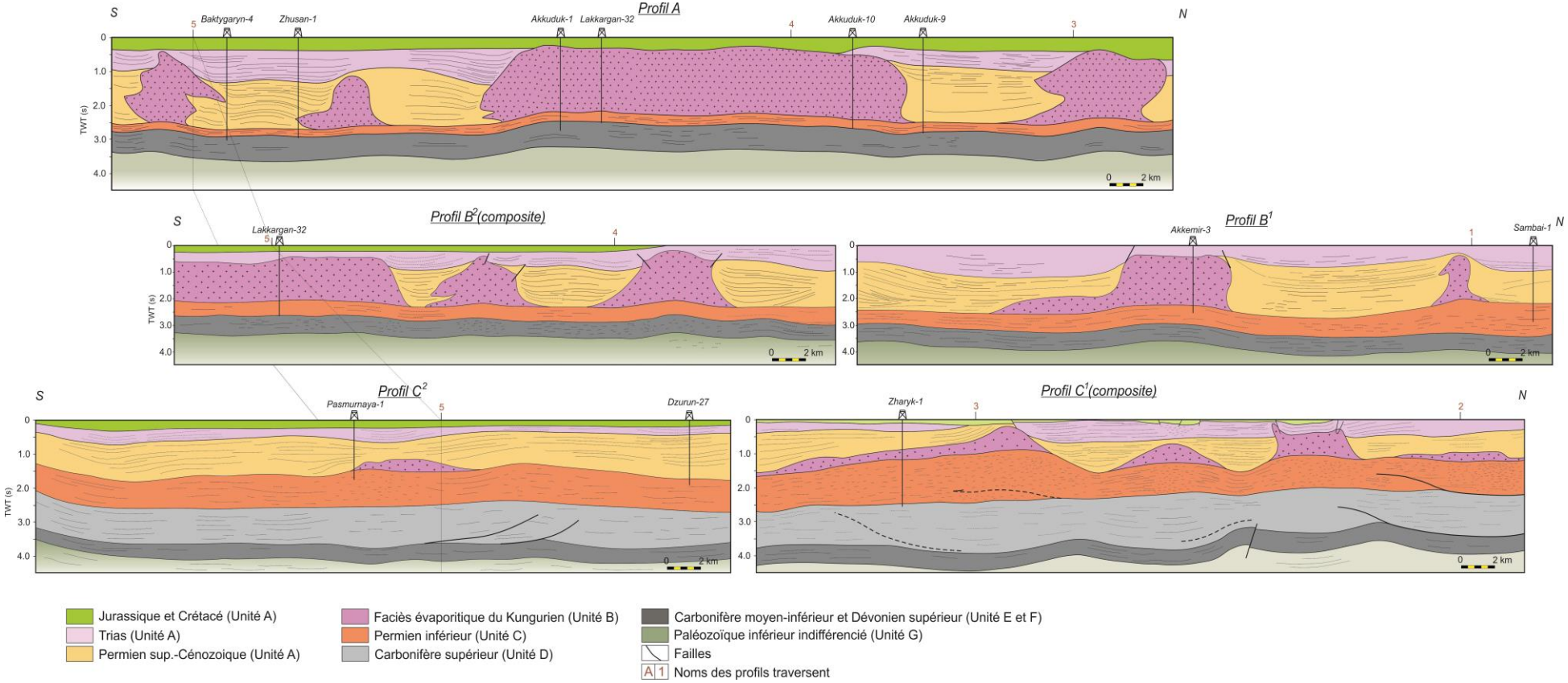


Fig. 4.21 - Profils sismiques interprétés Nord-Sud du permis de Temir

Plus à l'ouest, dans le bassin pré-Caspien oriental la sédimentation dévonienne est mal connue à cause de l'épaisseur de la pile sédimentaire sus-jacente.

Le Carbonifère basal est marqué par un changement majeur dans la sédimentation avec l'apparition d'apports détritiques. À l'est du môle de Temir dans la zone du bassin d'avant-pays actuel se déposent au Carbonifère inférieur-moyen (1) à l'ouest des carbonates de bassin et (2), à l'est des sédiments clastiques profonds alimentés par l'érosion de la chaîne.

Plus au sud dans la zone de Zhanazhol les dépôts sont essentiellement détritiques avec des intercalations carbonatées dès le Carbonifère inférieur (Tournaisien). Cet apport clastique est contrôlé par le jeu de failles normales à regards sud orientées 070°-080° (Fig.4.15) (Liger, 1995). Par contre, au nord le Carbonifère basal est absent et les carbonates du Carbonifère moyen reposent directement sur les carbonates dévoniens.

La période du Viséen supérieur au Bashkirien inférieur correspond à une période de calme tectonique entre les deux phases majeur de l'orogénèse ouralienne. Sur le môle de Temir se développe une plate-forme carbonatée à polarité est qui est interprétée comme le prolongement de la plate-forme russe vers le sud (Liger, 1995). Vers l'est, sur la marge occidentale du bassin d'avant-pays, se développe une rampe carbonatée d'âge dévonien supérieur-carbonifère inférieur-moyen ouverte vers l'Océan Ouralien rémanent situé à l'est.

Au cours du Carbonifère supérieur le môle de Temir reste émergé comme le montre les nombreux puits forés dans ce secteur où le Carbonifère supérieur est absent. La zone la plus occidentale du permis de Temir est caractérisée par la pérennité de la zone haute du môle de Temir pendant toute le Carbonifère supérieur. Le période de non-dépôt représente un intervalle de 15 Ma à 19 Ma. Au-dessus des carbonates du Carbonifère moyen (Bashkirien) se dépose en discordance la série terrigène du Permien inférieur (principalement constituée d'argiles et de silts).

Au Carbonifère supérieur, avec la disparition complète de l'Océan Ouralien, débute la collision à vergence ouest entre les plaques Europe et Kazakh. Comme dans la zone nord, un bassin flexural d'avant-pays s'installe sur la marge et la plate-forme européenne. Ce bassin est alimenté par des turbidites issues de l'érosion de la chaîne de l'Oural en soulèvement rapide à l'est (Fig. 4.22B). Cette série terrigène vient recouvrir en onlap les carbonates sous-jacents du Carbonifère moyen (Fig. 4.22B).

Sur le môle de Temir la sédimentation reprend au Permien inférieur après l'arrêt dans le Carbonifère moyen. La base du Permien est caractérisée par un marqueur radioactif daté de l'Asselien généralement expliqué par un changement dans le chimisme des eaux dû au volcanisme qui se développe pendant le Carbonifère supérieur. L'eau, chargée de particules volcaniques en suspensions, a bloqué le dépôt des carbonates à l'ouest dans la zone de Temir (Liger, 1995). Au sud, dans la zone de Zhanazhol, le dépôt de carbonates se sont développés au Carbonifère supérieur. Les dépôts asséliens correspondent à une transgression marine sur le môle de Temir.

Le Permien inférieur est marqué par le développement de l'orogénèse à l'est et par la migration du bassin d'avant-pays vers l'ouest. Pendant cette période le remplissage du bassin reste détritique. Dans l'ouest du bassin d'avant-pays se déposent des séries argileuses plus profondes. À l'est au Sakmarien le front des chevauchements a progressé vers l'ouest, chevauchant les flysch du Permien inférieur. Dans le bassin lui-même et aux bordures du môle de Temir certains accidents d'âge carbonifère s'inversent, notamment

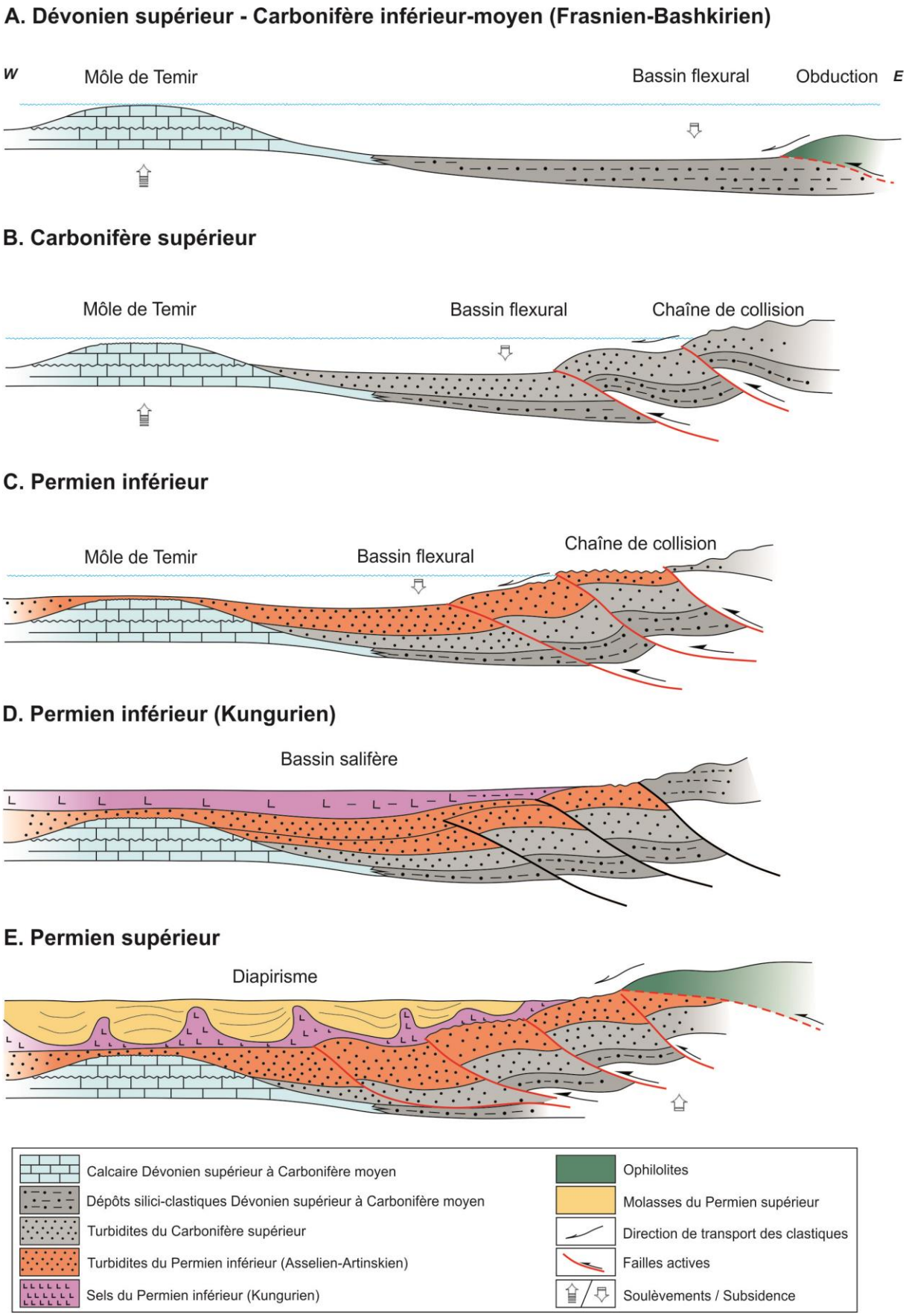


Fig. 4.22 - Schéma d'évolution du bassin d'avant-pays ouralien du Dévonien supérieur au Permien supérieur dans le permis de Temir (construit à partir de profils sismiques)

dans la zone de Zhanazhol. Les sédiments du Permien inférieur anté-salifère s'épaississent d'ouest en est dans le bassin d'avant-pays (de 200 m à 3000 m environ).

À la fin du Sakmarien, au sud du permis de Temir, les failles normales d'orientation N60° d'âge dévonien sont inversées. Cette inversion a produit un soulèvement de la zone de Zanazhol associé à une érosion des dépôts d'âges assélien et sakmarien.

Le développement important des séries évaporitiques correspond à l'Assélien tardif et surtout au Kungurien alors que l'océan ouralien est complètement fermé. Ces séries se développent considérablement vers l'ouest dans le bassin pré-Caspien alors qu'ils passent à l'est à des dépôts continentaux au niveau de l'orogène ouralien.

Au Permien supérieur les dernières phases de déformation importantes de l'orogénèse ouralienne ont créé des chevauchements aveugles qui ont redressés la bordure orientale du bassin d'avant-pays (Liger, 1995) comme le montrent les profils sismiques et les cartes géologiques. L'orogène ouralien a commencé à s'éroder intensivement au Permien supérieur. Dans le bassin c'est la période de dépôt des épaisses séries mollassiques continentales rouges. Ces séries ont subis des déformations gravitaires et compressives tardive, probablement d'âge triasique, avec la formation des diapirs salifères.

Comme dans tout le domaine d'avant-pays ouralien, dans la zone du permis de Temir l'évolution tectono-sédimentaire est principalement contrôlée du Carbonifère supérieur au Permien par le développement de la chaîne de l'Oural. Cependant, la présence à l'est du bassin pré-Caspien, fortement subsident au Paléozoïque depuis le Silurien, modifie singulièrement la paléogéographie pendant la période de collision et notamment au Permien. En effet, l'ensemble de la région, y compris la partie est et le môle de Temir, est subsidente au Permien inférieur avec une sédimentation clastique (Fig. 4.22C). Les zones de haut-fond connues plus au nord, liées à la flexure de la plaque européenne et associées à la formation de récifs pendant le Sakmarien, sont absentes dans la zone de Temir. Sur le permis de Temir, l'ensemble de la série syn-orogénique reste terrigène depuis le Carbonifère supérieur.

4.2.4 Le bassin d'avant-pays dans la région d'Actobé : comparaison avec les régions d'Orenbourg et de Temir

La zone d'Actobé est limitée au nord par la zone d'Orenbourg et au sud par le permis de Temir. Géologiquement elle est nettement moins connue que ces deux dernières zones à cause de la quasi-absence de donnée de subsurface. L'étude de cette région sera principalement basée sur les résultats de travaux de terrains menés en 2013-2014, sur l'étude de quelques puits et sur les données bibliographiques. Les résultats de l'étude de la région d'Actobé seront confrontés avec ceux des zones d'Orenbourg et de Temir.

4.2.4.1 Les données disponibles sur le bassin d'avant-pays dans la région d'Actobé

Aucune ligne sismique récente n'a été tirée dans ce secteur du bassin d'avant-pays. Les données sismiques datant de la période soviétique, conservées dans le fond géologique du Kazakhstan, ne sont pas accessibles.

Les données de subsurface disponibles se résument à 11 puits (Fig. 4.23). Ces puits ont permis de caractériser les principaux marqueurs stratigraphiques. Pour deux d'entre eux (Belogorskaya-35 et Alexandrovskaya-18) des diagraphies et des logs stratigraphiques sont disponibles (Fig. 4.24). Le puits le plus profond (4400 m) est celui de Belogorskaya qui a atteint le Dévonien supérieur.

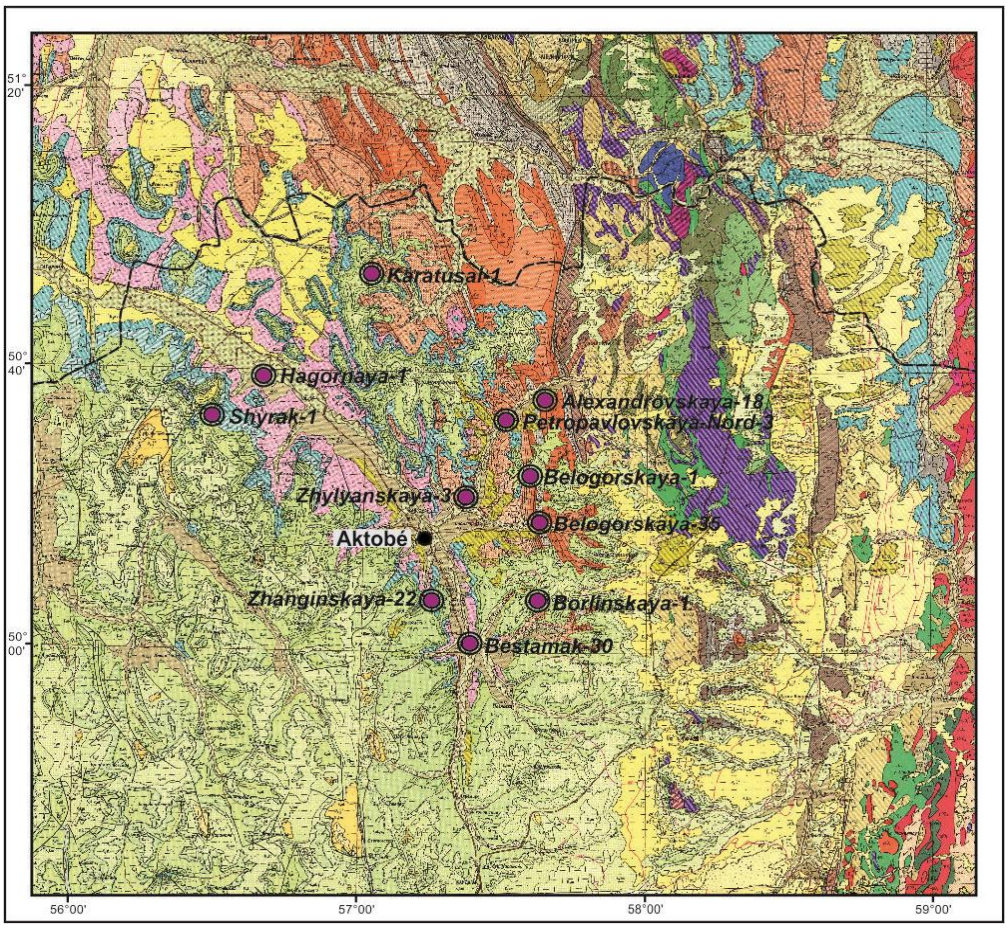


Fig. 4.23 – Carte géologique de la région d'Actobé avec la localisation des puits

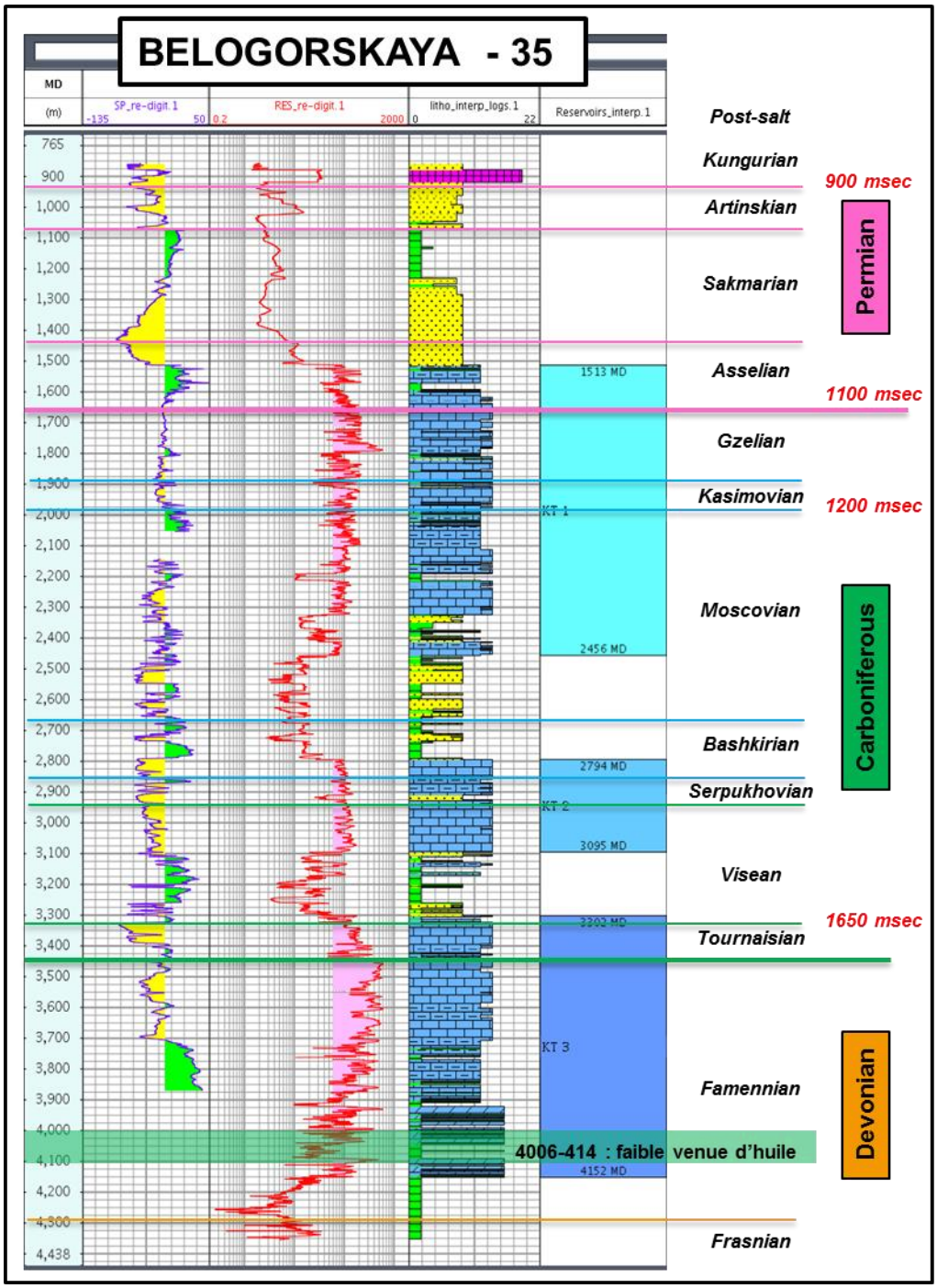


Fig. 4.24 – Puits de Belogorskaya-35. D'après Dernovaya, N., (communication personnelle)

4.2.4.2 Structure et stratigraphie de l'avant-pays d'Actobé

Dans la région d'Actobé, comme dans les zones adjacentes du nord (région d'Orenbourg) et du sud (permis de Temir) le socle n'a jamais été atteint par les forages. On en observe des traces sur la pente occidentale de l'orogène Ouralien sous la forme d'olistolithes. Au nord, dans la région d'Orenbourg, des fragments de socle sont connus dans le synclinirium de Bashkir. Dans le Mougodjar ils affleurent dans le massif de Kempirsai où ils sont représentés par des basaltes et des roches volcano-sédimentaires métamorphisées. Selon Khan (1996) les toits du Riphéen-Vendéen (Protérozoïque

supérieur) et de l'Ordovicien-Dévonien inférieur sont situés entre 8 et 11 km de profondeur (Fig. 1.20) et plongent vers l'est en marches d'escalier.

Dans le seul puits où nous disposons d'informations lithologiques, Belogorskaya-35, le toit du Frasnien (Dévonien supérieur) a été atteint. Dans ce puits le Famennien se caractérise par des calcaires massifs dolomitisés à intercalations de lits de sables verts à gros grains et des schistes calcifiés, effondrés et fracturés. Cette série carbonatée a continué de se déposer jusqu'au Tournaisien au Carbonifère inférieur. Une série carbonatée semblable se dépose en continuité au nord dans la région d'Orenbourg et au sud dans le permis de Temir dans le bassin pré-Oural d'Actobé. La discordance régionale observée entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur suggère une régression associée à une phase d'érosion. Au sud l'érosion a été plus importante puisque le Tournaisien a complètement disparu.

Les facies des dépôts dévoniens supérieur présentent une zonation est-ouest marquée. À l'ouest dans la plate-forme et la marge européenne se dépose une série carbonatée qui s'approfondit vers l'est. Ces carbonates n'affleurent pas dans le Mougodjar. Les travaux de terrains ont montré que les sédiments dévoniens se sont accumulés dans la partie orientale de la marge dans un bassin profond. Les affleurements du Dévonien supérieur existent sur les nappes ou dans la zone de mélange (Fig. 4.25), caractérisés par plusieurs types de faciès. Le faciès de Zilair est représenté par des argilites, des silts et des grès. Nous avons levé et échantillonné des coupes sédimentologiques dans les formations d'Eguendy et de Kiya représentés par des radiolarites, des grès, des schistes et des argilites siliceuses. Cette série de Kiya a la particularité de renfermer un niveau riche en bitume (Fig. 4.25).

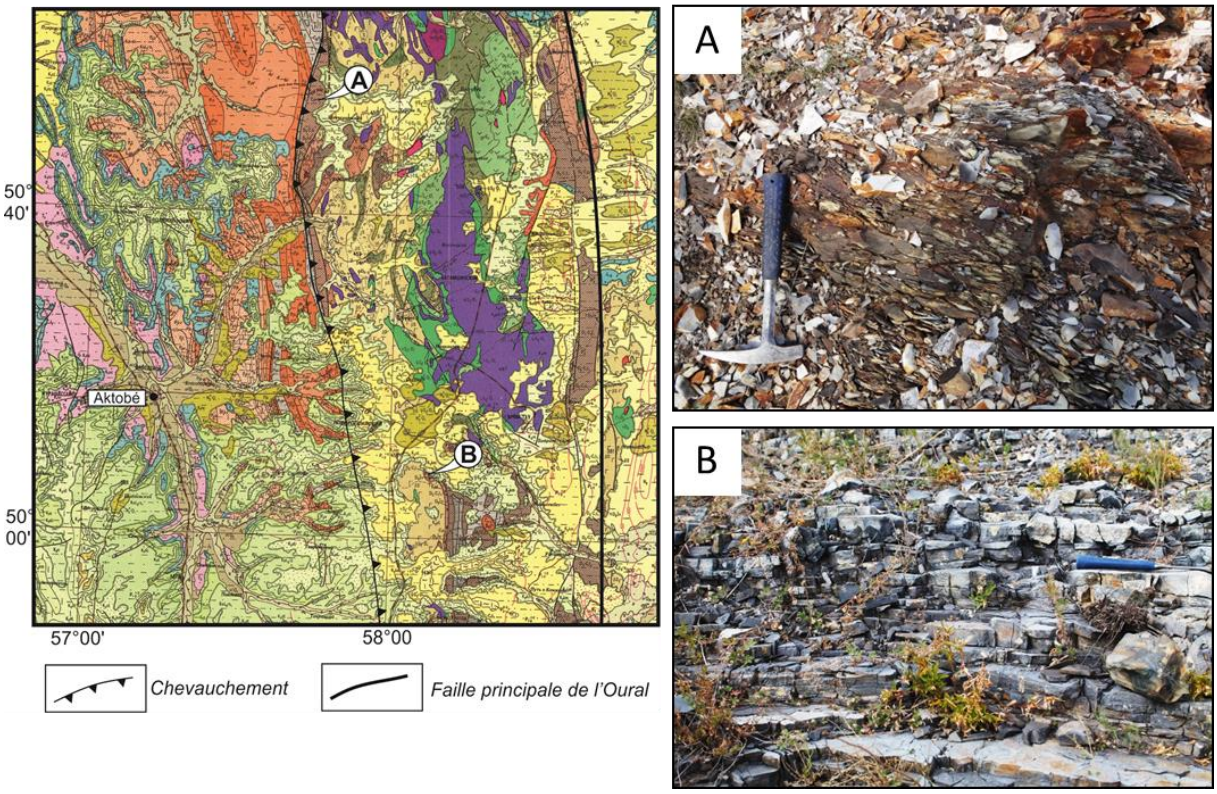


Fig. 4.25 – Affleurements du Faménnien (Dévonien supérieur)
A – Faciès bitumineux de Kiya ; B – Faciès radiolaritiques d'Eguendy

Des sédiments du Carbonifère sont très plissés et s'affleurent mieux dans la région Orenbourg. À cause de l'émersion généralisée dans la région d'Actobé, le Carbonifère souvent érodé n'affleure que de façon fragmentaire. Dans le permis de Temir le Paléozoïque est complètement recouvert par les dépôts méso-cénozoïques.

Dans le bassin d'avant-pays d'Actobé, le Viséen présente des lithologiques différentes qui peuvent s'expliquer par la présence de reliefs sur la marge européenne. Dans le puits Belogorskaya-35 les sédiments viséens sont constitués des argiles carbonatés recristallisés et bréchifiées présentant une porosité significative comme dans la région d'Orenbourg. Des sables et des schistes s'intercalent avec ces argiles (Fig. 4.24). Dans la région de Temir se déposent des carbonates. Au nord d'Actobé, à proximité de la frontière entre le Kazakhstan et la Russie, le Viséen-Serpukhovien affleure dans la zone de chevauchement sous la forme de biohermes constitués de calcaires lités gris-clairs atteignant jusqu'à 200 m d'épaisseur (Korobkov et al., 2012) (Fig. 4.26A). Les affleurements de la rivière Schintemir sont constitués de schistes bitumineux d'âge viséen-serpukhovien (Fig. 4.26B).

Fig. 4.26 – Affleurements du Carbonifère
A – calcaires bioclastiques du Viséen-Serpukhovien ; B – schistes bitumineux du Viséen-Serpukhovien ; C – faciès turbiditiques du Carbonifère supérieur

Du Serpukhovien au Bashkirien inférieur un bassin se développe à la péréphérie orientale du continent européen après de l'accretion de l'arc de Magnitogorsk à la marge orientale du continent européen. Cette période se distingue par un contexte tectonique relativement calme. Elle est caractérisée par le dépôt de séries carbonatées sur le rebord oriental du continent européen. Au Bashkirien moyen-supérieur apparait un changement de faciès sur la marge européenne. Le puits Belogorskaya-35 montre que pendant cette période se sont déposés des argiles carbonatées de 125 m d'épaisseur (Fig. 4.24), des silts et des grès, tandis que plus au nord et au sud le Bashkirien moyen et supérieur est représenté par des calcaires. Ces calcaires constituent un réservoir potentiel pour les hydrocarbures.

Le bassin d'avant-pays pré-Ouralien a commencé à s'individualiser à partir du Carbonifère supérieur et s'est développé au Permien inférieur quand la chaîne de l'Oural méridional c'est mise en place avec la collision des continents européen et kazakh. Avant ces évènements tectoniques le bassin flexural d'avant-pays n'existait pas. Le Carbonifère supérieur est distribué sur toute la périphérie du bassin d'avant-pays pré-Ouralien et est essentiellement constitué de sédiments clastiques turbiditiques. Dans le puits Belogorskaya-35 le Carbonifère supérieur (Kasimovien et Gzhelien) est représenté par des schistes carbonatés, des calcaires argileux bréchifiés et parfois des anhydrites dolomitisées. Le long de la rivière Aidarlyacha le Carbonifère supérieur est constitué de grès et d'argiles équivalant à ceux affleurant dans la région d'Orenbourg.

La collision se poursuit au Permien inférieur. Elle entraine la subsidence et le remplissage du bassin d'avant-pays alimenté par l'érosion de l'orogène ouralien qui se développe à l'est. L'épaisseur des séries flyshoides qui remplissent le bassin atteint 1300 m. La marge orientale du bassin est impliquée dans la chaîne plissée d'avant-pays qui se propage vers l'ouest au front de l'orogène. Les séries terrigènes du Permien inférieur sont impliquées dans les plis et les chevauchements du front de chaîne.

Dans la région du Préoural d'Actobé les séries du Permien inférieur sont mieux représentées à l'afflleurement que les autres unités stratigraphiques. Ces séries terrigènes sont essenciellement représentées par des grès, des argiles et des silts. Nous avons étudié directement sur le terrain des sédiments asseliens, sakmariens, artinskiens et kunguriens du Permien inférieur. Les coupes sont présentées et décrites dans le Chapitre 2. On observe des variations sensibles d'est en ouest de la structure, de la lithologie et de l'épaisseur des série permiennes. Cela s'explique par l'érosion et la déformation progressive de la bordure orientale du bassin au cours de l'orogénèse (Fig. 4.27). Plus à l'ouest dans le bassin d'avant-pays les déformations diminuent et l'épaisseur de la série augmente.

Fig. 4.27 - Plis dans le Permien inférieur, rivière Zhaksy-Kargala

Dans les vallées des principales rivières de la région d'Actobé on peut observer l'Asselien en concordance sur le Gzhelien (Carbonifère supérieur). De fréquents et rapides changements de faciès tant latitudinaux que longitudinaux sont caractèristiques de cette période. Les faciès grossiers sont plus particulièrement développés dans la partie orientale du bassin où ils sont principalement constitués par des sables et des conglomérats incluant de gros blocs polygéniques comme dans la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) (Figs. 2.19 et 2.20, Chapitre 2). Ces crachées conglomératiques sont associées à des chenaux mettant en évidence une érosion intense de la chaîne en surrection. Au nord, dans les faciès grossiers sont dominés par des clastes et des olistostromes où dominent les carbonates (voir Chapitre 2, coupes Kiya 1 et 2). L'épaisseur de l'Asselien dans differents secteurs varie de 150 m à 950 m avec un épaississement vers l'ouest. Les sédiments asseliens, riches en fossiles, ont un rôle stratigraphique important. Ils contiennent notamment des conodontes (*Streptognathodus isolatus* dans le chronocline de *S. wabaunsensis*), des foraminifères, des ammonoidés et des céphalopodes (Davydov et al., 1998).

Le Sakmarien et l'Artinskien, comme l'Assélien, sont également largement développés dans le Pré-oural d'Actobé. Les lithologies de ces trois étages sont très semblables. Elles se distinguent cependant par des faciès conglomératiques mal classés avec une

proportion élevée de fragments volcaniques. L'épaisseur de la série sakmarienne-artinskienne varie entre 680 m et 1200 m.

Plus au sud dans la région de Temir les dépôts asselien, sakmarien, et artinskien deviennent plus argileux et silteux. Dans la région d'Orenbourg le Permien inférieur anté-salifère est nettement plus carbonaté que dans la région d'Actobé.

Vers l'ouest et le craton européen la base du Permien plonge à plus plus de 4000 m de profondeur sous la couverture mézo-cénozoïque (puits Shyrak-1, Neumann et Cantaloube, 2012). Vers le nord, dans la région d'Orenbourg, ce faciès clastique passe latéralement à des calcaires biogéniques récifaux. Dans le préoural d'Actobé ces carbonates récifaux n'ont pas découvert.

Dans le bassin d'avant-pays d'Actobé le Kungurien est aussi largement développé. La composition lithologique du Kungurien est différente de celle des autres étages du Permien inférieur. En effet les faciès térrigènes grossiers sont absents et les facies évaporitiques prédominent largement. Cela est dû au développement de lagunes et à un remplissage progressif du bassin par les évaporites. Dans les régions méridionales (de Temir) et septentrionales (d'Orenbourg) le Kungurien est essentiellement évaporitique, alors que dans le Préoural d'Actobé la série évaporitique est constitué de plusieurs types de faciès. Le faciès inférieur est formé d'argiles et de silts intercalés avec des grès (coupe Santas 1; Chapitre 2). Le faciès moyen est salifère et constitué de halite blanche et massive, cristallines avec des intercalations de clastiques. Le faciès supérieur, est représenté par des anhydrites, des grès et des argiles. Cependant, dans la série évaporitique des lentilles de calcaires (Fig. 4.28) et de dolomies se sont également déposées.

Fig. 4.28 – Calcaires d'âge kungurien dans le Préoural d'Actobé

Le Permien supérieur est divisé en trois étages, Ufimien, Kazanien et Tatarien, selon de charte stratigraphique russe de 1993. Ces étages correspondent au Roadian, Wordian, Capitanian, Wuchiapingian et Changhsingian de la division IUGS de 2016. Dans

la région d'Actobé le Permien supérieur est constitué de faciès molassiques continentaux rouges incluant des grès, des argiles, et des silts avec des rare intercalation de calcaires lacustres. Son l'épaisseur moyenne est de 1250 m. Dans la partie occidentale du bassin il peut atteindre 2000 m. Les sédiments permiens supérieur et triassiques sont très semblables et difficiles à distinguer. C'est pourquoi le terme permotrias est couramment utilisé.

Les sédiments mésozoïques sont très répendus dans le Préoural d'Actobé où ils présentent une structure sub-tabulaire. Ils reposent en discordance sur les formations déformées du Paléozoïque supérieur. L'épaisseur de la série mésozoïque peut atteindre 350 m.

Les dépôts cénozoïques sont constitués de grès intercalés avec des argiles. Ils sont dévéloppés le long des rivières dans le bassin d'avant-pays. L'épaisseur de ces dépôts est estimée à 20-35 m.

4.3 Conclusion

Dans l'Oural méridional, les données de sub-surface des régions d'Orenbourg au nord en Russie et de Temir au sud au Kazakhstan, associées aux résultats d'une étude de terrain dans la région d'Actobé, ont permis de reconstruire un schéma d'évolution tectonostratigraphique à l'échelle régionale. Nous proposons des reconstructions palinspastiques de l'Oural méridional pour 5 périodes clés de l'orogénèse ouralienne : Dévonien supérieur, Carbonifère inférieur, Carbonifère moyen et Permien inférieur anté-salifère et post-salifère (Figs. 4.29 à 4.33).

Dévonien supérieur (Fig. 4.29)

L'évènement principal sur la marge orientale de la plaque européenne au cours du Dévonien supérieur (Frasnien et Famènien) est la formation d'une chaîne de collision. Au Dévonien moyen-supérieur, l'arc volcanique de Magnitogorsk est accrété à la marge européenne. Associé à cette collision un complexe d'accrétion se développe vers la fin du Dévonien supérieur sur la marge orientale du continent européen. Au front de cette orogénèse se développe un bassin d'avant-pays (Fig. 4.29) où se déposent des séries turbiditiques (Flysch de Zilair).

Sur cette marge on peut distinguer quatre zones principales orientées nord-sud, soit d'ouest en est (1) la marge orientale du Bassin Pré-caspien, (2) le plateau continental du continent européen, (3) le bassin d'avant-pays (Zone de Zilair), incluant la zone haute d'Ouraltau, et (4) la bordure occidentale de l'arc volcanique de Magnitogorsk (Fig. 4.29).

À l'ouest à la périphérie du bassin Pré-caspien se forme au Dévonien supérieur une marge passive (Kiryukhin et al., 1981) où se déposent 350-400 m de carbonates . C'est le cas dans notre zone d'étude sur le môle de Temir (Fig. 4.29). À l'est et au sud-est du bassin Pré-Caspien existait probablement des zones émergées associées à l'érosion des séries antérieures. Ces zones ont perdurés jusqu'au Dévonien inférieur-moyen (puits Akzhar-Est-5). La subsidence associée au Bassin Pré-Caspien, ou dépression pré-caspienne, affectait à cette époque une large zone de la plate-forme européenne orientale.

Dans la zone d'Orenbourg développée sur la plate-forme européenne les séries du Dévonien supérieur ne dépasse pas 250 m. À cette époque apparaissent vers l'est des faciès plus profonds de bassin caractérisés par un faible taux de sédimentation. La série sédimentaire dans ce bassin est constituée de calcaires et de schistes bitumineux et siliceux et de marnes. Plus à l'est le bassin était marqué par le dépôt d'un flysch terrigène épais d'âge famènien appelé Série (où Flysch) de Zilair. Il est essentiellement constitué d'intercalations rythmées de grauwackes, de grès et de radiolarites. Une branche orientale du bassin de Zilair se développe à l'est de la zone haute de l'Ouraltau (Fig. 4.29) jusqu'à la bordure occidentale de l'arc Magnitogorsk (Puchkov, 2000). Dans les grès et les conglomérats de la série de Zilair prédominent les fragments de roches effusives acides et basaltiques et de silex. Leur présence indique que le flysch était essentiellement alimenté par des séries océaniques et d'arc insulaire issues de l'orogène situé à l'est. Des clastes de roches intrusives sont également présents ainsi que de rares roches métamorphiques et métasomatiques. La composition minéralogique de la série de Zilair montre qu'au Famènien le secteur de l'Ouraltau a subi une intense érosion ainsi que les parties occidentales de l'orogène ouralien dévonien.

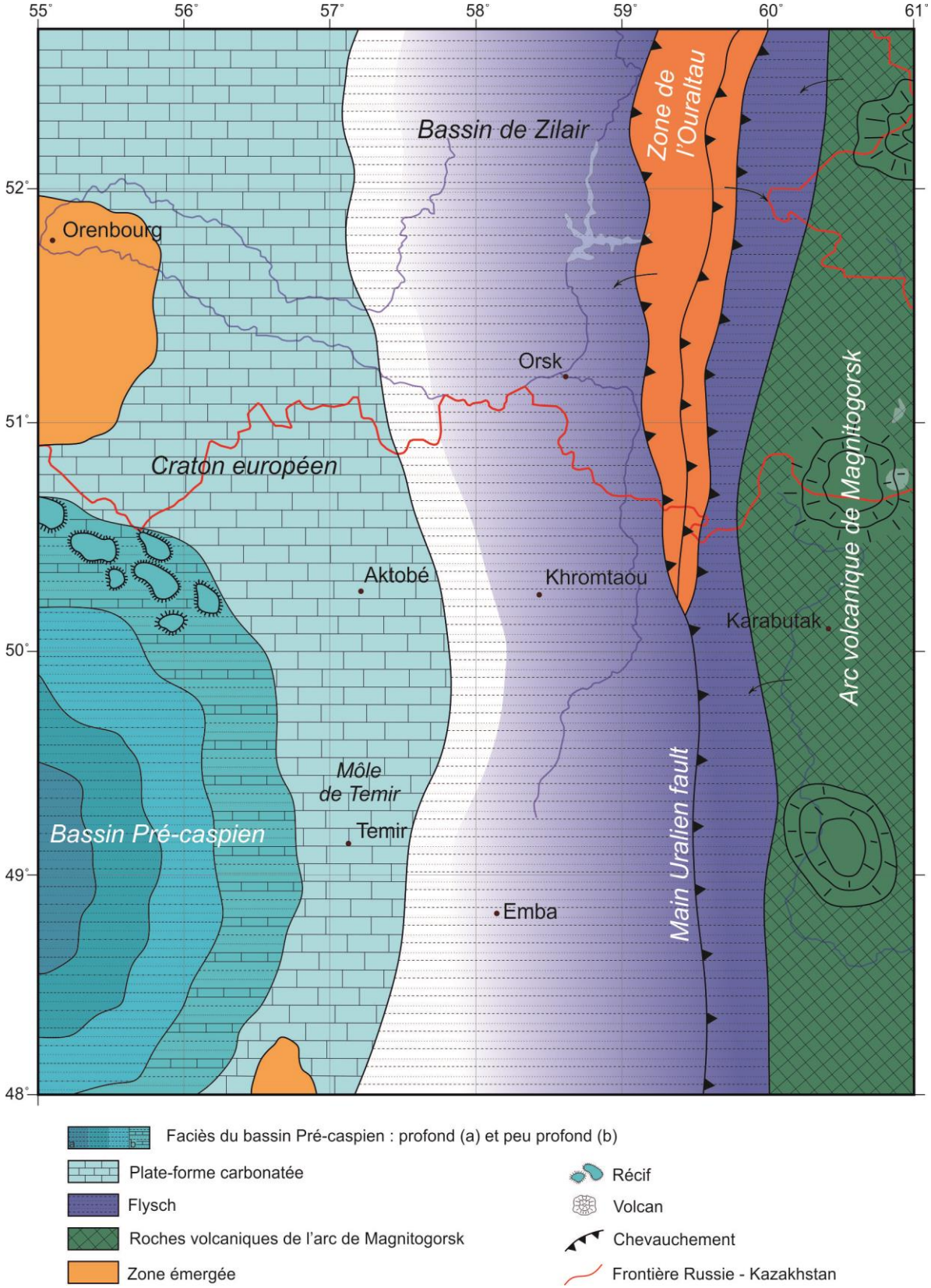


Fig. 4.29 - Reconstruction paléogéographique au Dévonien supérieur

La zone de Magnitogorsk, la plus à l'est, est d'origine océanique, avec un arc insulaire d'âge Dévonien inférieur-moyen installé sur une croute océanique (Salikhov, 1997). Au Dévonien supérieur la partie occidentale de l'Océan Ouralien est obductée sur la marge européenne (Yazeva et Bochkorev, 1998; Brown et al., 2006). À la fin du Faménien l'arc volcanique de Magnitogorsk est complètement accrété à la plaque européenne et soumis à l'érosion.

Carbonifère inférieur (Fig. 4.30)

Le Carbonifère inférieur est marqué par l'installation d'une marge passive à l'est du continent européen après l'arrêt de l'obduction au Faménien. Un contexte tectonique plus calme va perdurer jusqu'à début du Carbonifère supérieur. La zonalité nord-sud qui a prévalu dans l'Oural méridional pendant le Dévonien supérieur continue au cours du Carbonifère inférieur.

Au cours du Tournaisien la plate-forme orientale du continent européen a été affectée par une régression qui a entrainé un hiatus de sédimentation. Cette régression se traduit par une discordance régionale entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur. Dans la région d'Orenbourg une mer peu profonde s'installe avec le dépôt de carbonates de plate-forme. La régression entraine l'émersion temporaire de certaines zones (par exemple la zone de Sol-Iletsk) provoquant l'érosion et/ou le non-dépôt des faciès carbonatés (Fig. 4.30).

Vers le sud au Kazakhstan l'émersion de la plate-forme était plus importante qu'au nord dans la zone d'Orenburg (Fig. 4.30). Les dépôts tournaisiens sont complètement absents sur le môle de Temir. Dans le même temps dans la zone de Zhanazhol, au sud de Temir, 500 m de dépôts essentiellement détritiques, intercalés avec des bancs de calcaires peu épais, se sont déposés au cours du le Tournaisien. La répartition de ces séries principalement détritiques est contrôlée dans cette zone par des failles normales orientées N 070°E (Fig. 4.30).

La dépression profonde orientée nord-sud située entre la zone haute de Magnitogorsk et la plate-forme européenne est l'héritage du bassin d'avant-pays du Dévonien supérieur. Au Carbonifère inférieur cette dépression est réduite dans sa partie orientale (Puchkov, 2000). Les faciès profonds, notamment la série de Zilair, forment une bande continue nord-sud. Les facies détritiques du Carbonifère inférieur déposés dans ce bassin étaient plus fins et moins épais que ceux du Dévonien supérieur. Cette évolution vers des dépôts plus fins est probablement liée à l'érosion et la disparition progressive des reliefs situés à l'est (Puchkov, 2000). L'Ouraltau demeure une source de sédiments détritiques au Tournaisien.

Au Carbonifère inférieur la zone de Magnitogorsk est devenue inactive en tant qu'arc volcanique. Des séries terrigènes se déposent à l'ouest de cette zone en bordure du bassin de Zilair. Il s'agit de conglomérats, de grès, d'argiles, et de charbons qui peuvent passer latéralement à des facies carbonatés. Dans sa partie centrale ils passent à des volcanites, des roches magmatiques et des séries volcano-sédimentaires associés à une phase de rifting souvent attribuée au Carbonifère inférieur (Puchkov, 2000). Au sud, dans le synclinal de Berchogour, des carbonates récifaux se déposent dans un environnement marin peu profond.

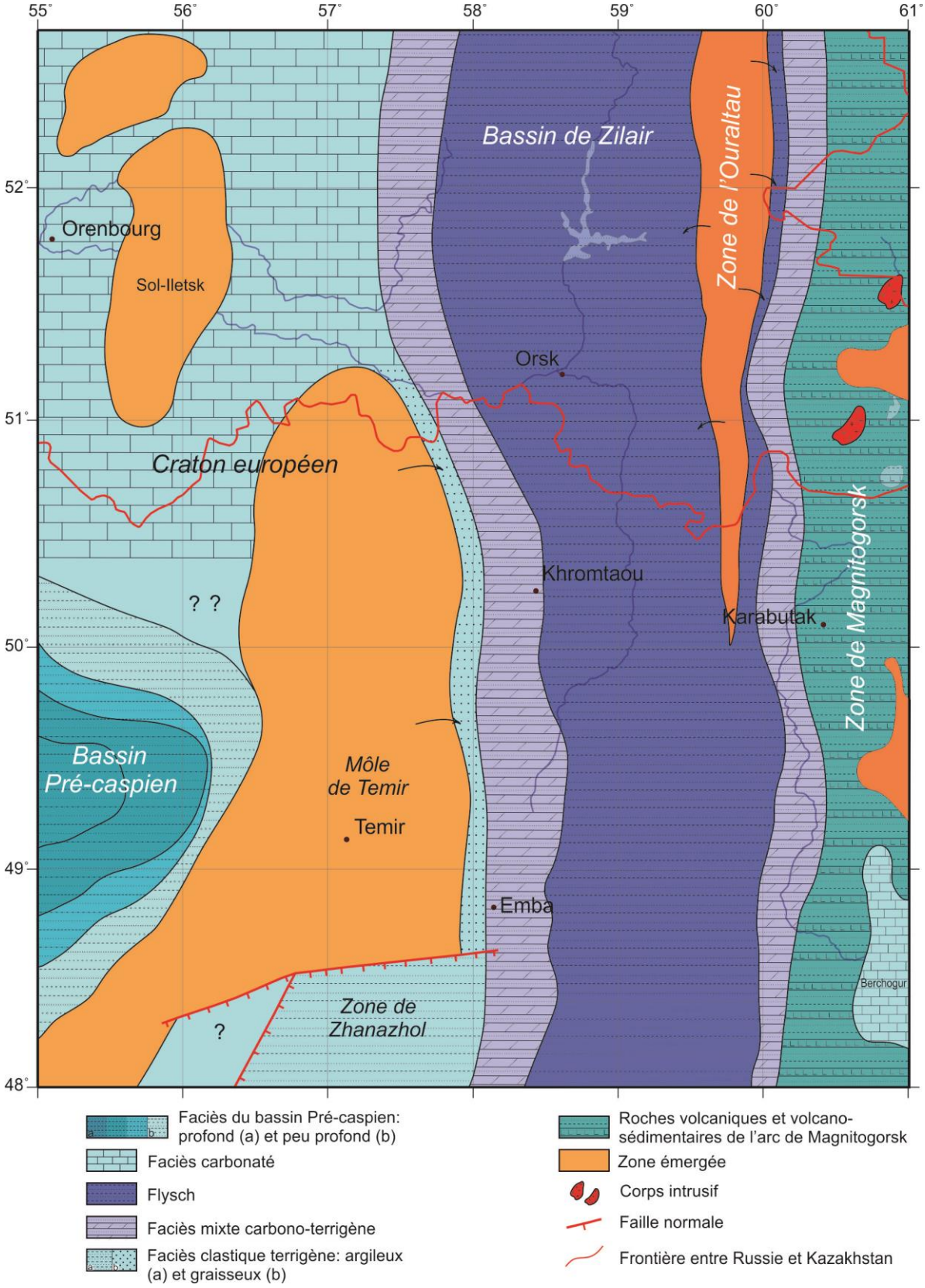


Fig. 4.30 – Reconstruction paléogéographique au Carbonifère inférieur (Tournaisien)

Carbonifère moyen (Bashkirien) (Fig. 4.31)

La marge orientale du continent européen au cours du Bashkirien inférieur est caractérisée par une transgression. Le Bashkirien est une période tectoniquement calme marquée par le dernier épisode de dépôt de carbonates de plate-forme sur la partie orientale du continent européen et par l'érosion progressive de la chaîne ouralienne dévonienne. Des carbonates se déposent dans tous les trois zones étudiées (d'Orenbourg, du préoural d'Actobé et du môle de Temir) (Fig. 4.31).

La sédimentation carbonatée se développe sur la plate-forme européenne. Au sud dans la zone de Temir les conditions de dépôt sont interrompues localement par des soulèvements partiels et par l'érosion des séries antérieures. On peut observer sur la sismique une diminution d'épaisseur de l'intervalle carbonaté d'âge carbonifère moyen associé à des réflecteurs très marqués et continus qui peuvent être interprétés comme des équivalents de facies plus "bassins" de ces carbonates. Nous interprétons ce passage latéral comme la bordure de la plate-forme carbonatée du Carbonifère moyen.

Au sud de la région d'Orenbourg les formations bashkiriennes incluent des récifs carbonatés. À l'ouest à la périphérie du bassin Pré-Caspien les constructions récifales sont plus développées dans le Bashkirien. La bordure occidentale du Bassin de Zilair se caractérise par la présence de carbonates bréchifiés probablement originaires de la plate-forme carbonatée (Fig. 4.31). Globalement ces facies témoignent de l'existence de conditions de dépôt peu profondes dans un environnement chaud où se formaient des récifs (Grunis, 2013).

Plus à l'ouest dans le Bassin Pré-Caspien des sédiments clastiques fins bathyaux continuent de se déposer. À l'est dans le bassin de Zilair les carbonates passent progressivement à des séries terrigènes puis à des radiolarites, des argiles et des silts siliceux.

Pendant cette période la zone de Magnitogorsk était localement émergée et partiellement recouverte par une mer peu profonde où se déposaient des carbonates.

Carbonifère supérieur – Permien inférieur (Fig. 4.32)

À partir du Carbonifère tardif, dans la partie méridional de l'Oural, l'Océan Ouralien rémanent est entièrement subducté. Débute alors la collision entre les plaques continentales européenne et kazakh. Cette collision est essentiellement active au cours du Permien inférieur. Elle est associée avec le développement d'une chaîne de collision à vergence ouest et par la formation d'un bassin flexural sur l'avant pays européen (Fig. 4.32).

Ce bassin flexural, présente la structure classique d'un bassin d'avant-pays situé entre la chaîne à l'est et la plate-forme à l'ouest. Il s'est développé entre le Moscovien et le Permien inférieur pré-kungurien. Ce bassin a migré progressivement vers l'ouest au dépend de la plate-forme européenne en suivant la progression de la chaîne de collision. Ses marges étaient asymétriques avec une marge orientale étroite et abrupte et une marge orientale plus douce.

Ce bassin est caractérisé par de nombreuses variations latérales de faciès. La marge occidentale du bassin était une zone peu profonde où se déposaient des carbonates. Ces carbonates passent progressivement vers l'est à des facies détritiques. Au nord, dans la région d'Orenbourg se développaient sur la bordure orientale de la plate-forme des constructions biogéniques et récifales d'âge permien inférieur (Fig. 4.32) qui constituent

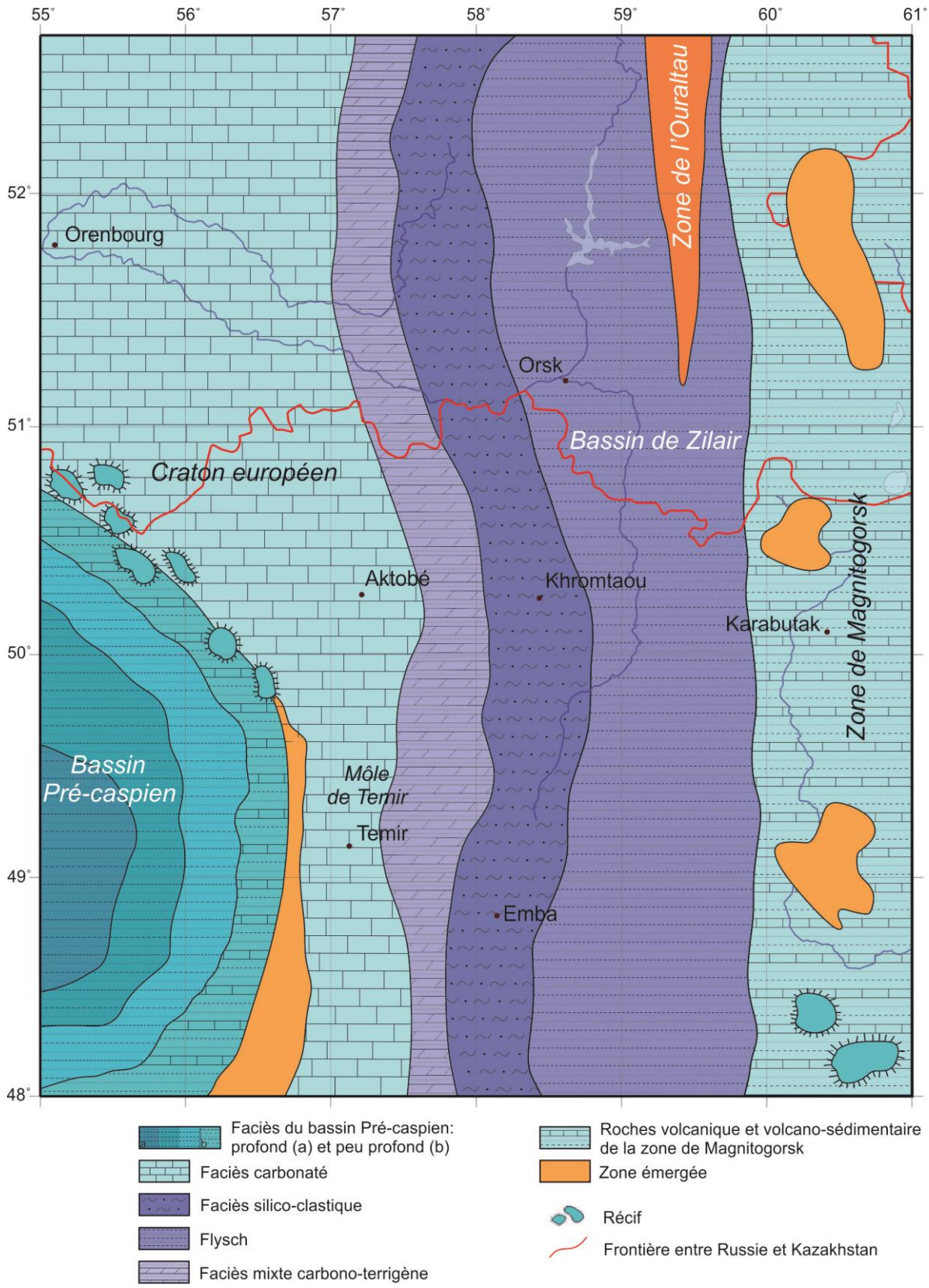


Fig. 4.31 – Reconstruction paléogéographique au Carbonifère moyen (Bashkirien)

l'essentiel des réservoirs d'hydrocarbures actuels. Il est intéressant de constater que ces récifs disparaissent progressivement vers le sud en bordure du bassin Pré-Caspien. Ce phénomène est probablement dû à une augmentation de la profondeur d'eau sur la plate-forme en relation avec la subsidense thermique liée à l'évolution du bassin Pré-Caspien. Des hauts-fonds ne pouvaient pas se développer à cette époque entre le bassins Pré-Caspien et le bassin flexural d'avant-pays.

La partie orientale du bassin était tectoniquement active avec l'existence d'un front de chevauchement majeur et la surrection de la chaîne de l'Oural. Cette chaîne active est la source des clastiques qui proviennent en majorité de l'érosion intensive des formations terrigènes et volcaniques du Dévonien et du Carbonifères inférieur-moyen. Les faciès turbiditiques grossiers se sont déposés dans des chenaux et des cônes sous-marins alimentés par des canyons sous-marins situés à l'est (Fig. 4.32). Ces systèmes turbiditiques permettaient le transport des sédiments clastiques loin à l'ouest vers le centre du bassin. Dans les espaces situés entre ces canyons se déposaient des sédiments clastiques plus fins (agiles, silts et grès). L'épaisseur de ces séries flyschoïdes est estimé à l'environ 2500 m au centre du bassin. L'existence de ces dépôts turbiditiques dans le bassin d'avant-pays est attestée jusqu'à l'Artinskien.

Kungurien (Fig. 4.33)

Au Kungurien, dans le bassin flexural d'avant-pays la période de subsidence s'achève avec la fin de l'orogénèse ouralienne. Cette période est également caractérisée par une régression généralisée favorable au dépôt de séries salifères sur les zones de plates-formes. La subsidence continue néanmoins dans le Bassin Pré-Caspien où plusieurs kilomètres de sel se déposent.

À cette époque le bassin d'avant-pays continu de se remplir (Fig. 4.33). Des évaporites se déposent maintenant à la fois dans le bassin Pré-Caspien, sur la plate-forme européenne et dans le bassin d'avant-pays ouralien. Dans la partie orientale du bassin d'avant-pays les conditions sont favorables à la sédimentation d'argiles, de silts et de grès dans un milieu marin proximal. Ces séries passent latéralement vers l'ouest aux évaporites. Nous disposons d'un bon exemple de ces faciès dans la coupe kungurienne du puit Syntas-1 (Chapitre 2). Les évaporites kunguriennes qui recouvrent complètement la plate-forme européenne orientale, constituent une excellente fermeture potentielle pour les réservoirs pétroliers. Une tectonique salifère va ensuite se développer au cours du Permien supérieur avec la formation de nombreux diapirs. La tectonique ssalifère est partiellement contemporaine du dépôt des épaisses séries de molasses continentales.

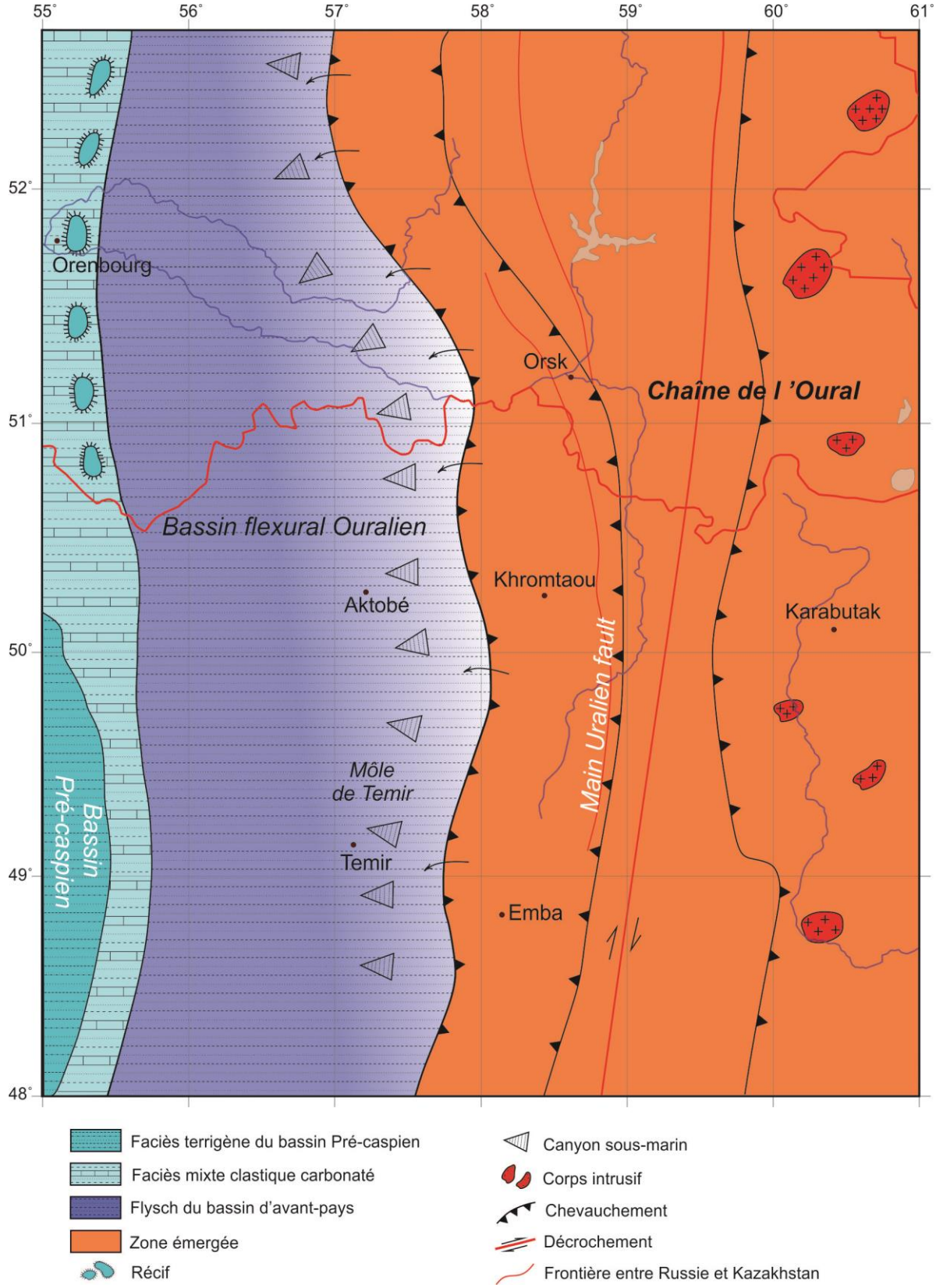


Fig. 4.32 – Reconstruction paléogéographique au Carbonifère supérieur - Permien inférieur

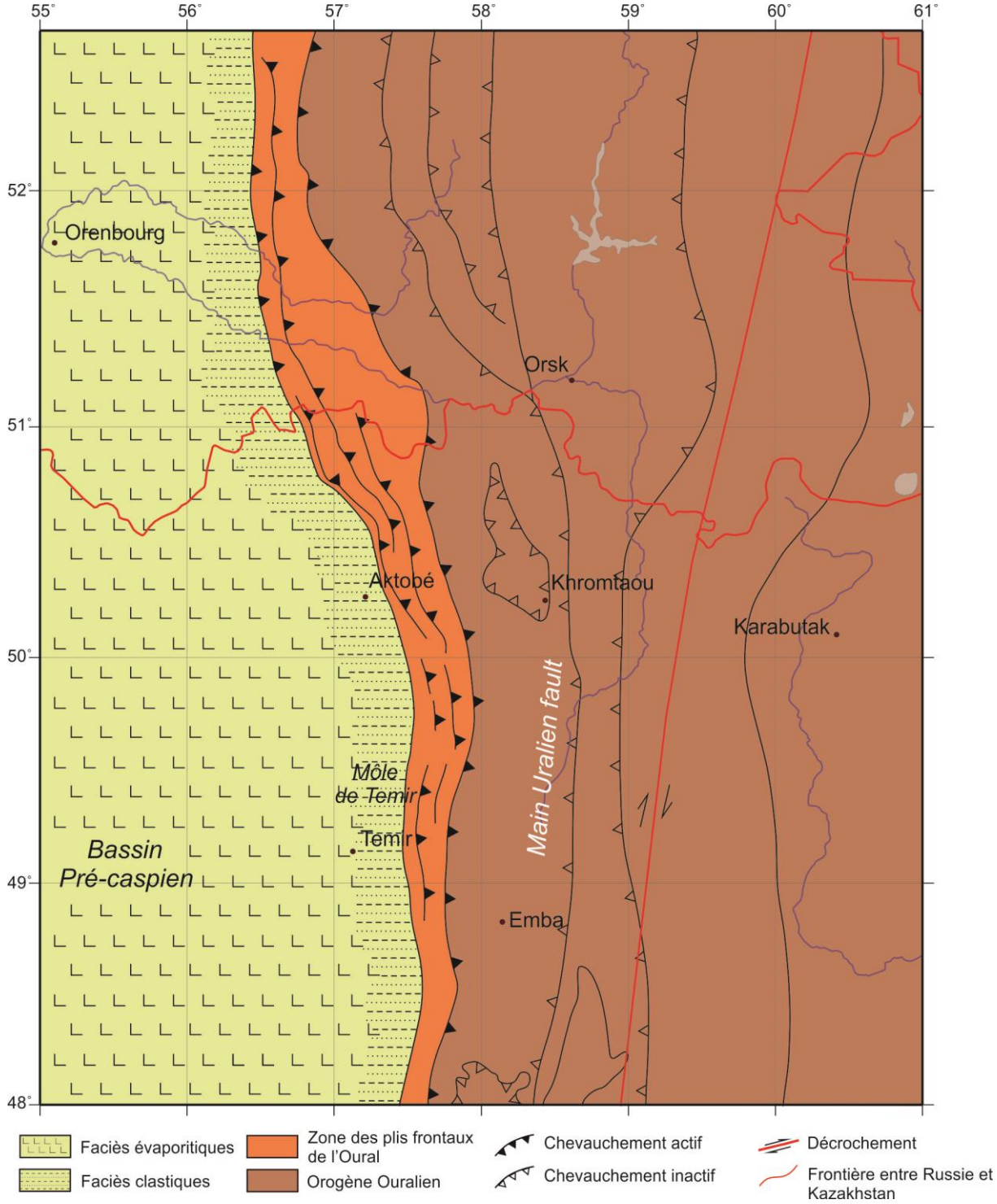


Fig. 4.33 – Reconstruction paléogéographique au Kungurien (Permien inférieur)

CONCLUSION GENERALE

Le but principal de ce travail était d'étudier l'évolution tectono-sédimentaire du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien et de l'intégrer dans un modèle d'évolution de l'Oural méridional au cours du Paléozoïque moyen et supérieur. Nous avons rassemblé les données publiées sur l'Oural méridional et nous les avons complétées par les résultats de nos travaux de recherche sur le bassin d'avant-pays pour les périodes dévonien à carbonifère inférieur et carbonifère supérieur à permien. Nous nous sommes essentiellement appuyés sur des données de surface (coupes sédimentaires) et de sub-surface (profils sismiques et forages).

Plusieurs aspects dans le domaine de la géologie pétrolière ressortent de cette thèse. Pour l'industrie pétrolière, il est important d'avoir une bonne connaissance (1) de la structure et l'évolution des plates-formes et des bassins d'avant-pays au front de la chaîne de l'Oural, et (2) de l'architecture et de la morphologie des systèmes turbiditiques fossiles pour mieux connaître leurs caractéristiques en tant que réservoirs pétroliers potentiels. Il apparait que grâce à la subsidence et à l'érosion importante de la chaîne, le bassin d'avant-pays peut recueillir, notamment au permien inférieur, des corps sableux de grandes tailles. De plus, la haute teneur en matière organique des niveaux d'âge dévonien laisse présager l'existence de roches mères de bonne qualité.

Rappel des principaux objectifs de la thèse:

1. Valorisation des données et des mesures collectées lors des missions de terrain (faciès sédimentaires et environnements de dépôt turbiditiques au carbonifère supérieur et permien, directions des paléo-courants) ;

2. Analyses des échantillons recueillis lors des missions de terrain (analyse de la minéralogie des argiles, permettant de préciser la nature des apports détritiques et leurs redistribution dans le bassin, et le cas échéant, les paléoclimats ; analyses géochimiques en pyrolyse Rock-Eval donnant la quantité et le type de matière organique) ;

3. Interprétation des lignes sismiques et calibration des réflecteurs à l'aide des forages. Illustration en profondeur du style structural ; analyse des séries paléozoïques le long de transects régionaux incluant données de surface et de sub-surface ;

4. Intégration de ces interprétations dans des reconstructions paléogéographiques originales du Paléozoïque supérieur.

Il ressort de cette thèse plusieurs résultats majeurs sur l'évolution du bassin d'avant-pays au cours du Paléozoïque supérieur.

Séries turbiditiques du Carbonifère supérieur et Permien

Les travaux de terrain ont permis d'interpréter l'ensemble du système turbiditique localisé au sein du bassin d'avant-pays formé au cours de la collision des continents européen et kazakh (Puchkov, 2000 ; Brown et al., 2006).

La qualité des affleurements dans le secteur étudié a permis d'étudier les facies turbiditiques sur 9 coupes, représentant plus de 1020 m de série (sans hiatus). Ces coupes ont permis d'appréhender la succession des faciès turbiditiques du Gzhélien (Carbonifère) au Kungurien (Permien).

Style du système turbiditique

Les coupes levées renferment essentiellement des faciès conglomératiques, gréseux, silteux et argileux. Nous les avons classés en 9 faciès en utilisant la classification de Mutti (1992). La sédimentation est essentiellement contrôlée par des écoulements laminaires et turbiditiques.

La sédimentation au cours du carbonifère supérieur et Permien inférieur correspond à un système turbiditique caractérisé par un système chenal/levée/lobes, dans les domaines profond et peu profond du bassin Pré-Ouralien. Ces systèmes sont probablement localisés au débouché de canyons sous-marins majeurs. Les faciès de MTD sont assez fréquents dans certaines coupes. Ils correspondent aux parties amont des systèmes chenaux/levées, et sont mis en place par le dépôt en masse d'une partie ou de la totalité d'un événement gravitaire, préalablement chenalisé. Une partie de ces MTD pourrait aussi être associé à des glissements en masse ou des slumps initiés sur les pentes ou sur les flancs des hauts fonds structuraux. Les levées observées sont plus ou moins bien développées. En général elles correspondent aux faciès F7-9 de Mutti (1992).

Vers l'aval, ces systèmes chenalisants débouchent sur une zone où se fondent tous les apports de type lobe afférant à chaque système : la zone des lobes distaux. Les lobes dans le bassin d'avant-pays au Mougodjar sont constitués de faciès essentiellement fins.Entre ces systèmes chenaux-levées, se

La source d'alimentation principale du bassin était les unités volcaniques et métamorphiques de l'arc de Magnitogorsk et les nappes ophiolitiques. La présence d'un grand nombre de clastes de carbonates et leurs tailles (parfois métrique à décamétrique) montre que une ou des plate-forme carbonatée(s) adjacente(s) étaient démantelées et contribuaient à alimenter la sédimentation turbiditique. En condition de bas niveaux marins les apports sableux et conglomératiques témoignent donc d'une alimentation épisodique de la plate-forme carbonatée. Ces apports, mis en évidence par des niveaux à olistoslithes calcaires intercalés dans des grès et des conglomérats d'origine hémipélagique, sont asscoié à des écoulements turbiditiques de haute densité.

Nous avons montré que les courants turbiditiques sont majoritairement orientés vers le SW et le NW du Gzhélien au Sakmarien ainsi qu'au Kungurien, avec des écoulements subordonnés vers le N, le NE et l'E. Ces directions correspondent aux sens généraux des paléo-courants turbiditiques reconnus par ailleurs dans tout l'Oural, en accord avec l'orientation N-S de la ligne de côte et un transport majoritaire de l'E à l'W des produits d'érosion. Cela suggère une morphologie sous-marine relativement pérenne sur un temps très long. Des sens de transport vers le NE et le SE à l'Artinskien pourraient correspondre à un contrôle structural ponctuel des directions d'écoulements, probablement à une échelle limitée.

Nous montrons que dans la classification de Reading et Richards (1994) le système de dépôts du bassin Pré-Ouralien correspond à un système intermédiaire de type mud/sand-rich à sand-rich, avec occasionellement le dépôt de faciès gravel-rich. Nous montrons aussi que la morphologie générale du bassin ouralien avec une paléocôte probablement assez linéaire suggère que le modèle de dépôt des faciès turbiditiques correspond à un modèle à sources détritiques multiples, le long d'une simple rampe (« multiple source ramps », Reading et Richards, 1994). Cette morphologie simple aurait pu être compliquée localement par des reliefs de faille, émergées ou sous-marines (« slope apron linear source », Reading et Richards, 1994).

Des successions verticales des dépôts sous contrôle eustatique

L'enchaînement vertical des séquences de dépôt permet de reconnaitre une grande séquence d'approfondissement du Ghzélien au Sakmarien, à laquelle fait suite une séquence « régressive » qui débute au Sakmarien. Une séquence « transgressive » puis « regressive » est ensuite identifiée à l'Artinskien. Finalement une grande séquence « régressive » est observée au Kungurien. Nous montrons que ces grandes séquences verticales semblent correspondre aux variations du niveau marin global d'origine glacio-eustatiques reconnues pendant cet intervalle de temps. Ceci suggère que les variations eustatiques sont le contrôle majoritaire, allocyclique, des séquences majeures de dépôt des séries turbiditiques du Mougodjar. Cependant un contrôle tectonique local est ponctuellement possible, notamment entre le Gzhelien et le Sakmarien, entre la partie nord et sud du Mougodjar et à l'Artinskien, lorsque des directions d'écoulements différentes des directions majoritaires sont souvent observées. Ces résultats présentent donc un caractère prédictif, notamment dans une optique d'étude de réservoirs, puisque les dépôts turbiditiques les plus grossiers dans le Mougodjar (faciès conglomératiques, faciès sableux) sont plutôt situés à l'E et se concentrent plutôt dans les bas niveaux marins eustatiques, alors que les faciès les plus fins (silts, argiles, et sables subordonnés) sont plutôt concentrés à l'W du Mougodjar et dans les hauts niveaux marins globaux.

Contenu organique des séries permiennes et intérêt pétrolier

De même, un test effectué à l'échelle de quelques séquences turbiditiques en « transgression » ou «regression » dans la coupe d'Aidarlyacha 2013 (Artinskien) montre que les concentrations en carbone organique d'origine essentiellement terrestre, assez élevées (pouvant atteindre 4%) sont plus fortes dans les dépôts turbiditiques les plus grossiers, et donc plutôt proximaux, et moins fortes dans les dépôts plus profonds vers l'aval. Là encore, un aspect prédictif de ces résultats est observé puisque l'enrichissement en carbone organique d'origine terrestre dans les séries turbiditiques permiennes du Mougodjar semble correspondre à un simple système amont/aval. Cette étude confirme que les écoulements gravitaires jouent un rôle prépondérant dans l'accumulation et la préservation de la matière organique en milieu profond. La coupe d'Aidarlyacha nous confirme que l'accumulation de sédiments grossiers riches en matière organique permettrait de former simultanément des roches mères et des réservoirs potentiels. Les dépôts de chenaux et de lobes présenteraient donc un intérêt pétrolier d'autant plus important ;

Enfin la distribution des minéraux argileux observée dans des coupes tests ne semble pas mettre en évidence un contrôle climatique direct sur ces variations minéralogiques. Il est possible par contre qu'un contrôle climatique indirect soit mis en évidence par l'intermédiaire des variations du niveau marin en période Icehouse. Dans ce cas, un effet d'érosion de stocks minéralogiques variés à terre et/ou un tri granulométrique des particules argileuses lors du transport amont/aval auraient favorisés la sédimentation de minéraux smectitiques en période de haut niveau marin. Quoi qu'il en soit, la distribution des minéraux argileux montre des apports détritiques stables et pérennes sur de longue période de temps au Permien, suggérant une relative stabilité des sources à l'érosion.

Contenu organique des séries dévoniennes et Carbonifère

Les coupes d'âge Dévonien moyen-supérieur et Carbonifère inférieur du Bassin de Zilair sont très riches en matière organique (5-20 % de COT) d'origine marine avec une composante terrestre. Cette matière organique est immature à légèrement mature. Les résultats suggèrent l'installation de conditions paléocéanographiques stables sur une longue période, entre le Frasnien au Dévonien et la limite Viséen-Serpukhovien dans la partie inférieure du Carbonifère, marquées par une forte paléoproductivité de surface et/ou une dysoxie/anoxie des masses d'eau. Nous supposons qu'un relatif isolement de l'océan Oural dû à sa relative fermeture dans sa partie sud pourrait être en partie responsable de la mauvaise oxygénation des masses d'eau. Les conditions paléocéanographiques particulières du Dévonien associées à une série d'OAEs ont certainement aussi favorisé la grande préservation de la matière organique dans ces séries, qui en fait d'excellentes roches-mères potentielles.

Le bassin d'avant-pays ouralien : style structural et évolution paléozoïque

L'interprétation des données de sub-surface du bassin d'avant-pays Ouralien, profils sismiques et puits, a permis de comprendre les relations géométriques entre les séquences sédimentaires et de les intégrer dans le schéma d'évolution de la chaîne. Les lignes sismiques disponibles au nord de la région d'Aktobe, en Russie (région d'Orenbourg), et au sud au Kazakhstan dans le permis de Temir ont été étudiées.

En comparant les données sismiques et les résultats des études de terrain nous avons proposé un schéma d'évolution de la région d'Aktobe et à plus grande échelle de l'Oural méridional à la fois à travers des coupes de la chaîne et du bassin d'avant-pays, et des reconstructions paléogéographiques.

Nous avons montré que l'Oural méridional a été façonné par une succession d'évènements tectoniques au cours du Paléozoïque supérieur. Nous proposons une série de 5 reconstructions tectono-sédimentaires de cette région du Dévonien Supérieur au Permien.

Ces cinq périodes majeures sont présentées dans les schémas d'évolution du bassin (Figs. 4.14 et 4.22, Chapitre 4) et dans les cartes paléogéographiques (Figs. 4.29-4.33, Chapitre 4). Elles illustrent les principaux événements du Paléozoïque moyen-supérieur.

- *La Collision arc-continent* - Pendant le Dévonien supérieur l'arc volcanique de Magnitogorsk est accrêtée à la marge occidentale du continent Européen. Cette période est marquée par l'obduction de la croûte océanique de l'océan ouralien sur la marge orientale de la plate-forme européenne et par la formation du bassin flyschoïde de Zilair qui constitue le bassin d'avant-pays dévonien. À la fin du Famênien l'arc volcanique de Magnitogorsk est complètement accrété à la plaque européenne et soumis à l'érosion ;

- *L'évolution de la marge passive européenne* - Au Carbonifère inférieur s'installe une marge passive sur la plate-forme orientale du continent européen. Cette marge perdure jusqu'au début du Carbonifère supérieur. Un bassin profond sub-méridien se développe entre la zone haute de Magnitogorsk et la plate-forme européenne Ce bassin est l'héritage du bassin d'avant-pays du Dévonien supérieur. Au Carbonifère inférieur cette dépression se réduit dans sa partie orientale. Les faciès profonds plus fins et moins épais que ceux du Dévonien supérieur s'y déposent, notamment la série de Zilair. Cette évolution vers des dépôts plus fins est liée à la disparition progressive des reliefs situés à l'est ;

- *Les carbonates du Carbonifère moyen* - Le Bashkirien inférieur est caractérisé par une transgression sur la marge orientale du continent européen. Cette période tectoniquement calme est marquée dans l'Oural méridional par le dépôt de carbonates de plate-forme, et parfois récifaux, sur la plate-forme orientale européenne et par la fin de l'érosion de la chaîne ouralienne dévonienne. Cette période est importante du point de vue industriel car les faciès carbonatés sont d'excellents réservoirs d'hydrocarbures ;

- *La Collision continent-continent et le bassin d'avant-pays* - La collision des continents européen et kazakh s'est déroulée du Carbonifère supérieur au Permien inférieur. Elle est associée au développement d'une chaîne de collision à vergence ouest et par la formation d'un bassin flexural d'avant-pays sur la plate-forme européenne. Ce bassin qui s'est développé entre le Moscovien et l'Artinskien a progressivement migré vers l'ouest au dépend de la plate-forme européenne en suivant la progression de la chaîne de collision. Ce bassin flyschoïde est caractérisé par de nombreuses variations latérales de faciès avait une marge occidentale peu profonde où se déposaient des carbonates qui constituent l'essentiel des réservoirs d'hydrocarbure.

Nous avons mis en évidence que vers le sud, à partir de la région d'Aktobe, ces carbonates disparaissent progressivement sur la bordure orientale du bassin Pré-Caspien. Nous associons ce phénomène à une augmentation de la profondeur d'eau sur la plate-forme en relation avec la subsidence thermique liée à l'évolution du bassin Pré-Caspien. Des hauts-fonds ne pouvaient pas se développer entre le bassin Pré-Caspien et le bassin flexural d'avant-pays.

La surrection de la chaîne de l'Oural est la source des clastiques qui constituent les faciès des systèmes turbiditiques du bassin alimentés par des canyons sous-marins qui permettaient le transport des sédiments clastiques loin à l'ouest vers le centre du bassin ;

- *Le bassin salifère kungurien* - La période post-orogénique est marquée par un réchauffement climatique global et par la disparition de la mer dans le bassin Pré-Ouralien. Au Kungurien une épaisse série évaporitique se dépose à la fois dans le bassin Pré-Caspien, sur la plate-forme européenne et dans le bassin d'avant-pays ouralien. La subsidence continue néanmoins dans le Bassin Pré-Caspien où plusieurs kilomètres de sel se déposent. Cette couverture évaporitique a été ultérieurement affectée par une tectonique salifère contemporaine des épaisses séries de molasses continentales sus-jacentes. Les évaporites kunguriennes constituent une excellente fermeture potentielle pour les réservoirs pétroliers.

Applications et perspectives

1. Les missions effectuées sur le territoire du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien ont été réalisées au Kazakhstan, et limitées au nord par la frontière russe. Mon travail, basé sur l'exploitation des données de ces missions, a permis d'obtenir la première étude détaillée des systèmes sédimentaires turbiditiques dans cette région. Des données supplémentaires de surface et de sub-surface seront cependant nécessaires dans le futur pour affiner ces connaissances;

2. Il serait d'un intérêt majeur, pour la compréhension du fonctionnement des systèmes sédimentaires au Permien, d'étudier plus en détail les fluctuations climatiques enregistrées au Carbonifère et Permien dans le Mougodjar, par exemple au moyen de

données palynologiques associées à des datations biostratigraphiques nouvelles et plus précises;

3. Des dations nouvelles dans les coupes dévoniennes pourraient permettre aussi de rechercher les éventuels enregistrements des OAEs du Dévonien dans les séries du Bassin de Zilair, apportant des informations cruciales dans ces régions encore peu documentées.

4. Des analyses complémentaires de la matière organique comme par exemple une étude de palynofaciès permettraient aussi de mieux comprendre les modes de redistribution de la matière organique continental au Permien, et d'affiner la caractérisation de la matière organique des séries dévoniennes, en rapport avec les fluctuations paleocéanographiques au cours d'éventuels OAEs.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdulin, A.A., Avdeev, A.V., Seitov, N.S., 1977. *Tectonics of Sakmar and Or'-Ilek zones of Mugodjar (Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар)*, Nauka du Kazakh SSR, Alma-Ata, Kazakhstan, 241p.

Alves, T.M., 2015. *Submarine slide blocks and associated soft-sediment deformation in deep-water basins: A review*, Marine and Petroleum Geology, 67, 262–285. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.05.010

Alves, T.M., Cartwright, J.A., 2010. *The effect of mass-transport deposits on the younger slope morphology, Offshore Brazil*, Marine and Petroleum Geology, 27, 2027–2036.

Alonso, J.L., Marcos, A., Suàrez, A., 2006. *Structure and organization of the Porma mélange: progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse*, Am. J. Sci.306, 32–65.

Anoshyn, M.N., Sajnov, V.V., Tarasova, L.I., Urish, V.V., 2004. E*xploration géologique supplémentaire sur les feuilles M-40-XI, -XVII, –XVIII (Проведение ГДП-200 на площади листов M-40-XI, -XVII, –XVIII)*, Zaproudgeologiya, Actobé, Kazakhstan, Rapport non-publié, 243p.

Arzhavitina, M.U., 1977. *Coupes de la série de Zilair du mégasynclinorium de Magnitogorsk (Типы разрезов зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория),* in Khramov, A.N. (Eds.), Géologie, magnétisme et paléomagnétisme des roches de l'Oural méridional (Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала). Académie des sciences de Russie, Centre de recherche de Bachkirie, 17–22.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. *Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan*, Marine and Petroleum Geology, 19, 445–467. doi:10.1016/S0264-8172(02)00009-0

Bagnold, R.A., 1962. *Auto-Suspension of Transported Sediment; Turbidity Currents*, Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 265, 315–319. doi:10.1098/rspa.1962.0012

Bailey, S.W., 1980. *Structures of Layer Silicates*, in: Brindley, G.W., Brown, G. (Eds.), Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification, Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, Colchester and London, 124p.

Bastida, F., Aller, J., Puchkov, V.N., Juhlin, C., Oslianski, A., 1997. *A cross-section through the Zilair Nappe (southern Urals)*, Tectonophysics, 276, 253–263. doi:10.1016/S0040-1951(97)00059-0

Baudin, F., Disnar, J.-R., Martinez, P., Dennielou, B., 2010. *Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle*, Marine and Petroleum Geology, 27, 995–1010. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.02.006

Baudin, F., Stetten, E., Schnyder, J., Charlier, K., Martinez, P., Dennielou, B., Droz, L., 2017. *Origin and distribution of the organic matter in the distal lobe of the Congo deep-sea fan – A Rock-Eval survey*, Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography (accepté). doi:10.1016/j.dsr2.2017.01.008

Bea, F., Fershtater, G.B., Montero, P., 2002. *Granitoids of the Uralides: Implications for the evolution of the orogen*, in: Brown, D., Juhlin, C., Puchkov, V. (Eds.), Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, Washington, D. C., 211–232.

Bea, F., Fershtater, G., Montero, P., Smirnov, V., Zin'kova, E., 1997. *Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P-T*

history of the Uralian orogen, Tectonophysics, 276, 103–116. doi:10.1016/S0040-1951(97)00051-6

Behar, F., Beaumont, V., De B. Penteado, H.L., 2001. *Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments*, Oil & Gas Science and Technology, 56, 111–134. doi:10.2516/ogst:2001013

Belova, A.A., 2011. *Structure et conditions de formation du complexe des unités litho-tectoniques du Dévonien inférieur-moyen de la partie occidentale de la mégazone de Magnitogorsk et des unites allochtones de l'Oural méridional (Строение и условия формирования ранне-среднедевонских структурно-вещественных комплексов западной части Магнитогорской мегазоны и краевых аллохтонов Южного Урала)*, Thèse de doctorat, Université d'État Lomonossov de Moscou, Moscou, Russie, 284p.

Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M., Garlan, T., 2011. *Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon)*, Marine and Petroleum Geology, 28, 1061–1072. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.12.002

Biscaye, P.E., 1965*. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans*, Geological Society of America Bulletin, 76, 803 p. doi:10.1130/0016-7606(1965)76[803:MASORD]2.0.CO;2

Blakey, R., 2012. *Paleogeographic maps of the ancient world*, Colorado Plateau Geosystems Inc. (*http://cpgeosystems.com*).

Bonnel, C., 2005. *Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône.* Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, Bordeaux, 292p.

Botchkarev, V.V., Yazeva, R.G., 2000. *Subalkaline Magmatism of the Urals (Субщелочной магматизм Урала)*, Russian Academy of Sciences (Department of Ural), Yekaterinburg, 256p.

Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits ; a graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 168 p.

Boyko, Y.I., Tarasova, L.I., Urish, V.V., 2005. E*xploration géologique supplémentaire sur les feuilles M-40- XXXIV, –XXXV (Проведение ГДП-200 на площади листов M-40-XXXIV, – XXXV),* Zaproudgeologiya, Actobé, Kazakhstan, Rapport non-publié, 229p.

Braakman, J.H., Levell, B.K., Martin, J.H., Potter, T.L., van Vliet, A., 1982. *Late Palaeozoic Gondwana glaciation in Oman*, Nature, 299, 48–50. doi:10.1038/299048a0

Briden, J.C., Irving, E., 1964. *Paleolatitude spectra of sedimentary paleoclimatic indicators*, Problems in Paleoclimatology, 199–224.

Broucke, O., 2003. *Interaction déformation – sédimentation en contexte de sédimentation gravitaire. Exemples sismiques (marge angolaise) et de terrain (Grès d'Annot),* Thèse de doctorat, L'université de Rennes I, Rennes, 358 p.

Brown, D., 2009. *The growth and destruction of continental crust during arc-continent collision in the Southern Ural,* Tectonophysics, 479, 185-196. doi:10.1016/j.tecto.2009.01.011

Brown, D., Alvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Puchkov, V., Gorozhanina, Y., Ayarza, P., 2001. *Structure and evolution of the Magnitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the southern Urals*, Tectonics, 20, 364–375. doi:10.1029/2001TC900002

Brown, D., Puchkov, V., Alvarez-Marron, J., Bea, F., Perez-Estaun, A., 2006. *Tectonic processes in the Southern and Middle Urals: an overview,* Geological Society, London, Memoirs, 32, 407–419. doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.24

Brown, D., Spadea, P., 1999. *Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continent collision in the southern Ural Mountains,* Geology, 27, 649 p. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0649:POFAAC>2.3.CO;2

Bull, S., Cartwright, J., Huuse, M., 2009. *A subsurface evacuationmodel for submarine slope failure*, Basin Research, 21, 433–443. doi:10.1111/j.1365-2117.2008.00390.x.

Burg, J.-P., Bernoulli, D., Smit, J., Dolati, A., Bahroudi, A., 2008. *A giant catastrophic mud-and-debris flow in the Miocene Makran*, Terra Nova, 20, 188–193. doi:10.1111/j.13653121.2008.00804.x

Butler, R.W.H., McCaffrey, W.D., 2010. *Structural evolution and sediment entrainment in mass-transport complexes: outcrop studies from Italy*, Journal of the Geological Society, 167, 617–631. doi:10.1144/0016-76492009-041

Bykadorov, V.A. Bush, V.A., Fedorenko, O.A., Filippova, I.B., Miletenko, N.V., Puchkov, V.N., Smirnov, A.V., Uzhkenov, B.S., Volozh, Y.A., 2003. *Ordovician – Permian Paleogeography of Central Eurasia: Development of Paleozoic Petroleum-Bearing Basins*, Journal of Petroleum Geology, 26, 325–350.

Callot, P., Sempere, T., Odonne, F., Robert, E., 2008. *Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru: Cretaceous giant submarine collapse in southern Peru*, Basin Research, 20, 333–357. doi:10.1111/j.1365-2117.2008.00358.x

Chamley, H., 1989. *Clay sedimentology*. Springer-Verlag, New York.

Chen, B., Joachimski, M.M., Shen, S., Lambert, L.L., Lai, X., Wang, X., Chen, J., Yuan, D., 2013. *Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited*, Gondwana Research, 24, 77–89. doi:10.1016/j.gr.2012.07.007

Chen, Z.-Q., Joachimski, M., Montañez, I., Isbell, J., 2014. *Deep time climatic and environmental extremes and ecosystem response: An introduction*, Gondwana Research, 25, 1289–1293. doi:10.1016/j.gr.2014.01.010

Chumakov, N.M., 1984. *Main Glacial Events in the Past and Their Geological Significance*, Academy of Sciences of the USSR, 35–53.

Chuvashov, B.I., 1998. D*ynamique et développement du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien (Динамика в развитии Предуральского краевого прогиба)*, Nauka (Eds), Géotectonique, 3, Moscou, Russie, 22–37.

Chuvashov, B.I., Ivanova, R.M., Kolchina, A.N., 1984. *Le paléozoïque supérieur du flanc oriental de l'Oural (Верхний палеозой восточного склона Урала),* Centre scientifique de l'Ufa de l'Académie de la science d'URSS, Sverdlovsk, Russie, 230p.

Clark, J.D., Kenyon, N.H., Pickering, K.T., 1992. *Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: Implications for the classification of submarine fans,* Geology, 20, 633 p. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0633:QAOTGO>2.3.CO;2

Crowell, J.C., 1999. *Pre-Mesozoic Ice Ages: Their Bearing on Understanding the Climate System*, in: Memoir, 192, Geological Society of America, 112p.

Damuth, J.E., 1975. *Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments*, Marine Geology, 18, 17–45. doi:10.1016/0025-3227(75)90047-X

Daoudi, L., Portugal-Ferreira, M., Igmoullan, B., 2001. *Influence de la diagenèse d'enfouissement sur l'homogénéisation isotopique K-Ar des illites: exemple du Jurassique-Crétacé du bassin d'Agadir, Maroc,* Journal of African Earth Sciences, 32, 595–603. doi:10.1016/S0899-5362(01)80093-2

Daukeev, S., 2002. *Atlas of the lithology-paleogeographical, structural, palinspastic and geoenvironmental maps of central Eurasia,* Scientific Research Institute of Natural Resources YUGGEO, Almaty, Kazakhstan.

Davydov, V.I., Glenister, B.F., Spinosa, C., Ritter, S., Chernykh, V.V., Wardlaw, B.R., Snyder, W.S., 1998. *Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Permian System*. Episodes, 21, 11–18.

Deconinck, J.-F., Chamley, H., 1983. *Héritage et diagenèse des mineraux argileux dans les alternanaces marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin*, C. R. Acad. Sci., Fr., Paris, II, 297, 589-594.

Degtyarev, K.E., Rouzhencev, S.V., 2004. *Les structures de la collision de l'Oural méridional (Коллизионная структура Южного Урала),* Les problèmes actuels de la géologie (Современные проблемы геологии), in Gavrilov, Yu., O., Khutorskoy M., D., (Eds), Nauka, Moscou, Russie, 316–332.

Dilek, Y., Rowland, J.C., 1993. *Evolution of a conjugate passive margin pair in Mesozoic southern Turkey*, Tectonics, 12, 954–970. doi:10.1029/93TC01060.

Dobretsov, N.L., 1974. *Glaucophane-schist and glaucophane-schist eclogite complexes of the USSR (Глаукофонсланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР)*. Nauka, Siberian branch, Novosibirsk, Russie, 436p.

Dugan, B., 2012. *Petrophysical and consolidation behavior of mass transport deposits from the northern Gulf of Mexico, IODP Expedition 308*, Marine Geology, 315-318, 98–107. doi:10.1016/j.margeo.2012.05.001

Dunoyer de Segonzac, G., 1969. *Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme*, Annales de Géographie, 317p.

Echtler, H.P., Ivanov, K.S., Ronkin, Y.L., Karsten, L.A., Hetzel, R., Noskov, A.G., 1997. *The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal*, Tectonophysics, 276, 229–251. doi:10.1016/S0040-1951(97)00058-9

Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J.D., Bowin, C.O., Bunce, E.T., Knott, S.T., 1970. *Continental rise off eastern north America*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 44–108.

Epshteyn, O.G., 1981. *Late Permian ice-marine deposits of the Atkan Formation in the Kolyma River headwaters region, USSR*, in Hambrey M., J., (Eds), Earth's pre-Pleistocene record, Cambridge University Press, 270–273.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. *La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie,* Revue de l'Institut Français du Pétrole, 41, 73–89. doi:10.2516/ogst:1986003

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977. *Méthode rapide de caractérisation des roches mètres, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution*, Revue de l'Institut Français du Pétrole, 32, 23–42. doi:10.2516/ogst:1977002

Fershtater, G.B., Bea, F., Montero, P., 2006. *Granitoids. Structure and dynamics of lithosphere of the Eastern Europe*, 449–461.

Festa, A., Dilek, Y., Gawlick, H.-J., Missoni, S., 2014. *Mass-transport deposits, olistostromes and soft-sediment deformation in modern and ancient continental margins, and associated natural hazards*, Marine Geology, 356, 1–4. doi:10.1016/j.margeo.2014.09.001

Festa, A., Dilek, Y., Pini, G.A., Codegone, G., Ogata, K., 2012. *Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges*, Tectonophysics, 568-569, 7–24. doi:10.1016/j.tecto.2012.05.021

Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010. *Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts*, International Geology Review, 52, 1040–1105. doi:10.1080/00206810903557704

Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., Roberts, J., 2008. *Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime,* Journal of the Geological Society, 165, 129–140. doi:10.1144/0016-76492007-036

Filippova, I.B., Bush, V.A., Didenko, A.N., 2001. *Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt*, Russian Journal of Earth Sciences, 3, 405–426. doi:10.2205/2001ES000073

Fitzpatrick, E.A., 1982. *Soils: Their Formation, Classification and Distribution,* The Geographical Journal, 148. doi:10.2307/634272

Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. *Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan*, in: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems, Springer, New York, U.S.A., 415–433.

Flood, R.D., Piper, D.J.W., 1997. *41. Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations*, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 653–675.

Flores, G., 1955. *Les resultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie, Discussion*, Rome, Proceedings, Fourth World Petroleum Congress Section 1/A/2, 121–122.

Frakes, L.A., 1979. *Climates throughout geologic time,* Elsevier, Amsterdam, 304p.

Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic: The history of the Earth's climate over the past 600 million years,* Cambridge University Press, Cambridge.

Francis, J.E., 1994. *Palaeoclimates of Pangea—geologic evidence. Pangea: Global Environments and Resources,* Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoirs, 265–274.

Friberg, M., Juhlin, C., Beckholmen, M., Petrov, G.A., Green, A.G., 2002. *Palaeozoic tectonic evolution of the Middle Urals in the light of the ESRU seismic experiments*, Journal of the Geological Society, 159, 295–306. doi:10.1144/0016-764900-189

Gaggero, L., Spadea, P., Cortesogno, L., et al., 1997. *Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurah ophiohte melange zone, Southern Urals*, Tectonophysics, 139–161.

Galloway, W.E., 1998. *Siliciclastic Slope and Base-of-Slope Depositional Systems: Component Facies, Stratigraphic Architecture, and Classification,* AAPG Bulletin, 82. doi:10.1306/1D9BC5BB-172D-11D7-8645000102C1865D

Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1996. *Depositional Systems and Facies Within a Sequence Stratigraphic Framework*, in: Terrigenous Clastic Depositional Systems, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 270–296.

Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., Imbert, P., 2006. *Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay,* Geo-Marine Letters, 26, 331–345. doi:10.1007/s00367-006-0043-1

Gee, Masson, Watts, Allen, 1999. *The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows*, Sedimentology, 46, 317–335. doi:10.1046/j.1365-3091.1999.00215.x

Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., Gonthier, E., 2006. *Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implications for various geometries based on core framework*, Geo-Marine Letters, 26, 373–395. doi:10.1007/s00367-006-0045-z

Gervais, A., Savoye, B., Piper, D.J.W., Mulder, T., Cremer, M., Pichevin, L., 2004. *Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica),* Geological Society, London, Special Publications, 222, 59–89. doi:10.1144/GSL.SP.2004.222.01.05

Ghibaudo, G., 1992. *Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification*, Sedimentology, 39, 423–454. doi:10.1111/j.1365-3091.1992.tb02126.x

Glennie, K.W., 1987. *Desert sediments: ancient and modern*, Geological Society, London, Special Publications, 35, 1–4. doi:10.1144/GSL.SP.1987.035.01.01

Glodny, J., Bingen, B., Austrheim, H., Molina, J.F., Rusin, A., 2002. *Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 1221–1235. doi:10.1016/S0016-7037(01)00842-0

Gorozhanina, E.N., Pazukhin, V.N., Puchkov, V.N., 2010. *The paleogeodynamic conditions of redeposition of conodont elements in the late devonian-early carboniferous sediments of the Southern Urals*, Earth Sciences, 432, 560–564. doi:10.1134/S1028334X1005003X

Görz, I., Bombach, K., Kroner, U., Ivanov, K.S., 2004. *Protolith and deformation age of the Gneiss-Plate of Kartali in the southern East Uralian Zone*, International Journal of Earth Sciences. doi:10.1007/s00531-004-0403-x

Görz, I., Buschmann, B., Kroner, U., Hauer, R., Henning, D., 2009. *The Permian emplacement of granite–gneiss complexes in the East Uralian Zone and implications on the geodynamics of the Uralides*, Tectonophysics, 467, 119–130. doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.019

Görz, I., Hielscher, P., 2010. *An explicit plate kinematic model for the orogeny in the southern Uralides,* Tectonophysics, 493, 1–26. doi:10.1016/j.tecto.2010.07.005

Gradstein, F.M., 2012. *The geologic time scale*. Elsevier, Amsterdam.

Greene, H.G., Maher, N.M., Paull, C.K., 2002. *Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development*, Marine Geology, 181, 55–82. doi:10.1016/S0025-3227(01)00261-4

Griffin, J.J., Windom, H., Goldberg, E.D., 1968. *The distribution of clay minerals in the World Ocean*, Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 15, 433–459. doi:10.1016/0011-7471(68)90051-X

Grunis, E.B., 2013. *Évaluation du potentiel d'hydrocarbures des dépressions de Belskaya et de Mrakovskaya dans l'avant-pays Preouralien (Оценка перспектив нефтегазоносности Бельской и Мраковской впадин Предуральского прогиба),* Rapport non-publié, Moscou, Russie, 472p.

Grunis, E., 2012. *New conceptions of the geological processes theory and oil and gas potential of the Russian Platform (Новые представления теории геологических процессов и перспективы нефтегазоносности Русской платформы),* Georesources, 6(48), 63–71.

Hambrey, M., Harland, W.B., 1981*. Evolution of the climates. The Evolving Earth*, British Museum and Cambrifge Univ. Press, 137–152.

Hamilton, W., 1970. *The Uralides and the Motion of the Russian and Siberian Platforms*, Geological Society of America Bulletin, 81. doi:10.1130/0016-7606(1970)81[2553:TUATMO]2.0.CO;2

Hansen, L.A.S., Callow, R.H.T., Kane, I.A., Gamberi, F., Rovere, M., Cronin, B.T., Kneller, B.C., 2015. *Genesis and character of thin-bedded turbidites associated with submarine channels*, Marine and Petroleum Geology, 67, 852–879. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.06.007

Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. *Submarine landslides*, Reviews of Geophysics, 34, 33–59.

Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*, Cambridge University Press, Cambridge, 263p.

Heezen, B.C., Ewing, W.M., 1952. *Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] earthquake*, American Journal of Science, 250, 849–873. doi:10.2475/ajs.250.12.849

Hetzel, R., 1999. *Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, southern Urals, Russia*, Geologische Rundschau, 87, 577–588. doi: 10.1007/s005310050232

Hetzel, R., Romer, R.L., 2000. *A moderate exhumation rate for the high-pressure Maksyutov Complex, southern Urals, Russia*, Geological Journal, 35, 327–344. doi:10.1002/gj.862

Hiscott, R.N., Hall, F.R., Pirmez, C., 1997. *Turbidity current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility, and implications for flow processes*, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 53–78.

Holtzapffel, T., 1985. *Les minéraux argileux : Préparation, analyse diffractométrique et détermination*, Société Géologique du Nord.

Hsü, K.J., 1974. *Mélanges and their distinction fromolistostromes,* in: Dott Jr., R.H., Shaver, R.H. (Eds.), Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, The Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publication, 19, 321–333.

House, M.R., 2002. *Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181, 5–25. doi:10.1016/S0031-0182(01)00471-0

House, M.R., Becker, R.T., Feist, R., Flais, G., Girard, C., Klapper, G., 2000b. *The Frasnian/Famennian boundary GSSP at Coumiac, southern France*, Cour, Forsch.inst., Senckenb., 225, 59-75.

Isbell, J.L., Lenaker, P.A., Askin, R.A., Miller, M.F., Babcock, L.E., 2003. *Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains,* Geology, 31. doi:10.1130/G19810.1

Ivanov, K.S., 1983. *Géologie des unités volcaniques du Mugodjar (К геологии вулканогенных толщ Мугоджар),* Centre scientifique de l'Ufa de l'Académie des sciences de l'URSS, 72.

Ivanov, K.S., Puchkov, V.N., 1984. *Géologie de la zone sakmarienne de l'Oural (nouvelles données),* Preprint, Sverdlovsk, Russie, 86p.

Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C., Droz, L., 2008. *Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece*, Marine Geology, 252, 62–77. doi: 10.1016/j.margeo.2008.03.004

Kamaletdinov, M.A., 1974. *Structures des charriages de l'Oural (Покровные структуры Урала)*, Nauka, Moscou, Russie, 230p.

Kane, I.A., Hodgson, D.M., 2011. *Sedimentological criteria to differentiate submarine channel levee subenvironments: Exhumed examples from the Rosario Fm. (Upper Cretaceous) of Baja California, Mexico, and the Fort Brown Fm. (Permian), Karoo Basin, S. Africa*, Marine and Petroleum Geology, 28, 807–823. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.05.009

Kashubin, S., Juhlin, C., Friberg, M., 2006. *Crustal structure of the Middle Urals based on reflection seismic data,* European Lithosphere Dynamics, 427–442.

Kenyon, N.H., Klaucke, I., Millington, J., Ivanov, M.K., 2002. *Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea*, Marine Geology, 184, 69–84. doi:10.1016/S0025-3227(01)00282-1

Kenyon, N.H., Millington, J., 1995. *Contrasting deep-sea depositional systems in the Bering Sea*, in: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F., Smith, R.D.A. (Eds.), Atlas of Deep Water Environments, Springer Netherlands, Dordrecht, 196–202.

Kenyon, N.H., Millington, J., Droz, L., Ivanov, M.K., 1995. *Scour holes in a channel-lobe transition zone on the Rhône Cone*, in: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F., Smith, R.D.A. (Eds.), Atlas of Deep Water Environments. Springer Netherlands, Dordrecht, 212–215.

Khan, B.P., 1996. *Deep structure of the Aktubinsk Trans-Urals region and adjacent zone of Urals according to CDP-method data (Глубинное строение Актюбинского Приуралья и сопредельной зоны Урала по сейсмическим данным МОГТ),* Geology of oil and gas, VNIGNI-2, Ltd, Moscow, Russia.

Kheraskova, T.N., 1998. *Les liens structuraux entre le Kazakhstan et le Tien-Shan au cours du Riféen supérieur-Cambrien inférieur (Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея – раннем кембрии),* Problèmes de géologie de la chaîne Ouralo-Mongol (Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса), Université d'État Lomonossov de Moscou, Moscou, Russie, 27–34.

Kheraskova, T.N., Samygin, S.G., 1994. *Faciès et environnements de sédimentation dans la marge active du Paléozoïque inférieur (chaine de Chingiz, Kazakhstan central) (Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан)),* Lithologie et les ressources minéraux (Литология и полезные ископаемые), Institut de géologie de l'Académie des sciences de Russie, Moscou, Russie, 86–102.

Kheraskova, T.N., Volozh, Y.A., Didenko, A.N., Bush, V.A., 2003. *The Vendian-Early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean,*

and Central Asian Foldbelt, Russian Journal of Earth Sciences, 5, 165–184. doi:10.2205/2003ES000123

Khvorova, N.V., 1961. *Flysch et molasse de l'Oural méridional (Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала),* Académie des sciences de l'URSS, Moscou, Russie, 352p.

Kiryukhin, L.G., Kapustin, I.N., Smetanina, V.P., Rogova, S.P., Obraydchikov, O.S., Umirshin, S.U., 1981. *Some peculiarities in formation of regional uplifts in presalt sequence of Precaspian depression (Особенности формирования зон региональных поднятий в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины)*, Geology of oil and gas, VNIGNI-2, Ltd, Moscow, Russia, 1–8.

Kisch, H.J., 1983. *Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks*, Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, 289–493.

Kisters, A.F.M., Meyer, F.M., Znamensky, S.E., Seravkin, I.B., Ertl, R.G.W., Kosarev, A.M., 2000. *Structural controls of lode-gold mineralization by mafic dykes in late-Paleozoic granitoids of the Kochkar district, southern Urals, Russia*, Mineralium Deposita, 35, 157–168. doi:10.1007/s001260050013

Knapp, J.H., Steer, D.N., Brown, L.D., Berzin, R., Suleimanov, A., Stiller, M., Luschen, E., Brown, D.L., Bulgakov, R., Kashubin, S.N., Rybalka, A.V., 1996. *Lithosphere-Scale Seismic Image of the Southern Urals from Explosion-Source Reflection Profiling*, Science, 274, 226–228. doi:10.1126/science.274.5285.226

Komar, P.D., 1969. *The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey Deep-Sea Fan Channel*, Journal of Geophysical Research, 74, 4544–4558. doi:10.1029/JC074i018p04544

Korobkov, V.F., Baimagambetova, B.K., Sapozhnikov, P.K., Ulukpanov, K.T., 2012. *Guide des excursions géologiques dans le Mugoljar, le Pré-casmien oriental et le Pré-Oural d'Actobé (Гид геологических экскурсий по Мугалжарам, Восточному Прикаспию и Актюбинскому Приуралью),* ActubNIGRI, Actobé, Kazakhstan, 358p.

Korte, C., Jones, P.J., Brand, U., Mertmann, D., Veizer, J., 2008. *Oxygen isotope values from high-latitudes: Clues for Permian sea-surface temperature gradients and Late Palaeozoic deglaciation*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 269, 1–16. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.06.012

Kuenen, P.H., 1956. *The difference between sliding and turbidity flow*, Deep Sea Research, 3, 134–139. doi:10.1016/0146-6313(56)90091-0

Kuenen, P.H., Migliorini, C.I., 1950. *Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding,* The Journal of Geology, 58, 91–127. doi:10.1086/625710

Lacaze, J., 1989. *Stratigraphie sismique*, in: Dynamique et Méthodes D'étude Des Bassins Sédimentaires, 444 p.

Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman, R., 2002. *Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous*, Paleoceanography, 17, 13–1–13–29. doi:10.1029/2001PA000623

Lee, H.J., 2009. *Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin*, Marine Geology, 264, 53–64. doi:10.1016/j.margeo.2008.09.009

Leech, M.L., Metzger, E.P., Wooden, J.L., Jones, R.E., Schwartz, C.L., Beane, R.J., 2002. *New eclogitization and protolith ages for the Maksyutov Complex (South Ural Mountains) based*

on U-Pb zircon SHRIMP data, EOS (Transactions of the American Geophysical Union), 47, Fall Meeting supplement, abstract #V51B-1263

Lennykh, V.I., Valizer, P.M., Beane, R., Leech, M., Ernst, W.G., 1995. *Petrotectonic Evolution of the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia: Implications for Ultrahigh-Pressure Metamorphism*, International Geology Review, 37, 584–600. doi:10.1080/00206819509465420

Liger, J.L., 1995. *Permis Temir synthese de l'ante-salifère*, Rapport interne de Total, non-publié, Paris.

Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2014. *A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions,* Gondwana Research, 25, 1396–1421. doi:10.1016/j.gr.2012.12.022

Lowe, D.R., 1982. *Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents*, SEPM Journal of Sedimentary Research, 52. doi:10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D

Lowe, D.R., LoPiccolo, R.D., 1974. *The Characteristics and Origins of Dish and Pillar Structures*, SEPM Journal of Sedimentary Research, 44. doi:10.1306/74D72A68-2B21-11D7-8648000102C1865D

Lozin, E.V., 1994. *Tectonique et présence de petrole et de gaz dans la plate-forme de la Bachkirie : première partie (Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана, первая часть)*. Institut russe de recherche scientifique de l'organisation, la gestion et l'économie de l'industrie du pétrole et du gaz (VNIIONG), Moscow, Russie, 72p.

Lucente, C.C., Pini, G.A., 2008. *Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-Miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy,* Basin Research,ra 20, 49–71. doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00344.x

Lucente, C.C., Pini, G.A., 2003. *Anatomy and emplacement mechanism of large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: a field perspective*, American Journal of Science, 303, 565–602.

Maslov, A.V., 1997. *Faciès du stratotype du riféen (Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности),* Groupe de l'Oural de l'Académie des sciences de Russie, Ekaterinbourg, 221p.

Maslov, V.A., Cherkasov, V.L., Tichenko, V.T., 1993. *Stratigraphie et corrélation des faciès volcaniques des provinces à cuivre et sulfure de l'Oural méridional (Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала)*, UNCRAN, Ufa, Russie, 216p.

Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedrsen, G., Løvholt, F., 2006. *Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction*, Philosophical Transactions of the Royal Society, 364, 2009–2039.

Matte, P., 2006. *The Southern Urals: deep subduction, soft collision and weak erosion,* Geological Society, London, Memoirs, 32, 421–426. doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.25

McArthur, A.D., Kneller, B.C., Souza, P.A., Kuchle, J., 2016a. *Characterization of deep-marine channel-levee complex architecture with palynofacies: An outcrop example from the Rosario Formation, Baja California, Mexico*, Marine and Petroleum Geology, 73, 157–173. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.02.030

McArthur, A.D., Kneller, B.C., Wakefield, M.I., Souza, P.A., Kuchle, J., 2016b. *Palynofacies classification of the depositional elements of confined turbidite systems: Examples from the Gres d'Annot, SE France,* Marine and Petroleum Geology, 77, 1254–1273. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.08.020

McHugh, C.M., Ryan, W.B.F., Hecker, B., 1992. *Contemporary sedimentary processes in the Monterey Canyon-fan system*, Marine Geology, 107, 35–50. doi:10.1016/0025-3227(92)90067-R

Melamud, E.L., 1981. *Tectonics and Perspectives for Oil and Gas Occurrences of the Orenburg–Aktyubinsk region (Тектоника и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинского Приуралья) Pre-Urals*, Nauka, Moscow, Russia, 91p.

Melcher, F., Grum, W., Thalhammer, T.V., Thalhammer, O.A.R., 1999. *The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data*, Mineralium Deposita, 34, 250–272. doi:10.1007/s001260050202

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1976. *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*, in John Wiley & Sons (Eds), Marine Sediment transport and environmental management, 192–218.

Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. *Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition*, G.V. Middleton & A.H. Bouma (Eds), Turbidites and deep-water sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section Short Course, 1–38.

Migeon, S., 2000. *Dunes Géantes et Levées Sédimentaires en domaine marin profond : Approches Morphologiques, Sismique et Sédimentologiques*, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux, 318 p.

Millot, G., 1964. *Géologie des argiles*, Masson et Cie, Paris, 499 p.

Mizens, G.A., 1997. *Flysch paléozoïque supérieur de l'Oural occidental (Верхнепалеозойский флиш Западного Урала),* Groupe de l'Oural de l'Académie des sciences de Russie, Ekaterinbourg, Russie, 231p.

Mohrig, D., Ellis, C., Parker, G., Whipple, K.X., Hondzo, M., 1998. *Hydroplaning of subaqueous debris flows*, Geological Society of America Bulletin, 110, 387–394. doi:10.1130/0016-7606(1998)110<0387:HOSDF>2.3.CO;2

Montero, P., Bea, F., Gerdes, A., Fershtater, G., Zin'kova, E., Borodina, N., Osipova, T., Smirnov, V., 2000. *Single-zircon evaporation ages and Rb–Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals*, Tectonophysics, 317, 93–108. doi:10.1016/S0040-1951(99)00270-X

Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*, Oxford Univ. Press, Oxford, 400p.

Mulder, T., 2011. *Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains*, in: Developments in Sedimentology, Elsevier, 25–148.

Mulder, T., Alexander, J., 2001. *The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits*, Sedimentology 48, 269–299. doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x

Mulder, T., Cochonat, P., 1996. *Classification of offshore mass movements*, Journal of Sedimentary Research, 66, 43–57.

Mulder, T., Etienne, S., 2010. *Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art,* Sedimentary Geology, 229, 75–80. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.06.011

Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., 1997. *Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact)*, Sedimentology, 44, 305–326. doi:10.1111/j.1365-3091.1997.tb01526.x

Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W., Syvitski, J.P.M., 1998. *The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record*, Geological Society, London, Special Publications, 129, 145–166. doi:10.1144/GSL.SP.1998.129.01.10

Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., Cochonat, P., 1996. *Origine des courants de turbidité enregistrés à l'embouchure du Var en 1971*, Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 332.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. *Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans*, The Journal of Geology, 103, 285–299. doi:10.1086/629747

Mutti, E., 1992. *Turbidite sandstones*, Agip - Istituto di Geologia Università di Parma, 275 p.

Mutti, E., Normark, W.R., 1991. *An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems*, in: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. Springer New York, New York, NY, 75–106.

Mutti, E., Normark, W.R., 1987. *Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problem and concepts*, in Marine Clastic Sedimentology: concepts and case studies, Graham and Trotman, 1–37.

Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1974. *La signification de certaines unites sequentielles dans les series a turbidites*, Bulletin de la Societe Geologique de France, S7-XVI, 577–582. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVI.6.577

Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Malliva, N., Angella, S., Fava, L., 2002. *An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective*, The American Association of Petroleum Geologists, 97p.

Nelson, C.H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, H., Manaco, A., 1983. *The Ebro Deep-Sea Fan system*, Geo-Marine Letters, 3, 125–131. doi:10.1007/BF02462457

Neumann, C., Cantaloube, S., 2012. *Kazakhstan. Koblandy-3 and Shyrak-1 core description*, Rapport interne TOTAL, Pau, 54p.

Normark, W., R., 1970. *Growth Patterns of Deep-Sea Fans*, AAPG Bulletin, 54. doi:10.1306/5D25CC79-16C1-11D7-8645000102C1865D

Normark, W.R., 1970. *Channel piracy on Monterey Deep-Sea Fan*, Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 17, 837–846. doi:10.1016/0011-7471(70)90001-X

Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. *Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record?*, in: Special Paper, 370: Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time, Geological Society of America, 175–190.

Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1991. *Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record*, Shoreline to Abyss; contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 207–230.

Ogata, K., Mutti, E., Pini, G.A., Tinterri, R., 2012. *Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges: Examples from the northern Apennines (Italy) and south-*

central Pyrenees (Spain), Tectonophysics, 568-569, 185–199. doi:10.1016/j.tecto.2011.08.021

Ogata, K., Pogačnik, ž., Pini, G.A., Tunis, G., Festa, A., Camerlenghi, A., Rebesco, M., 2014. *The carbonate mass transport deposits of the Paleogene Friuli Basin (Italy/Slovenia): Internal anatomy and inferred genetic processes*, Marine Geology, 356, 88–110. doi:10.1016/j.margeo.2014.06.014

Omosanya, K.O., Alves, T.M., 2013. *Ramps and flats of mass-transport deposits (MTDs) as markers of seafloor strain on the flanks of rising diapirs (Espírito Santo Basin, SE Brazil),* Marine Geology, 340, 82–97. doi:10.1016/j.margeo.2013.04.013

Paquet, H., 1983. *Stability instability and significance of attapulgite in the calcretes of mediterranean and tropical areas with marked dry season*. Special Geological Memoir, 131–140.

Peakall, J., McCaffrey, B., Kneller, B., 2000. *A Process Model for the Evolution, Morphology, and Architecture of Sinuous Submarine Channels*, Journal of Sedimentary Research, 70, 434–448. doi:10.1306/2DC4091C-0E47-11D7-8643000102C1865D

Pédro, G., 1985. *Les grandes tendances des sols mondiaux*, Cultivar, 184, numéro special : sols et sous-sols

Peive, A.V., Ivanov, S.N., Necheukhin, V.M., Perfiliev, A.S., Puchkov, V.N., 1977. *Tectonics of the Urals (Explanatory Notes to the Tectonic Map of the Urals, scale 1:1000 000) (Тектоника Урала (Пояснительная записка к тектонической карте Урала 1:1000 000)),* Academy of Sciences of the USSR, Nauka, Moscow, Russia, 126p.

Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Marchand, D., Thierry, J., Fortwengler, D., Vigneron, G., 1999. *Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris: influence eustatique et volcanique*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 328, 807–813. doi:10.1016/S1251-8050(99)80196-7

Petrov, G.A., Puchkov, V.N., 1994. *La faille principale de l'Oural septentrional (Главный Уральский разлом на северном Урале),* Géotectonique, 1, Moscou, Russie, 25–37.

Pickering, K., Stow, D., Watson, M., Hiscott, R., 1986. *Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments*, Earth-Science Reviews, 23, 75–174. doi:10.1016/0012-8252(86)90001-2

Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J., 1989. *Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonic*, Unwin Hyman, 416p.

Pini, G.A., Ogata, K., Camerlenghi, A., Festa, A., Lucente, C.C., Codegone, G., 2012. *Sedimentary Mélanges and Fossil Mass-Transport Complexes: A Key for Better Understanding Submarine Mass Movements?*, in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, 585–594.

Piper, D.J.W., Normark, W.R., 1983. *Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland*, Sedimentology, 30, 681–694. doi:10.1111/j.1365-3091.1983.tb00702.x

Piper, D.J.W., Savoye, B., 1993. *Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea*, Sedimentology, 40, 557–582. doi:10.1111/j.1365-3091.1993.tb01350.x

Piper, D.J.W., Hiscott, R.N., Normark, W.R., 1999. *Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California*, Sedimentology, 46, 47–78. doi:10.1046/j.1365-3091.1999.00203.x

Pirmez, C., Flood, R.D., 1995. *Morphology and structure of Amazone Channel*, Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial reports, 23–45.

Posamentier, H., Martinsen, O.J., 2011. *The Character and Genesis of Submarine Mass Transport Deposits: Insights from Outcrop and 3D Seismic Data*, in: Shipp, C., Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication Vol. 96, 7–38.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. *Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. Sea-level changes: an integrated approach,* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 109–124.

Prelat, A., Hodgson, D.M., Flint, S.S., 2009. *Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa*, Sedimentology, 56, 2132–2154. doi:10.1111/j.1365-3091.2009.01073.x

Proust, J.N., Chuvashov, B.I., Vennin, E., Boisseau, T., 1998. *Carbonate platform drowning in a foreland setting; the Mid-Carboniferous platform in western Urals (Russia),* Journal of Sedimentary Research, 68, 1175–1188. doi:10.2110/jsr.68.1175

Puchkov, V.N., 2013*. Structural stages and evolution of the Urals*, Mineralogy and Petrology, 107, 3–37. doi:10.1007/s00710-012-0263-1

Puchkov, V.N., 2000. *Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals (Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала),* Gilem, Ufa, Russie, 146p.

Puchkov, V.N., 1997. . *Structure and geodynamics of the Uralian orogen,* in Burg, J-P., Ford, M., Orogeny Through Time, Geological society, Special publication, 121, 201–236.

Puchkov, V.N., 1979. *Bathyal complexes of passive margins of geosynclinal areas (Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей),* Nauka, Moscow, Russie, 260p.

Puchkov, V.N., 1987. *Paléozoïdes de la Pangée médiane (restauration, corrélation des événements, caractéristiques géodynamiques) Палеозоиды Срединной Пангеи (реставрация, корреляция событий, геодинамическая характеристика)*, Problèmes actuels de la tectonique des continents et des océans (Актуальные проблемы тектоники континентов и океанов), Nauka, Moscou, Russie, 170–183.

Puchkov, V.N., Ivanov, K.S., 1985. *Premières données sur les faciès volcano- siliceux d'âge Ordovicien de l'est de l'Oural (Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах ордовика на востоке Урала)*, Rapports de l'Académie des sciences de l'URSS, 285, 966-971.

Puchkov, V.N., Svetlakova, A.N., Razuvaev, V.I., 2001. *Interprétation géologique du profil sismique URALSEIS (domaine occidental) (Геологическая интерпретация сейсмического профиля. УРАЛСЕЙС (Западный домен),* in: Structure profonde et géodynamique de l'Oural méridional (Projet URALSEIS). Tver, 148–154.

Rasulov, A.T., 1982. *Tectonique des bassins du Mésozoïque inférieur du flanc oriental de l'Oural (Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала),* Preprint, Sverdlovsk, Russie, 43p.

Rateev, M.A., Gorbunova, Z.N., Lisitzyn, A.P., Nosov, G.L., 1969. *The distribution of clay minerals in the ocaens*, Sedimentology, 13, 21–43. doi:10.1111/j.1365-3091.1969.tb01119.x

Ratzov, G., Collot, J.-Y., Sosson, M., Migeon, S., 2010. *Mass-transport deposits in the northern Ecuador subduction trench: Result of frontal erosion over multiple seismic cycles*, Earth and Planetary Science Letters, 296, 89–102. doi:10.1016/j.epsl.2010.04.048

Raymond, A., Metz, C., 2004. *Ice and Its Consequences: Glaciation in the Late Ordovician, Late Devonian*, Pennsylvanian-Permian, and Cenozoic Compared, The Journal of Geology, 112, 655–670. doi:10.1086/424580

Rayzancev, A.V., Belova, A.A., Razumovskii, A.A., Kuznecov, N.B., 2012. *Conditions géodynamiques de formation des complexes de dyke de l'Ordovicien et du Dévonien dans les ophiolites de l'Oural méridional et du Mougodjar (Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар).* Géotectonique, Moscou, Russie, 65–96.

Robertson, 2014. Paleogeographic maps (CGG Confidential Internal Report).

Ronov, A., Khain, V., Seslavinsky, K., 1984. *Atlas of LithologicaI-Paleogeographical Maps of the World, Late Precambrian and Paleozoic of Continents*, USSR Academy of Sciences, Leningrad, 70p.

Ross, C.A., Ross, J.R.P., 1987. *Late Paleozoic sea levels and depositional sequences*, In: Ross, C.A., Haman, D. (Eds), Timing and Depositional History of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research: Special Publication, 24, 137–149.

Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., 2008. *The magnitude of Late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: a synthesis*, Journal of Sedimentary Research, 78, 500–511.

Ruzhencev, S.V., 1976. *Les allochtones ophiolitiques périphériques (Краевые офиолитовые аллохтоны).* Académie des sciences d'URSS, Nauka, Moscou, Russie, 170p.

Salikhov, D.N., 1997. *Histoire du développement de la collision du mégasynclinorium de Magnitogorsk au cours du Paléozoïque moyen (Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория).* Thèse de doctorat, Université des Mines de l'Oural, Iekaterinbourg, Russie, 85p.

Saveliev, A.A., Savelieva, G.N., 1991. *Les ophiolites du massif de Kempersay : caractéristiques principales de l'évolution tectono-stratigraphique (Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции).* Géotectonique, Moscou, Russie, 57–75.

Savelieva, G.N., Sharaskin, A.Y., Saveliev, A.A., 1998*. Ophiolites of Southern Uralides adjacent to the East European Continental Margin (Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента).* In A.L., Knipper, S.A., Kurenkov, M.A., Semikhatov (Eds), The Urals : fundamental problems of geodynamics and stratigraphy, Nauka, Moscow, Russie, 93–117.

Savoye, B., Piper, D.J.W., Droz, L., 1993. *Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera,* Marine and Petroleum Geology, 10, 550–571. doi:10.1016/0264-8172(93)90059-2

Schwenk, T., Spieb, V., Breitzke, M., Hübscher, C., 2005*. The architecture and evolution of the Middle Bengal Fan in vicinity of the active channel–levee system imaged by high-*

resolution seismic data, Marine and Petroleum Geology, 22, 637–656. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.01.007

Scotese, C.R., 2000. Paleomap Project [Internet], Consulting data : 20/04/2015, available on : http://www.scotese.com

Scotese, C.R., Boucot, A.J., McKerrow, W.S., 1999. *Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology*, Journal of African Earth Sciences, 28, 99–114. doi:10.1016/S0899-5362(98)00084-0

Sengör, A.M.C., Natalin, B.A., Burtman, V.S., 1993. *Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia,* Nature, 364, 199–307.

Seravkin, I.B., Znamenskii, S.E., Kosarev, A.M., 2003. *La faille principale ouralienne dans l'Oural méridional : structures et étapes essentielles de sa formation (Главный Уральский разлом на Южном Урале : структура и основные этапы формирования)*. Géotectonique, Moscou, Russie, 42–64.

Shanmugam, G., 2000. *50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective*, Marine and Petroleum Geology, 17, 285–342. doi:10.1016/S0264-8172(99)00011-2

Shanmugam, G., Lehtonen, L.R., Straume, T., Syvertsen, S.E., Hodgkinson, R.J., Skibeli, M., 1994. *Slump and debris flow dominated upper slope facies in Cretaceous of Norwegian and northern North Seas (61-67°N): implications for sand distribution*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 910–937.

Shen, S., Zhang, H., Shi, G.R., Li, W., Xie, J., Mu, L., Fan, J., 2013. *Early Permian (Cisuralian) global brachiopod palaeobiogeography*, Gondwana Research, 24, 104–124. doi:10.1016/j.gr.2012.05.017

Schnyder, J., Stetten, E., Baudin, F, Pruski, A.M., Martinez, F., 2017. *Identifying the fresh supply of terrestrial organic matter to the terminal lobes of the modern Congo deep-sea fan using palynofacies*, Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography (accepté)

Simm, R.W., Weaver, P.P.E., Kidd, R.B., Jones, E.J.W., 1991. *Late Quaternary mass movement on the lower continental rise and abyssal plain off Western Sahara*, Sedimentology, 38, 27–40. doi:10.1111/j.1365-3091.1991.tb01853.x

Singer, A., 1989. *Illite in the hot-aridic soil*, Soil Science, 147, 126–133. doi:10.1097/00010694-198902000-00008

Singer, A., Galan, E., 1984. *Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses*, Developments in Sedimentology, 352p.

Sohn, Y.K., 2000. *Depositional Processes of Submarine Debris Flows in the Miocene Fan Deltas, Pohang Basin, SE Korea with Special Reference to Flow Transformation*, Journal of Sedimentary Research, 70, 491–503. doi:10.1306/2DC40922-0E47-11D7-8643000102C1865D

Sokolov, V.B., 1992. *Architecture de la croûte de l'Oural* (Строение земной коры Урала). Géotectonique, Moscou, Russie, 3–19.

Spadea, P., D'Antonio, M., Kosarev, A., Gorozhanina, Y., Brown, D., 2002. *Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the forearc-arc complex*, in: Brown, D., Juhlin, C., Puchkov, V. (Eds.), Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union, Washington, D. C., 101–134.

Stampfli, G.., Borel, G.., 2002. *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons*, Earth and Planetary Science Letters, 196, 17–33. doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X

Stanley, D.J., Moore, G.T., 1983. *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, USA, 443p.

Stow, D.A.., Mayall, M., 2000. *Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century*, Marine and Petroleum Geology, 17, 125 – 135. doi:10.1016/S0264-8172(99)00064-1

Strachan, L.J., Alsop, G.I., 2006. *Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland: Slump folding in County Clare*, Basin Research, 18, 451–470. doi:10.1111/j.1365-2117.2006.00302.x

Svetlakova, A.N., Razuvaev, V.I., Gorozhanina, E.N., Puchkov, V.N., Dnistryansky, V.I., Gorelikov, V.I., Poberezhsky, S.M., Gorozhanin, V.M., 2008. *New data on the structure of the southern part of the Cis-Uralian foredeep according to results of seismic work*, Reports Earth Sciences, 423, 1352–1356. doi:10.1134/S1028334X08090055

Tevelev, A.V., Kocheleva, I.A., 2002. *Structure géologique et histoire du développement de l'Oural méridional (soulèvement de l'Oural oriental et la zone Transouralien) (Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье)*, Université d'État de Moscou, Moscou, Russie, 123p.

Tevelev, A.V., Kocheleva, I.A., Popov, V.S., Kuznetsov, I.E., Osipova, T.A., Pravikova, N.V., Vostretsova, E.S., Gustova, A.S., 2006. *Paléozoides de la zone de suture entre l'Oural oriental et la zone Transouralienne (Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья)*. Université d'État de Moscou, Moscou, Russie, 300p.

Thiry, E., Lemaire, E., Schynts, F., Meyer, G., Dispas, M., Gogev, S., 1999. *Les conséquences de l'infection des bovins par le virus de la rhinotrachéite infectieuse bovine*, Point Vét, 279–286.

Torsvik, T.H., 1998. *Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint*, GFF, 109–118.

Twichell, D.C., Kenyon, N.H., Parson, L.M., McGregor, B.A., 1991. *Depositional Patterns of the Mississippi Fan Surface: Evidence from GLORIA II and High-Resolution Seismic Profiles*, in: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems, Springer New York, New York, NY, 349–363.

Unternehr, P., 2011. *Atlas Gandolph: Paleogeographic and Paleoclimatic Controls on Hydrocarbon Source Rock deposition*, Rapport intern of TOTAL, Unpublished, 550p.

Ushatinskaya, G.T., Malakhovskaya, Y.E., 1998. *Reconstructions paléogéographiques du Cambrien utilisant AutoCAD sur la base de la paléogéographie des brachiopodes du Cambrien inférieur (Кембрийские палеогеографические реконструкции с использованием системы AutoCAD и палеогеография раннекембрийских брахиопод на их основе),* Reconstructions systématiques et évolution de la biosphère (Системные перестройки и эволюция биосферы), 62–95.

Veevers, J.J., Powell, C.M., 1987. *Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica*, Geological Society of America Bulletin, 98, 475 p. doi:10.1130/0016-7606(1987)98<475:LPGEIG>2.0.CO;2

Velde, B., 1995. *Composition and Mineralogy of Clay Minerals*, in: Velde, B. (Ed.), Origin and Mineralogy of Clays, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 8–42.

Vennin, E., 1996. *Architecture sédimentaire des bioconstructions Permo-Carbonifère de l'Oural méridional (Russie),* Thèse de doctorat, Institut des sciences et technologies de Lille, Lille, 363p.

Volkova, N.A., 1997. *Paléogéographie du phytoplancton de la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien inférieur (Палеогеография фитопланктона на рубеже кембрия-ордовика),* Journal paléontologique, Moscou, Russie, 13–19.

Volozh, Y.A., Antipov, M.P., Brunet, M.-F., Garagash, I.A., Lobkovskii, L.I., Cadet, J.-P., 2003. *Pre-Mesozoic geodynamics of the Precaspian Basin (Kazakhstan),* Sedimentary Geology, 156, 35–58. doi:10.1016/S0037-0738(02)00281-6

Windom, H.L., 1976. *Lithogenous material in marine sediments*, Chemical oceanography, 103–135.

Wright, L.D., Wiseman, W.J., Bornhold, B.D., Prior, D.B., Suhayda, J.N., Keller, G.H., Yang, Z.-S., Fan, Y.B., 1988. *Marine dispersal and deposition of Yellow River silts by gravity-driven underflows*, Nature, 332, 629–632. doi:10.1038/332629a0

Wynn, R.B., Weaver, P.P.E., Masson, D.G., Stow, D.A.V., 2002. *Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin*, Sedimentology, 49, 669–695. doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00471.x

Yazeva, R.G., Bochkarev, V.V., 1998*. Géologie et géodynamique de l'Oural méridional (Геология и геодинамика Южного Урала),* Groupe de l'Oural de l'Académie des sciences de Russie, Ekaterinbourg, Russie, 204p.

Yazeva, R.G., Puchkov, V.N., Bochkarev, V.V., 1989. *Reliques de la marge active dans la chaîne de l'Oural (Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала),* Géotectonique, Moscou, Russie, 76–85.

Yensepbayev, T., Izart, A., Joltaev, G., Hautevelle, Y., Elie, M., Suarez-Ruiz, I., 2010. *Geochemical characterization of source rocks and oils from the eastern part of the Precaspian and Pre-Uralian Basins (Kazakhstan): Palaeoenvironmental and palaeothermal interpretation,* Organic Geochemistry, 41, 242–262. doi: 10.1016/j.orggeochem.2009.11.003

Yudina, A.B., Racki, G., Savage, N.M., Racka, M., Małkowski, K., 2002. *The Frasnian-Famennian events in a deep–shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional, and geochemical records*, in Acta Palaeontologica Polonica*,* 47, 355-372.

Zakharov, O.A., Puchkov, V.N., 1994. *Nature tectonique du complexe de Maksyutov de la zone d'Oural-Tau (О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале),* Rapport au Bureau du Centre scientifique de l'Oural de l'Académie des Sciences de Russie, Ufa, Russie, 30p.

Zharkov, M.A., 1978. *History of Paleozoic salt accumulation (История палеозойского соленакопления)*, Nauka, Novossibirsk, Russie, 270p.

Zonenshain, L.P., Korinevsky, V.G., Kazmin, V.G., Pechersky, D.M., Khain, V.V., Matveenkov, V.V., 1984. *Plate tectonic model of the South Urals development*, Tectonophysics, 109, 95–135. doi:10.1016/0040-1951(84)90173-2

ANNEXE

Tableaux des résultats analytiques des coupes étudiées

1. Analyse de l'assemblage des minéraux argileux

1. 1 Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C)

N°	Nom de l'ech.	Cote (m)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)
1	Ap1	0,3	41	30	15	15
2	Ap3	1,3	12	77	1	10
3	Ap7	9,6	22	37	10	31
4	Ap9	13,4	27	23	20	31
5	Ap15	20,2	17	60	8	15
6	Ap17	22,8	20	59	8	14
7	Ap19	25,2	22	53	10	15
8	Ap23	33,3	17	53	11	19
9	Ap27	37,2	16	58	6	20
10	Ap28	38,3	15	51	8	26
11	Ap32	42,5	8	76	4	12
12	Ap37	172,4	9	68	6	17
13	Ap42	187,2	15	67	6	12
14	Ap46	190,7	16	55	10	19
15	Ap49	193,3	15	71	4	10
16	Ap52	196,3	11	70	7	11
17	Ap55	201,9	13	75	3	9
18	Ap57	204,6	12	64	7	18
19	Ap63	222,8	9	84	2	6
20	Ap68	236,6	9	85	1	4
21	Ap75	267,1	13	82	1	4
22	Ap78	270,5	12	75	2	11
23	Ap84	290,8	17	63	10	10
24	Ap85	291,5	20	59	10	11
25	Ap87	295,6	20	67	6	7
26	Ap90	300,8	14	74	5	7
27	Ap95	307,8	11	78	4	7
28	Ap99	310,8	8	82	3	6
29	Ap103	317,5	13	73	5	10
30	Ap106	319,7	14	78	2	6
31	Ap116	489,5	12	80	2	7
32	Ap120	497,3	9	83	2	6
33	Ap122	499,4	12	69	9	10
34	Ap124	502,6	17	58	9	16
35	Ap126'	505,6	13	62	6	19
36	Ap128	508,3	14	67	3	16
37	Ap130	602,3	12	76	2	9
38	Ap133	606,3	11	72	6	11
39	Ap134	607,6	11	70	3	16
40	Ap137	612,6	4	87	1	7
41	Ap139	613,8	11	80	1	8
42	Ap141	616,3	9	84	1	6
43	Ap144	618,9	13	62	7	17
44	Ap147	622,6	8	79	3	9
45	Ap149	625,7	10	83	1	6
46	Ap151	627,4	12	77	2	9

47	Ap154	631,9	14	62	4	20
48	Ap156	634,2	13	74	3	10
49	Ap159	637,2	15	69	5	11
50	Ap161	639,8	8	84	1	6
51	Ap163	642,7	13	74	2	11
52	Ap165	645,5	10	77	3	10
53	Ap167	648,3	9	80	3	8
54	Ap169	650,8	10	76	4	10
55	Ap171	653,7	9	83	1	6
56	Ap173	656,7	8	88	1	4
57	Ap175	660,8	4	87	2	6
58	Ap177	664,8	10	81	2	7
59	Ap179	667,8	10	76	3	11
Valeur moyenne			***13***	***70***	***5***	***12***

1.2 Coupe d'Aidarlyacha 2013

N°	Nom de l'ech.	Cote (m)	Illite (%)	Smectite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)
1	A2	0,75	19	38	31	12
2	A7	4,7	17	53	22	9
3	A14	10,35	23	73	3	1
4	A21	13,95	13	72	11	3
5	A28	19,9	13	71	9	7
6	A39	33,7	21	52	23	5
7	A60	53,5	14	60	16	10
8	A71	61,2	10	46	31	13
9	A85	67,8	10	63	16	11
10	A92	75,15	13	46	27	15
11	A98	80,9	15	55	20	10
12	A104	86,35	14	65	13	7
13	A111	89,9	13	67	13	6
14	A118	92,9	9	68	15	7
15	A126	95,75	8	64	20	8
16	A134	98,7	11	62	19	8
17	A141	102,2	7	54	25	13
18	A147	107,75	11	58	22	9
19	A154	109,75	9	65	18	8
20	Ay3	113,8	6	83	4	6
21	Ay11	120,6	5	82	8	6
22	Ay17	126,65	10	68	16	6
23	Ay23	132,75	7	76	13	4
24	A166	143,25	10	78	7	4
25	A173	147,25	8	82	5	6
26	A181	151,45	10	77	9	5
27	A187	153,9	9	70	15	5
28	A209	165,65	11	67	17	5
29	A218	171,6	10	73	9	8
30	A227	178,65	7	82	6	5
31	A235	183,85	7	84	6	3
32	A242	187,2	9	73	14	4
33	A248	191,75	6	82	7	5
34	A256	197,65	9	85	3	4
35	A262	201,95	8	83	6	2
36	A271	207,6	10	82	5	2
37	A278	212,95	8	85	5	2

38	A291	221,6	11	79	8	2
39	Ayd8	229	9	81	7	3
Valeur moyenne			***11***	***69***	***13,5***	***6***

2. Analyse de la matière organique en Pyrolyse Rock-Eval (Rock-Eval 6)

2.1 Coupe d'Oisylkara

№	Nom de l'ech.	Cote (m)	S2 - (mg/g)	Tmax (°C)	COT(%)	IH (mgHC/gCOT)	IO (mgHC/gCOT)
1	Os1	0,05	3.29	433	1	279	16
2	Os3	1	4.34	432	2	265	22
3	Os5	1,85	2.48	438	1	276	16
4	Os7	3	4.85	435	2	311	9
5	Os9	3,85	3.17	433	1	230	22
6	Os11	4,77	3.95	434	1	271	16
7	Os13	5,65	6.27	439	3	250	24
8	Os15	6,72	3.14	435	1	211	37
9	Os17	7,57	1.05	438	0,4	276	24
10	Os19	8,55	7.86	435	3	290	6
11	Os21	9,7	1.79	435	1	256	21
12	Os23	10,7	7.09	437	2	351	4
13	Os25	11,73	0.83	439	0,3	244	21
14	Os27	12,67	14.13	438	4	346	7
15	Os29	13,82	2.88	437	1	291	13
16	Os31	14,75	2.14	434	1	228	22
17	Os33	15,85	4.57	435	1	309	14
18	Os35	16,75	2.21	437	1	240	10
19	Os37	17,75	8.06	436	3	315	11
20	Os39	18,75	7.72	435	3	291	11
21	Os41	19,75	11.25	438	3	326	7
22	Os43	20,7	6.74	431	3	259	13
Valeur moyenne			***5***	***435,6***	***2***	***278***	***15,7***

2.2 Coupe de Kiya 2013

№	Nom de l'ech.	Cote (m)	S2 - (mg/g)	Tmax (°C)	COT(%)	IH (mgHC/gCOT)	IO (mgHC/gCOT)
1	K10	3,4	5.68	431	2	243	46
2	K12	4	29.04	429	8	345	38
3	K14	5	20.07	431	7	281	45
4	K16	6,4	12.65	429	6	229	54
5	K20	8,4	26.64	430	7	372	31
6	K22	8,75	19.36	430	6	330	36
7	K24	9,75	14.6	434	5	276	55
8	K26	10,75	24.5	431	8	319	46
9	K28	11,75	70.66	428	16	430	30
10	K30	13,1	62.34	426	15	417	29
11	K33	14,35	13.8	424	4	374	16
12	K34	15,15	73.35	427	18	400	43
13	K36	16,8	10.04	424	3	375	16
14	K38	18,6	63.7	430	15	427	30
15	K40	19,5	58.65	426	14	429	24
16	K42	20,75	70.1	424	15	455	24

17	K44	21,5	78.73	425	17	477	12
18	K46	22,7	72.26	426	14	529	11
19	K48	23,2	58.31	426	12	480	19
20	K52	24,55	61.17	423	14	444	20
21	K54	25,45	86.28	423	20	430	27
22	K56	27,27	64.22	428	14	465	10
Valeur moyenne			***45,3***	***427,5***	***11***	***388***	***30***

2.3 Coupe de Schyntemir

№	Nom de l'éch.	Cote (m)	S2 - (mg/g)	Tmax (°C)	COT(%)	IH (mgHC/gCOT)	IO (mgHC/gCOT)
1	D1	0,05	4.49	430	2	210	30
2	D3	2	7.3	429	3	269	24
3	D5	4	8.29	428	4	228	38
4	D7	5,9	11.44	428	4	309	21
5	D10	8,85	7.49	427	3	296	14
6	D11	9,75	16.65	425	5	321	26
7	D13	11,75	54.24	431	10	562	3
Valeur moyenne			***15,7***	***428,3***	***4***	***313,6***	***22,3***

2.4 Coupe d'Aidarlyacha 2013

N°	Nom de l'ech.	Cote (m)	$CaCO_3$ (%)	S2 - (mg/g)	Tmax (°C)	COT(%)	IH (mgHC/gCOT)	IO (mgHC/gCOT)
1	A7	5	2	3,74	442	4	94	82
2	A12	9,15	4	0,64	440	2	35	93
3	A16	12,14	7,5	0,43	445	1	29	126
4	A21	14,4	6	0,44	445	2	25	122
5	A25	17,3	12	0,55	447	2	26	112
6	A32	25,9	1	0,57	440	2	34	114
7	A39	34,2	4,5	0,44	441	2	29	118
8	A43'	38,55	3,5	0,28	455	1	21	137
9	A48	43,17	5	0,76	440	3	30	81
10	A51	46,2	10	0,54	449	2	28	125
11	A58	52,15	5	0,56	441	2	23	80
12	A64	56,05	5,5	0,54	439	2	29	85
13	A71	61,7	4	0,62	437	2	34	99
14	A80	66,45	6	0,58	448	2	29	105
15	A87	71,1	6,5	1,05	435	3	35	39
16	A92	75,82	2	1,79	438	4	46	64
17	A96	79,62	2	0,64	442	2	37	125
18	A100	84,55	2	0,54	451	2	22	109
19	A104	87,55	5	0,22	449	1	19	157
20	A108	89,65	5	0,56	435	2	30	95
21	A113	92,37	10	0,76	436	2	34	76
22	A118	94,12	10	0,54	445	2	28	95
23	A124	96,2	8	0,65	437	2	28	58
24	A128	98,07	10	0,51	440	2	25	97
25	A134	99,8	13	0,63	434	2	26	73
26	A139	102,27	10	0,46	439	2	25	90
27	A144	104,28	12	0,38	449	2	24	118
28	A147	106,5	7	0,46	439	2	23	89
29	A152	108,81	11	0,69	439	2	40	114
30	A156	111,43	10	0,22	452	1	21	160

31	Ay3	114,35	14	0,20	424	1	27	191
32	Ay11	121,18	13	0,40	435	1	39	167
33	Ay13	123,22	12	0,33	441	1	36	158
34	Ay17	127,18	13	0,20	452	1	26	173
35	Ay20	130,8	6	0,15	452	1	22	183
36	A162	141,7	9	0,55	439	2	25	80
37	A169	145,5	5	0,52	441	2	22	85
38	A173	148,15	11	0,34	437	2	21	102
39	A179	150,2	5	0,59	440	3	21	86
40	A183	152,68	9	0,40	440	2	18	88
41	A187	154,8	10	0,70	432	3	26	49
42	A193	156,87	9	1,01	436	4	28	16
43	A199	159,63	12	0,58	430	2	27	35
44	A204	163,22	13	3,01	438	3	94	37
45	A209	166,44	12	0,55	431	2	28	54
46	A214	169,2	13,5	0,61	432	2	25	25
47	A218	172,53	7	0,26	453	1	20	112
48	A223	176,31	5	0,35	439	2	20	109
49	A227	179,82	7	0,45	434	2	27	130
50	A233	183,27	10,5	0,16	444	1	12	131
51	A238	186,42	12	0,21	435	1	25	168
52	A242	188,43	6	0,16	442	1	13	127
53	A246	190,62	5	0,16	445	1	16	154
54	A251	195	8	0,27	443	1	20	123
55	A256	199,09	2	0,32	449	2	17	105
56	A260	201,83	5	0,33	441	2	20	112
57	A266	206,15	3	0,33	448	2	20	101
58	A271	209,15	6	0,24	449	1	18	131
59	A275	211,56	5	0,32	441	1	22	134
60	A281	216,66	2	0,56	442	2	32	97
61	A291	224,1	2	0,31	443	2	20	103
62	Ayd8	231,18	4	0,25	444	1	28	189
Valeur moyenne			***7,4***	***0,57***	***441***	***2***	***28,1***	***106,3***

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

CHAPITRE 1 – CONTEXTE GEOLOGIQUE : LA CHAINE DE L'OURAL

Fig. 1.1 Localisation de la chaîne de l'Oural 17

Fig. 1.2 Subdivision géographique de l'Oural 18

Fig. 1.3 Vue des pentes de la Manaraga et de la vallée du fleuve Kapkan-Vosges 19

Fig. 1.4 Le mont Narodnaïa dans la République des Komis 20

Fig. 1.5 Le massif de Kanzhakovskii Kamen en été 21

Fig. 1.6 Le Man Pupu Nyor. Dans le parc de la Petchora et de l'Ilytch (République des Komis, l'Oural Septentrional) 22

Fig. 1.7 Morphologie de la région du Mougodjar 23

Fig. 1.8 Le village Tabantal dans la vallée de la rivière Tabantal (Mougodjar) 24

Fig. 1.9 Panoramas de l'ouest du Mougodjar dans la région d'Actobé a) Vue vers le nord de la vallée de la rivière Zhaksy Kargala. Les rides N-S soulignent les plis dans les séries du Permien inférieur; b) Vue vers le sud au niveau de la vallée de la rivière Tabantal. L'atténuation des reliefs vers le sud apparait clairement sur la photo 24

Fig. 1.10 Méandre de la rivière Aidarlyacha et sa vallée 25

Fig. 1.11 Principales unités tectoniques paléozoïques de Sibérie occidentale et d'Europe orientale (Projection centrée en 35°E, 35°N ; d'après Görz et Hielscher, 2010) 26

Fig. 1.12 Comparaison de modèles géodynamiques concernant l'orogenèse de l'Oural 28

Fig. 1.13 Reconstruction cinématique pour 4 périodes A : Protérozoïque supérieur (600 Ma) ; B : Cambrien inférieur (540 Ma) ; C : Ordovicien supérieur (470 Ma) ; D : Silurien (430 Ma). D'après Blakey (2012) 29

Fig. 1.14 Reconstructions palinspastiques des domaines ouralien et péri-ouralien au Dévonien À gauche : reconstructions à l'échelle globale d'après Blakey (2012); à droite : cartes palinspastiques de l'Atlas de l'Eurasie Centrale (Daukeev, 2002) 31

Fig. 1.15 Modèle schématique d'évolution de la collision arc-continent dans l'Oural méridional au Paléozoïque 32

Fig. 1.16 Reconstructions géodynamiques au Carbonifère supérieur et Permien inférieur Colonne de gauche : reconstructions à l'échelle globale d'après Blakey (2012) ; Colonne de droite : cartes palinspastiques de l'Atlas de l'Asie Centrale (Daukeev , 2002) 35

Fig. 1.17 Structures régionales de l'Oural Central et Méridional (Carte géologique de l'URSS de l'échelle 1:500 000, 1979) A –Coupe à travers l'Oural Central et Méridional (Fig. 1.18) 38

Fig. 1.18 Coupes schématiques à travers l'Oural Central et Méridional (URSEIS) D'après Friberg et al. (2002), Kashubin et al. (2006) et Matte, 2006. Localisation Fig. 1.17. 1– Socle archéen ; 2– Sédiments riphéens-vendiens avec ou sans déformation et métamorphisme pré-Paléozoïque ; 3– Molasse d'avant-pays permienne et sédiments marins peu profonds du Paléozoïque inférieur ; 4– Flysch de Zilair du Dévonien ; 5- Arcs volcaniques de Taguil-Magnitogorsk et de Valerienov ; 6- Croûte océanique et manteau ; 7– Séries 39

du Paléozoïque inférieur du Kazakhstan déformées avant le Dévonien ; 8– Faille principale de l'Oural (MUF=Main Uralian Fault) et Faille de Troïtsk (TF)

Fig. 1.19 Distribution des principales structures et formations de la partie occidentale de l'Oural méridional (d'après Belova, 2011). 1– Flysch permien et carbonifère, formation carbonatée; 2- Calcaires et formations terrigènes du Carbonifère; 3- Grauwackes du Faménnien et roches siliceuses sous-jacentes (D1l-D3fr); 4- Roches volcanique et volcano-clastique d'arc insulaire D1e-D3 et série volcanique de rift d'âge C1; 5- Volcanites du Dévonien inf. et complexe associé de dykes parallèles; 6- Tufs et volcanites de l'Ordovicien, Silurien et Dévonien; 7- Formation néoprotérozoïques et sédiments carbonatés de l'Ordovicien-Dévonien moyen; 8- Quartzites schisteuses paléozoïques et partiellement pré-paléozoïques (complexe de Suvanyak); 9- Complexe de Maksutovo; 10- Granites du Paléozoïque moyen-sup; 11- Complexe de dykes parallèles; 12- Complexe mafique-ultramafique et mélange à serpentinique; 13- Roches volcaniques et volcano-sédimentaires néoprotérozoïques; 14- limite tectonique. *Chiffres* : I- Bassin d'avant-pays Pré-Ouralien; II- Zone de l'Oural Central : Iia- Anticlinorium Bashkirien(IIa), Ouraltau (IIb) ; III- Synclinorium de Zilair : Allochtone de Kraka (IIIa), Allochtone Sakmarienne (IIIb) ; IV- Zone de Prisakmara-Voznesensk; V- Zone de Magnitogorsk; Va- Zone d'Aktaou-Tanalyk; VI- Zone Est-Ouralienne; Massifs : 1- Khabarninski, 2- Ramazanov, 3- Aktaou-Tanalyk, 4- Chingiz, 5- Akmantaou, 6- Bouidin, 7- Polykov, 8- Kokbekty, 9- Shuyldak; K- Kempirsay 41

Fig. 1.20 Coupe géologique établie à partir du profil sismique 9104 (d'après Khan, 1996) 45

Fig. 1.21 Coupes schématiques des vallées des rivières Aidarlyacha et Schyntemir. O1-2ak–Ordovicien inférieur-moyen (série d'Akai) ;Ssk–Silurien (série Sakmarien); D2-3–Dévonien moyen-supérieur ;D3zl–Dévonien supérieur (série de Zilair); C1v-s–Carbonifère inférieur (Viséen-Serpukhovien); C3g–Carbonifère supérieur (Gzhelien); P1–Permien inférieur : P1a–Asselien ; P1sk–Sakmarien ; P1ar–Artinskien; 1-Galets; 2-Sables; 3-Argiles; 4-Marno-calcaires; 5-Marnes; 6-Grès; 7-Conglomérats; 8-micor-conglomérats; 9-Grès; 10-Grès carbonatés; 11-Siltites; 12-Argilites; 13-Calcaires argileux; 14-Argilites alternant avec des sidérites; 15-schistes bitumineux; 16-Calcaires; 17-Schistes charbonneux et argilo-siliceux; 18-Schistes argilo-siliceux; 19-Brèches siliceuses; 20-Tufs basiques; 21-Tuffites; 22-Basaltes; 23-Brèches basaltiques; 24-Porphyrites diabasiques; 25-Brèches de porphyrites diabasiques; 26-Gabbro-diabases; 27-Dacites; 28-Serpentinites; 29-Pendage. D'après Korobkov et al., (2012) 46

Fig. 1.22 Le môle de Temir. A : Localisation du môle de Temir sur la carte géologique du Mougodjar; B : Schéma structural du môle de Temir montrant les principales failles normales d'âges dévonien à carbonifère et le front de déformation (en rouge); C : coupe géologique schématique Est-Ouest à travers le môle de Temir 47

Fig. 1.23 Calcaire du Carbonifère inférieur (Viséen) dans la vallée de la rivière Kiya (Mougodjar NW) 48

Tab. 1.1 Corrélation des principales coupes du bassin Pré-Ouralien d'Actobé 49

Fig. 1.24 Colonnes stratigraphiques simplifiées des coupes d'Aidarlyacha et de Kiya dans le bassin d'avant-pays d'Actobé (d'après Korobkov et al., 2012) 50

Fig. 1.25 Panorama de la carrière de Belogorskii avec la lentille de calcaire du Permien inférieur 51

Fig. 1.26 Schéma des principales zones de faciès de l'Oural méridional au Permien inférieur (d'après Puchkov, 2000). 1 : Zone de Bel'skaya, (1a–sous-zone de récif ; 2 : Bassin d'avant-pays Pré-Ouralien ; 3 : Oural méridional (3a–Axe de granite de l'Oural) 1 –3 Limites des zones tectoniques : 1–Direction de rapprochement ; 2, 3–Limites tectoniques avec la direction de rapprochement : 2-Accident actif ; 3–Inactif ; 4–failles ; 5–Limite occidentale de la zone Ouest Oural ; 6-Soulèvements prolongés ; 7–Plateau continental peu profond ; 8–Récif ; 9–Flysch ; 10–Olisthostromes ; 11–Intrusions granitiques 52

Fig. 1.27 Diagramme de répartition des bioconstructions en fonction du temps et de leur situation sur un profil de plate-forme (Oural méridional, Russie) (d'après Vennin, 1996) 53

Fig. 1.28 Évolution géodynamique des dépôts bioconstruits du Kasimovien à l'Artinskien, illustré par les bioconstructions dans les secteurs de Plakoon, Kyn Station, Tratau, Shaktau, Ryabinov et Nizhne-Irginsk, et situation des principaux épisodes tectoniques (d'après Vennin, 1996). Datations de Odin (1994) 54

Fig. 1.29 Gypses du Permien inférieur (Kungurien). a) Doline et gypse dans le nord du bassin d'Actobé près du village d'Alexadrovka ; b) Contact entre les gypses et les grès et les marnes marnes du Kungurien ; c) structure granulaire dans les gypses 55

Fig. 1.30 Coupe du Kungurien dans la vallée de la rivière Santas (Mougodjar NW) 56

Fig. 1.31 Sédiments continentaux rouges typiques du Permien supérieur dans la vallée de la rivière Kouracha (près du village de Petropavlovka, Mougadjar occidental) 57

Fig. 1.32 Sédiments du Jurassique moyen dans la Mine de charbon de Mamyt (nord du Mougodjar). Les couches gréso-pélitiques contenant les veines de charbon sont recouvertes en concordance par les sédiments carbonatés du Crétacé inférieur. 58

Fig. 1.33 Crétacé inférieur (en blanc) discordant sur le Dévonien supérieur dans la vallée de la rivière Aidarlyacha 59

Fig. 1.34 Colonnes stratigraphiques du Dévonien de la zone Ouest-Oural et de l'Arc de Magnitogorsk. 1 - Grauwackes et grès polygéniques ; 2 –Calcaires et calcaires gréseux ; 3 - roches siliceuses et silicos-clastiques; 4 – roches clastiques à olistolithes ; 5 – Tufs et tufs siliceux ; 7 – Volcanites ; 8-9 – Série silico-basaltique ; 10 – Volcanites subalcalines et alcalines ; 11 – Complexes de « dykes in dykes » ; 12 – plagiogranites associés aux complexes de « dykes in dykes ». D'après Belova, 2011 62

Fig. 1.35 Sédiments volcano-clastiques de la série d'Oulytau (Dévonien moyen-supérieur) dans la vallée de la rivière Il-Chibek (Mougodjar central) 64

Fig. 1.36 Chenal conglomératique dans la série de Zilair du Dévonien supérieur dans la vallée de la rivière Or (Mougodjar) 66

Fig. 1.37 Carrière de calcaires viséens près du village d'Anastasievka. (Mougodjar septentrional) 67

Fig. 1.38 Série sédimentaire carbonatées du Crétacé. Les sédiments du Crétacé inférieur et supérieur reposent en discordance sur la série du Dévonien moyen dans la mine de magnétite de Velikhov (Nord-ouest du massif de Kempirsay, Mougadjar septentrional) 69

Fig. 1.39 Dépôts crayeux sub-horizontaux du Crétacé supérieur (Campanien) reposant sur la surface d'érosion mésozoïque. Petit affluent de la rivière Torangul, à proximité du village d'Erserum (Mougodjar septentrional) 69

Fig. 1.40 Schéma du massif de Kempirsai (sans la couverture mésozoïque) (d'après Saveliev et Savelieva, 1991) 70

Fig. 1.41 Carte géologique schématique du complexe de dykes parallèle de la vallée de la Kokpekty (Massif de Kempirsay). 1 – Gabbros à olivine, gabbros, Troctolites ; 2 – Basaltes et Schistes silico-carbonatés (S-D1); 3 – Gabbros, Dolérites, Granites ; 4 – Dykes de dolérites et de Gabbro-doléritiques ; 5 - Basaltes ellipsoïdaux (D1) ; 6 – failles : a) observées ; b) supposées ; 7 – Pendages. Localisation Fig.1.9. D'après Savel'ev et Savel'eva (1991) 71

CHAPITRE 2 – DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES

Fig. 2.1 Carte géologique du Mougodjar et localisation des coupes. Les chiffres désignent les coupes. 1. Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) ; 2. Coupe d'Aidarlyacha 2 (limite P-C conglomérats) ; 3. Coupe d'Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay) ; 4. Coupe d'Aidarlyacha 4 (affluant) ; 5. Coupe d'Aidarlyacha 5 (conglomérats) ; 6. Coupe d'Aidarlyacha 2013 ; 7. Coupe de Syntas 1 ; 8. Coupe de Syntas 2; 9. Coupe de Kiya ; 10. Coupe de Schyntemir; 11. Coupe de Kiya 2013 ; 12. Coupe d'Oisylkara 76

Tab. 2.1 Distribution stratigraphique des coupes étudiées dans la région du Mougodjar 77

Fig. 2.2 Diagramme composite illustrant les différents processus de transport et de dépôts en milieu marin profond : la décantation hémipelagique, les courants de fonds et les principaux types de transports gravitaires (Stow and Mayall, 2000) 78

Fig. 2.3 Classification globale des mouvements en masse sous-marins, d'après Mulder et Cochonat (1996) 79

Fig. 2.4 Représentation schématique et idéalisée des différents écoulements gravitaires (Mulder et Alexander, 2001). La distinction des écoulements se fait par la rhéologie : (1) les écoulements cohésifs (coulées de débris) et (2) les écoulements frictionnels ou non-cohésif (écoulements de densité hyperconcentrés, écoulements de densité concentrés et écoulements turbiditiques) 82

Fig. 2.5 Modèle de faciès de Lowe (1982) pour les turbidites grossiers et Bouma (1962) pour la turbidites clastiques. La corrélation entre la division S3 de Lowe et Ta de Bouma a établie par Lowe (1982) 85

Fig. 2.6 Classification de l'évolution des faciès (Mutti, 1992; reproduit par Mulder (2011) 87

Fig. 2.7 Faciès de dépôts turbiditiques. D'après Mutti (1992) et review in Broucke, 2003 88

Fig. 2.8 Représentation schématique d'un éventail turbiditique (d'après Babonneau et al., 2002) 89

Fig. 2.9 Morphologie de chenaux turbiditiques de type érosif ou dépôt en fonction de la nature des sédiments transportés (Galloway, 1998) 91

Fig. 2.10 Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement 92

turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du « nuage turbiditique » (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées

Fig. 2.11 Exemples de systèmes chenaux-levées présentant des morphologies très différentes entre des levées conjuguées symétriques (systèmes Amazone : Flood et al., 1991 et Zaïre : Babonneau, 2002) et asymétriques (Systèmes Var : Migeon, 2000 et Hueneme : Piper et al., 1999). Distinction entre un système chenal-levées aggradant (type Amazone) et un système chenal-levées érosif (type Zaïre) 93

Fig. 2.12 Exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau complexe chenal-levée. Cas de l'éventail de l'Amazone (adapté de Flood et Piper, 1997) 94

Fig. 2.13 Distinction entre un lobe attaché et un lobe détaché : (A) processus et marqueurs d'érosion et de dépôts en fonction de la teneur en particules fines (argile) et grossière (sable) d'un écoulement (Mutti and Normark, 1987) ; (B) Coupes longitudinales schématiques représentant, en fonction du volume et de la proportion d'argile d'un écoulement (Wynn et al., 2002) modifiés d'après Jégou et al., (2008) 94

Fig. 2.14 Bloc diagramme et caractéristiques des mounded lobes et sheet lobes par Galloway et Hobbay (1996) 95

Fig. 2.15 Modèle de l'éventail de l'Ebre avec des lobes chenalisés et non chenalisés (ponded lobe) (Nelson et al., 1983) 95

Fig. 2.16 Terminologie utilisée pour caractériser la géométrie des lobes (Modifié d'après Prélat et al., 2009 ; in Mulder et Etienne, 2010) 96

Fig. 2.17 Coupes géologiques travers le bassin d'avant-pays Pré-Ouralien d'Actobé 98

Fig. 2.18 Localisation des coupes de la rivière Aidarlyacha. Les chiffres désignent les coupes : 1. Coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) ; 2. Coupe d'Aidarlyacha 2 (limite P-C conglomerats) ; 3. Coupe d'Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay) ; 4. Coupe d'Aidarlyacha 4 (affluent) ; 5. Coupe d'Aidarlyacha 5 (conglomérats) ; 6. Coupe d'Aidarlyacha 2013 99

Fig. 2.19 Log de la coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C) avec légende 102

Fig. 2.20 2.20 - Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 1 (limite P-C)
1. Vue générale de la coupe ; 2. Partie intermédiaire de la coupe avec des bancs de grès plus épais ; 3. Litage oblique dans grès ; 4. Banc de grès laminé ; 5. Petit banc de grès avec lamination tangentielle ; 6. Rides de courant ; 7. Lamellibranche dans grès grossier 108

Fig. 2.21 Log de la coupe Aidarlyacha 2 (limite P-C, conglomérats) 110

Fig. 2.22 Photos de la coupe Aidarlyacha 2 (limite P-C, conglomérats). 1. Vue générale de la coupe ; 2. Granoclassement normal; 3. Bloc isolé; 4. Partie supérieure gréseuse (12-17 m). Banc de grès épais (2 m) avec des litages obliques et entrecroisés ; 5-6. Échappement de fluides ; 7. Fragment de corail 111

Fig. 2.23 Log de la coupe Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay) 115

Fig. 2.24 Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 3 (village de Tuskainsay). 1. Vue générale de la coupe ; 2. Partie inférieure exposant une série de bancs de grès chenalisants (1-10 m) ; 3. Morphologie chenalisante ; 4. Rides de courant ; 5. Load casts ; 6. Litages obliques ; 7. Fragment de corail dans les conglomérats 117

Fig. 2.25 Log de la coupe Aidarlyacha 4 (affluent) 120

Fig. 2.26 Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 4 (affluent). 1-2. Vue générale de la coupe ; 3. Litages obliques ; 4. Passées conglomératiques ; 5. Blocs de calcaire coralien ; 6. Banc de grès laminé à remplissage tangentiel 121

Fig. 2.27 Log de la coupe Aidarlyacha 2013 125

Fig. 2.28 Vue générale de la coupe Aidarlyacha 2013. 1. Partie inférieure gréseuse (0-60 m) ; 2. Partie moyenne silto-argileuse (213-254 m) ; 3. Partie supérieure à granulométrie grossière (242-254) ; 4. « Debris flow », faciès conglomératique (241,2-248,7) ; 5. Slump dans MTD (52,2-60,1m) ; 6. Rides symétrique à asymétrique ; 7-8. Figures d'échappement de fluides (221, 5 et 222 m) ; 9-10. Figures de base de banc : flutes et grooves casts 130-131

Fig. 2.29 Log de la coupe Aidarlyacha 5(conglomérats) 133

Fig. 2.30 Photos de l'affleurement de la coupe Aidarlyacha 5 (conglomérats) 1. Vue générale ; 2. Debris flow ;3. Granoclassement inverse ; 4 Galets imbriqués ; 5. Conglomérats à galets imbriqués au sommet de la coupe 134

Fig. 2.31 Localisation des coupes de la rivière Santas. Les chiffres désignent les coupes : 7 – Coupe Syntas 1 ; 8 - Coupe Syntas 2 135

Fig. 2.32 Log de la coupe Syntas1 137

Fig. 2.33 Photos de l'affleurement de la coupe Syntas 1. 1. Vue générale de la coupe ; 2. Banc de grès laminé. Litage oblique (20,8-22,4m); 3. Banc de grès peu épais « HCS-like » (85,5 m) ; 4. Banc peu épais avec des rides de courant (81m) ; 5. Flutes casts à la base d'un banc 141

Fig. 2.34 Log de la coupe Santas 2 144

Fig. 2.35 Photos de l'affleurement de la coupe Santas 2. 1. Vue générale de la coupe ; 2. Banc de grès grossier ; 3. Grès laminés avec des rides de courants ; 4. Grooves et flutes casts ; 5. Fragments de lamellibranches 146

Fig. 2.36 Direction et sens des courants mesurés dans les séries turbiditiques permiennes dans le cadre de ce travail 147

Fig. 2.37 Localisations des coupes au bord de la rivière Kiya. Les chiffres désignent les coupes : 9 –Coupe Kiya du permienne ; 11- Coupe Kiya 2013 du dévonien 148

Fig. 2.38 Panorama de la vallée de la rivière Kiya et position des coupes étudiées. C1v – Carbonifère inférieur Viséen ; P1a – Permien inférieur Asselien ; 1 – Coupe de Kiya MTD; 2 – Coupe de Kiya 148

Fig. 2.39 Log de la coupe. Kiya MTD 149

Fig. 2.40 Log de la coupe Kiya 153

Fig. 2.41 Photos de l'affleurement de la coupe Kiya. 1-2. Vue générale de la coupe ; 3. MTD ; 4. Bloc vertical et figures d'échappement de fluides dans un MTD ; 5. Base érosive (scours) d'un grès grossier ; 6. Rides de courant ; 7. Flute casts 156

Fig. 2.42 Log d'Oisylkara et photos affleurement de la coupe 159

Fig. 2.43 Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax, coupe d'Oisylkara 160

Fig. 2.44 Log de Kiya et les photos de l'affleurement de la coupe 162

Fig. 2.45 Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax, coupe de Kiya 163

Fig. 2.46 Log de la Schyntemir et les photos de l'affleurement de la coupe 165

Fig. 2.47 Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax, coupe de Schyntemir 166

Fig. 2.48 Données de Pyrolyse Rock-Eval et diagramme IH-Tmax de la coupe d'Aidarlyacha 2013 168

Fig. 2.49 Le cortège argileux dans la coupe d'Aidarlyacha 1 (limite P-C) 172

Fig. 2.50 Le cortège argileux dans la coupe d'Aidarlyacha 2013 174

CHAPITRE 3 – CONCLUSION ET DISCUSSION SUR LE FACIES TURBIDITIQUES DU MOUGODJAR

Fig. 3.1 Coupes synthétiques et séquences turbiditiques de long terme, faciès turbiditiques permiens du bassin d'avant-pays d'Actobé 178-179

Fig. 3.2 Sens des paléocourants dans le bassin d'avant-pays Ouralien. A – d'après Mizens (1997), B – ce travail 182

Fig. 3.3 Carte paléogéographique du Permien inférieur (Asselien, 285 Ma). D'après Robertson, 2014 184

Fig. 3.4 Calendrier, durée et natures des épisodes da glaciation au Paléozoïque supérieur (d'après Veevers & Powell 1987; Frakes & Francis 1988; Crowley & Baum 1991, 1992; Frakes et al. 1992; Crowell 1999; Isbell et al. 2003). Variations eustatiques globales d'après Shen et al., 2013 185

Fig. 3.5 Représentation schématique de l'évolution du climat au Paléozoïque supérieur dans la partie méridionale des bassins d'Amérique du Sud (d'après Lemarino et al., 2014) 187

Fig. 3.6 Comparaison des paléotempératures des eaux marines déduites de données de δ18O mesurées sur des conodontes de diverses coupes de Chine du Sud avec des intervalles de la glaciation sur Gondwana (WA : Western Australia, AN : Antarctic; EA : Eastern Australia) et Siberia (SI) selon Fielding et al. (2008c), et la magnitude des variations du niveau marin au cours du Permien (d'après Chen et al 2013) 188

Fig. 3.7 Distribution schématique des principaux modes d'altération à la surface du globe (d'après Pédro, 1985; FitzPatrick, 1980; in Velde, 1995) 190

Fig. 3.8 La distribution des minéraux argileux dans entre le Pôle Nord et l'Équateur 191

Fig. 3.9 Cyclicité de la distribution de matière organique et les séquences au long et court terme de la coupe d'Aidarlyacha 2013 194

Fig. 3.10 Tableau montrant la succession des principales crises d'anoxie ou de dysoxie des océans reconnues dans le Dévonien. D'après House et al. (2002) et Klapper and Becker (1999) 197

CHAPITRE 4 – ETUDE DES DONNEES DE SUB-SURFACE (OURAL MERIDIONAL)

Fig. 4.1 Plan de position de l'ensemble des lignes sismiques régionales et des puits utilisés dans ce travail. Dans la région d'Actobé seuls quelques puits anciens sont disponibles à l'est et au nord-ouest et il n'existe aucune ligne sismique disponible. Les données de sub-surface sont essentiellement localisées au nord et au sud (région d'Orenbourg et de Temir 201

Fig. 4.2 Plan des lignes sismiques du permis de Temir. Les données ont été essentiellement acquises entre 1978 et 1994 203

Tab. 4.1 Liste des puits utilisés (régions d'Orenbourg et de Temir) 205

Fig. 4.3 Correction du log sonique (exemple du puits Akkuduk-9). Colonnes : de gauche à droite (1) Checkshot brut (Raw Chechshot), (2) Vitesse d'intervalle (Vp), (3) Log sonique corrigé qui comporte deux diagraphies, rouge et noir, qui devraient être reliés au maximum, (4) Correction manuelle du log sonique 206

Fig. 4.4 Log d'impédance obtenu à partir des diagraphies de puits 207

Fig. 4.5 Corrélation des amplitudes des ondelettes de la diagraphie du puits et du profil sismique. a) diagramme de corrélation ; b) ondelette en phase nulle ; c) corrélation entre les sismogrammes synthétiques (en bleu) et l'onde de puit (en vert). Les autres lignes correspondent à des bruits acoustiques) 208

Fig. 4.6 Exemple de sismogramme synthétique calibré avec un profil sismique 209

Fig. 4.7 Principales unités stratigraphiques du bassin d'avant-pays Pré-Ouralien : Exemple du profil 3 localisé dans la zone nord (Fig. 4.1) 211

Fig. 4.8 Caractérisation de la configuration des réflecteurs sismiques (ex. du profil B d'orientation Nord-Sud) 212

Fig. 4.9 Exemples de configurations des réflecteurs dans les discordances 213

Fig. 4.10 Différents domaines du bassin d'avant-pays pré-ouralien 215

Fig. 4.11 Profils sismiques interprétés orientés Ouest-Est 217

Fig. 4.12 Profils sismiques interprétés orientés Ouest-Est 218

Fig. 4.13 Profils sismiques interprétés orientés Nord-Sud 219

Fig. 4.14 Schéma d'évolution du bassin d'avant-pays Ouralien au cours du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur dans la région d'Orenbourg (construit à partir de profils sismiques) 223

Fig. 4.15 Localisation des zones de Temir et de Zhanazhol 226

Fig. 4.16 Profil régional entre le bassin pré-caspien à l'ouest et la chaîne de l'Oural à l'est 227

Fig. 4.17 Détermination des unités stratigraphiques et calibration d'un profil à partir des données stratigraphiques et de la diagraphie du puits Lakkargan-32. Ce puits a traversé un diapir de sel kungurien (en violet) puis les turbidites du Permien inférieur (en vert). Il s'est arrêté dans la partie supérieure des carbonates du Carbonifère inférieur-moyen 228

Fig. 4.18 Caractérisation des faciès sismiques correspondant à la série carbonatée du Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur-moyen. Les diagraphies (densité en bleu, gamma-ray en orange) ont permis de déterminer les limites stratigraphiques entre le sel kungurien et les turbidites du Permien inférieur (en rose) d'une part, et les dépôts clastiques du Permien inférieur et les carbonates du Carbonifère moyen (en orange). L'épaisseur du diapir de sel traversé par le forage est de 3838 m et celle des carbonates de 1516 m 229

Fig. 4.19 Exemple de profil sismique du permis de Temir. 1. Unités du permis de Temir ; 2. Discordances : a) triasique ; b) permienne ; c)carbonifère ; 3. Onlap du Carbonifère supérieur sur la plate-forme carbonatée 230

Fig. 4.20 Profils sismiques interprétés Est-Ouest du permis de Temir 232

Fig. 4.21 Profils sismiques interprétés Nord-Sud du permis de Temir 233

Fig. 4.22 Schéma d'évolution du bassin d'avant-pays ouralien du Dévonien supérieur au Permien supérieur dans le permis de Temir (construit à partir de profils 235

sismiques)
Fig. 4.23 Carte géologique de la région d'Actobé avec la localisation des puits 238
Fig. 4.24 Puits de Belogorskaya-35. D'après Dernovaya, N., (communication personnelle) 239
Fig. 4.25 Affleurements du Faménnien (Dévonien supérieur). A – Faciès bitumineux de Kiya ; B – Faciès radiolaritiques d'Eguendy 240
Fig. 4.26 Affleurements du Carbonifère. A – calcaires bioclastiques du Viséen-Serpukhovien ; B – schistes bitumineux du Viséen-Serpukhovien ; C – faciès turbiditiques du Carbonifère supérieur 241
Fig. 4.27 Plis dans le Permien inférieur, rivière Zhaksy-Kargala 242
Fig. 4.28 Calcaires d'âge kungurien dans le Préoural d'Actobé 243
Fig. 4.29 Reconstruction paléogéographique au Dévonien supérieur 246
Fig. 4.30 Reconstruction paléogéographique au Carbonifère inférieur (Tournaisien) 248
Fig. 4.31 Reconstruction paléogéographique au Carbonifère moyen (Bashkirien) 250
Fig. 4.32 Reconstruction paléogéographique au Carbonifère supérieur - Permien inférieur 252
Fig. 4.33 Reconstruction paléogéographique au Kungurien (Permien inférieur) 253