



Modèles de dépôt sous-glaciaires et dynamique de remplissage des vallées tunnel : exemple au Quaternaire (Bray, Irlande) et application à l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Alnif, Maroc)

Sylvain Clerc

► **To cite this version:**

Sylvain Clerc. Modèles de dépôt sous-glaciaires et dynamique de remplissage des vallées tunnel : exemple au Quaternaire (Bray, Irlande) et application à l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Alnif, Maroc). Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 2012. Français. NNT : 2012DIJOS041 . tel-00837691

HAL Id: tel-00837691

<https://theses.hal.science/tel-00837691>

Submitted on 24 Jun 2013

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.

UNIVERSITE DE BOURGOGNE

UFR Sciences Vie Terre Environnement

Ecole Doctorale Environnement Santé

THÈSE

Pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Bourgogne

Discipline : SCIENCES DE LA TERRE - GEOLOGIE

par

CLERC Sylvain

**Modèles de dépôt sous-glaciaires et dynamique de
remplissage des vallées tunnel.**

**Exemple au Quaternaire (Bray, Irlande) et application à
l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Alnif, Maroc).**

Soutenue le 26 Octobre 2012, devant le jury composé de :

J.-F. BUONCRISTIANI, Maître de Conférence
J.-F. DECONINCK, Professeur
J.-F. GHIENNE, Chercheur CNRS
P. L. GIBBARD, Professeur
M. GUIRAUD, Professeur
S. JORRY, Chercheur
E. PORTIER, Ingénieur Réservoir
E. VENNIN, Professeur

Université de Bourgogne
Université de Bourgogne
Université de Strasbourg
Université de Cambridge
Université de Bourgogne
IFREMER
GDF SUEZ EPI
Université de Bourgogne

Examineur
Examineur
Rapporteur
Rapporteur
Directeur de thèse
Examineur
Examineur
Examineur

Laboratoire d'accueil : UMR/CNRS 6282

“Alors pour demeurer dans le concret, j’aimerais utiliser ici,
une fois n’est pas coutume, cette géologie qui me passionna tant,
pour proposer des images, peindre quelques paysages “

Th. Monod,
Majâbat Al-Koubrâ

Remerciements

Avant de rentrer dans le vif du sujet, je voudrais prendre quelques minutes pour remercier les personnes qui ont contribué de près ou de loin, à l'existence de ce projet de recherche et à son bon déroulement au cours de ces (presque) quatre années.

- Je tiens évidemment à remercier MM. Jean-François Ghienne et Phillip Gibbard pour avoir accepté d'être les rapporteurs de mon travail, ainsi que Stéphan Jorry et Jean-François Deconinck pour avoir accepté d'être examinateur.
 - Un grand merci à Emmanuelle Vennin. Je suis très heureux de sa présence dans le jury en tant qu'examinatrice. Son rôle ne se cantonne pas pour autant à cela ! Depuis la troisième année de licence c'est d'abord en tant que étudiant que j'ai pu apprécier et profiter de ses connaissances et de la qualité de ses enseignements. Le travail de terrain à Erfoud fut également une excellente opportunité pour découvrir les environnements préglaciaires ordoviciens, qui recèlent une mine d'information...
 - Un grand merci à Michel Guiraud, pour ses connaissances de l'Ordovicien et pour m'avoir permis d'enrichir l'analyse des dépôts glaciaires d'une vision de structuraliste. C'est également à travers ses cours de deuxième année et la découverte du monde de la géologie, que je me suis décidé à continuer sur cette voie, plutôt que de m'acharner à suivre des cours de biochimie...
 - Je tiens à remercier vivement, Eric Portier pour son engagement et sa passion, mis au service de la géologie, mais également pour son rôle de co-encadrant qui va bien au-delà de celui d'examineur. La réalisation de ce travail lui doit beaucoup, depuis la définition du sujet jusqu'à la rédaction finale du manuscrit, en passant par les discussions scientifiques et les missions de terrain au Maroc ou en Irlande. Sa connaissance de l'Ordovicien glaciaire en Algérie et plus largement de la géologie de l'Afrique du Nord constituent un savoir précieux.
 - Merci également à Guy Desaubiaux pour ses connaissances de terrain, pour les discussions pendant et après les missions et pour sa participation à l'encadrement, qui ont directement et significativement contribué à la réalisation de ce travail de thèse.
 - A travers ses deux personnes, c'est également GDF SUEZ que je tiens à remercier pour le financement de cette thèse CIFRE, et les missions de terrain. Je suis également reconnaissant de la possibilité qui m'a été donnée de passer la moitié de ces quatre années dans ses bureaux et de bénéficier ainsi de conditions de travail idéales. Je remercie au passage tous les collègues de la Défense pour avoir rendu le cadre de travail agréable, en particulier les sportifs du 12^{ème}.
 - Enfin, Jean-François Buoncristiani, à qui je dois beaucoup depuis les premières années de fac à Dijon. C'est grâce au premier stage (en 2006) effectué au Glacier des Bossons, un glacier que je devais d'ailleurs retrouver plus tard pour mon Master 2, et bien sûr grâce au passage obligé par les dépôts glaciaires de la Combe d'Ain dans le Jura, que ma passion pour la géologie glaciaire est née. Bien que la méthode soit parfois rugueuse, elle n'en fût pas moins efficace ! C'est évidemment bien plus qu'un examinateur que je remercie, c'est avant tout un co-encadrant également à l'origine du projet de recherche et un chercheur passionné qui a su me faire confiance, me former à la recherche, et m'a permis de réaliser ce travail passionnant.
 - Merci à tous les membres du laboratoire Biogéosciences pour la convivialité qui contribue à rendre le quotidien agréable. Un grand merci à mes collègues thésards, anciens thésards et étudiants de tous bords. J'ai nommé dans le désordre BenJ, Paco, Aurélie, Christophe, Edouard, Nathalie, Julien, Raph, Bînj, Garou, Clothilde, Matthieu, Bastien, ...
 - Merci à mes amis, de Paris, de Dijon, de Nantes ou d'ailleurs pour me permettre de souffler, de me ressourcer et pour passer de très bons moments de détente !
 - Merci à famille, pour la curiosité et l'intérêt portés à ce travail. En particulier Anne-C et Jérémie et surtout mes parents, Marie-Jo & Jean-François. Ce travail vous est évidemment dédié. C'est aussi à vous que je dois mon parcours, à vos encouragements, et surtout grâce à la liberté que vous m'avez laissée de choisir ma voie, la confiance que vous avez toujours su m'accorder.
 - *Last but not least*, un grand merci à Harriet.....Pour tout !
-

Résumé

Au cours du Paléozoïque inférieur, un changement climatique majeur a permis le développement d'une calotte glaciaire sur le paléocontinent Gondwana. Cette calotte a plusieurs fois recouvert la plateforme nord-gondwanienne au cours des différents épisodes d'avancée et de recul des fronts glaciaires. Cette dynamique a permis le développement d'un modèle glaciaire, qui inclut des surfaces d'érosion majeures d'extension régionale et des vallées glaciaires. Parmi ces vallées, les vallées tunnel font référence aux vallées glaciaires mises en évidence en Europe, et qui sont associées aux grandes glaciations quaternaires. Par définition, ces vallées regroupent des dépressions linéaires de plusieurs kilomètres de large et de plusieurs dizaines de kilomètres de long. Elles sont en générale profondes de quelques centaines de mètres et leur fond présentent des zones de surcreusement.

Des vallées tunnel ordoviciennes sont localisées en Afrique du Nord et au Moyen-Orient. Les sédiments glaciaires ordoviciens représentent un important objectif pour l'exploration des hydrocarbures et les vallées tunnel, qui constituent des hétérogénéités lithologiques dans l'enregistrement sédimentaire, sont d'excellentes roches-réservoirs. En Europe, les anciennes vallées tunnel quaternaires constituent des aquifères dont la mise en évidence et la préservation constituent un véritable enjeu. Un intérêt majeur réside donc dans une meilleure connaissance de l'architecture du remplissage de ces vallées, mais également une compréhension des paramètres qui contrôlent leur distribution et des mécanismes qui participent à leur formation sous les calottes de glace. Le travail de recherche présenté dans ce mémoire est principalement basé sur une étude de terrain, dont les résultats recouvrent trois grands axes : (1) l'environnement sous-glaciaire, (2) la dynamique de remplissage des vallées tunnel et (3) les facteurs contrôlant leur distribution.

L'environnement sous-glaciaire est complexe et demeure encore mal connu, du fait notamment de son inaccessibilité et l'impossibilité d'y effectuer des observations directes. Dans la littérature, l'enregistrement sédimentaire qui lui est associé est généralement limité aux faciès grossiers ; il est considéré comme marginal en termes de volume. Le travail mené sur les dépôts glaciaires quaternaires de la baie de Killiney en Irlande démontre que l'environnement sous-glaciaire peut stocker et préserver des sédiments. L'espace d'accommodation sous-glaciaire existe grâce notamment au modelé sous-glaciaire qui crée une topographie favorable à la formation de dépocentres. Les sédiments auront une signature particulière qui reflète l'interaction entre la glace et le substrat, via des phases de couplage et de découplage. Ce travail a ainsi permis de définir des critères de reconnaissance des faciès sous-glaciaires, qui regroupent des caractéristiques stratigraphiques, sédimentologiques et des indices liés aux déformations par surpressions fluides associées au poids et à l'écoulement de la glace.

Actuellement, la dynamique de remplissage des vallées tunnel est largement associée à une dynamique de deglaciation et de retrait du front glaciaire. Les faciès sont ainsi largement associés à des environnements de dépôt proglaciaires, glaciomarins ou fluvioglaciaires. L'expérience acquise grâce à l'étude des dépôts quaternaires d'Irlande a permis d'identifier dans le remplissage de la vallée tunnel d'Alnif au Maroc, des faciès sous-glaciaires, qui représentent près de 50% du volume des sédiments glaciaires. Ces dépôts sont en grande partie associés à un environnement de dépôt sous-glaciaire transitionnel (*lightly grounded ice-sheet*), défini par analogie avec les observations en Antarctique. Cet environnement se situe entre (1) la ligne de couplage marquant la limite aval de la zone de couplage permanent entre la glace et le substrat, caractérisant les zones internes de la calotte, et (2) la ligne d'échouage du glacier qui marque la zone où la glace devient flottante, associée à un environnement glaciomarin. En fonction de l'espace d'accommodation sous-glaciaire, les processus de dépôt dans cet environnement transitionnel, seront associés (1) à des glaciturbidites, liées au déconfinement d'un écoulement sous-glaciaire lorsque l'espace d'accommodation sera assez important, ou (2) à des chenaux sous-glaciaires en tresse (*canal braided network*), lorsque l'espace d'accommodation sera limité.

La proximité avec d'autres exemples de vallées tunnel dans l'Anti-Atlas, a permis de réaliser une analyse comparée de leur morphologie et des caractéristiques des dépôts préglaciaires. Les résultats démontrent un double contrôle, lithologique et hydrologique sur la distribution et la morphologie des vallées tunnel. Plus la diffusivité du substrat est faible, plus le nombre de vallées tunnel est important, et compense la faible capacité de transfert du sédiment. La distribution des unités argilo-silteuses des sédiments préglaciaires, qui constituent des barrières de perméabilité va directement influencer la morphologie de la vallée tunnel. Le rôle des barrières de perméabilité dans les variations de pressions fluides dans les niveaux gréseux permet également d'expliquer la formation de la vallée tunnel d'Alnif. Enfin, ces deux paramètres, lithologiques et hydrologiques, sont influencés par la structuration du bassin, qui contrôle la distribution des dépocentres (zone de subsidence *versus* haut-structural) et l'organisation du réseau de drainage des eaux de fonte sous-glaciaires. La position des vallées tunnel est donc également influencée par l'héritage structural à l'échelle régionale.

Abstract

The icehouse period during the lower Palaeozoic led to the development of a large continental ice-sheet over the Gondwana. This ice-sheet fluctuated in size and repeatedly recovered the north-Gondwana platform. The resulting glacial record includes major erosional surfaces of regional extent, with subglacial landforms and morphologies, including glacial valleys, and specific glaciogenic sedimentary record. Among these valleys, tunnel valleys refer to Quaternary analogues, associated with the development of ice-sheets over Europe and North-America. Tunnel valley defines elongated, linear to slightly sinuous depressions, measuring few kilometers in width and several kilometres in length. They start and terminate abruptly, are generally a few hundred of meters deep, and display frequent overdeepening along the floor. They are expected to be formed subglacially by pressurized meltwaters.

Ordovician tunnel valleys are described from North Africa to the Middle East. Ordovician glacial deposits are considered as a major target for hydrocarbon exploration in these regions, with tunnel valleys forming lithological heterogeneities with excellent reservoir properties. In Europe, Quaternary tunnel valleys are targeted for groundwater resources as they form reliable aquifers. A major interest therefore exists for these valleys, as well as a need for better understanding of the nature and the stratigraphy of the infill, their origin and the parameters controlling their distribution. The *recherché* project presented in this thesis is based on an extensive fieldwork that focused on three main issues, regarding tunnel valleys: (1) the subglacial environment, (2) the processes and depositional environments associated with their infill and (3) the parameters controlling their distribution.

The subglacial environment is complex, and despite improving investigation techniques, it is hardly accessible for direct observations and remains poorly understood. This environment is generally associated with coarse-grained, poorly sorted facies, and is considered to be subordinate to proglacial environments. The study carried out in Killiney Bay, Ireland, demonstrated that a wide range of facies could be deposited but also preserved in a subglacial environment, because subglacial accommodation space can be provided by the subglacial topography. The different facies display specific characteristics that record the close interaction between the substrate the overflowing ice-sheet, through coupling/uncoupling phases. Subglacial deposits display specific stratigraphic and sedimentological characteristics, as well as typical deformation structures related to fluid overpressures between the ice and the substrate.

Today, the different scenarios for tunnel valley infill are associated with the ice-sheet decay during the deglaciation and the subsequent ice-front retreat. The greater part of sediments is deposited in proglacial environments, either in glaciomarine or glaciofluvial settings. However, based on the diagnostic criterion defined in the quaternary record, subglacial facies were identified in Alnif tunnel valley infill and these facies represent nearly 50% of the whole valley infill. A subordinate amount of these subglacial facies, restricted to the basal infill, are deposited under a fully grounded ice-sheet. The rest of the sediments is deposited under a lightly grounded ice-sheet, which is locally and temporary grounded on the substrate. By analogy with recent observations in Antarctica, this subglacial environment is at the transition between the fully grounded ice-sheet located above the coupling line, and the proglacial environment, where the ice-sheet is floating in the sea, seaward from the grounding line. Beneath the lightly grounded ice sheet, the sedimentary record will differ according to the amount of accommodation space. Glaciturbidites, associated with expanding flow from a subglacial conduit will be deposited in large accommodation space setting. Conversely, subglacial braided canal network, which develop through lateral migration and overdeepening will characterise low accommodation space setting.

Different examples of tunnel valley are described in the Anti-Atlas, allowing their morphology and the preglacial architecture to be compared in different locations. The results demonstrate the combined influence of lithological and hydrological parameters on tunnel valley shape and distribution. Tunnel valley density is higher where the preglacial substrate is characterised by low diffusivity, where no valley is formed where the preglacial strata are composed of high diffusivity sediments. Low diffusivity sediments have low capacity for groundwater transfer and channels will form at the ice-bed interface to efficiently drain meltwaters towards the margin. These channels will develop to form tunnel valleys. Conversely, above high-diffusivity sediments, meltwaters are fully drained as groundwater. In addition, the preglacial sedimentary architecture has a strong influence on tunnel valley shape. Low-diffusivity units, along the first 200 m of preglacial sediments, form permeability barriers which unable groundwater to flow vertically through the sediment, and therefore stop the tunnel valley overdeepening. These parameters explain the difference in shape, from shallow and narrow valleys to deep and large tunnel valleys. Finally, both the lithological and hydrological parameters are influenced by the regional structural configuration, which controls the evolution of preglacial depositional environments, and thus lithological heterogeneity distribution, but also (2) influences the subglacial drainage configuration.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE I – L’ENVIRONNEMENT SOUS-GLACIAIRE ET LES VALLEES TUNNEL.....	9
1. Généralités sur l’environnement glaciaire.....	11
1.1. Le système glaciaire : définition et notions	
1.2. L’environnement sous-glaciaire	
1.3. Hydrologie sous-glaciaire	
1.3.1. <i>Morphologie du système de drainage</i>	
1.3.2. <i>Réserves d’eau et lacs sous-glaciaires</i>	
1.4. Sédimentation et géométrie des dépôts sous-glaciaires	
2. Les vallées tunnel.....	24
2.1. Introduction	
2.2. Reconnaissance des vallées tunnel quaternaires	
2.2.1. <i>Localisation et morphologie</i>	
2.2.2. <i>Nature du remplissage</i>	
2.3. Reconnaissance des vallées ordoviciennes	
2.3.1. <i>Localisation et morphologie</i>	
2.3.2. <i>Nature du remplissage</i>	
2.4. Mécanismes de formation	
2.4.1. <i>Historique</i>	
2.4.2. <i>Modèle de formation par écoulement continu</i>	
2.4.3. <i>Modèle de formation par écoulement catastrophique</i>	
2.4.4. <i>Modèle de formation polygénétique</i>	
2.5. Facteurs de contrôle sur la localisation	
2.5.1. <i>Influence du substrat</i>	
2.5.2. <i>Héritage structural</i>	
2.6. Apport de la modélisation	
3. Bilan et questions posées.....	55
CHAPITRE II – DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE D’UNE MARGE GLACIAIRE : DIFFERENCIATION ENTRE ENVIRONNEMENTS SOUS-GLACIAIRES ET PROGLACIAIRES.....	57
1. Contexte paléogéographique et paléoglacielogique en Europe au Quaternaire.....	59
1.1. Glaciations en Europe au Pléistocène	
1.2. Paléogéographie des Îles Britanniques et de l’Irlande au Weichselien	
2. Exemple quaternaire de Killiney Bay, Irlande.....	63
2.1. Objectifs	
2.2. Présentation de l’article publié à <i>Quaternary Science Reviews</i>	
3. Principales implications.....	89
CHAPITRE III – PROCESSUS ET ARCHITECTURE SEDIMENTAIRE DU REMPLISSAGE D’UNE VALLEE TUNNEL... 	91
1. Contexte paléogéographique et paléoglacielogique du Paléozoïque inférieur.....	93
1.1. Cadre structural et paléogéographique du Nord Gondwana	
1.1.1. <i>L’orogénèse panafricaine</i>	
1.1.2. <i>L’extension cambro-ordovicienne</i>	
1.1.3. <i>Les phases tectoniques pré-hercyniennes</i>	
1.1.4. <i>L’orogénèse hercynienne</i>	
1.1.5. <i>Les phases tectoniques post-hercyniennes</i>	
1.2. La glaciation ordovicienne	
1.2.1. <i>Contexte global de la glaciation ordovicienne</i>	
1.2.2. <i>Origine et durée de la glaciation</i>	
1.2.3. <i>Dynamique de la calotte glaciaire dans le nord Gondwana</i>	

2. La sédimentation au Paléozoïque inférieur.....	102
2.1. Cadre stratigraphique de la plate-forme nord-gondwanienne	
2.2. Cadre stratigraphique de l'Anti-Atlas marocain	
3. Base de données.....	109
3.1. Méthodologie	
3.1.1. Cartographie et coupes sédimentologiques	
3.1.2. Analyse de la macrofabrique du conglomérat	
3.2. La série préglaciaire	
3.3. Caractérisation des planchers glaciaires	
3.4. La série glaciaire	
3.5. La série postglaciaire	
4. Architecture et Environnements de dépôts.....	147
4.1. Objectifs	
4.2. Présentation de l'article soumis à <i>Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology</i>	
4.3. Conclusions et implications	
5. Processus de dépôt et architecture sédimentaire associés à l'environnement sous-glaciaire.....	182
5.1. Objectifs	
5.2. Présentation de l'article en préparation	
5.3. Conclusions et implications	
6. Architecture sédimentaire en domaine d'interfluve.....	227
6.1. Analyse comparée entre vallée tunnel et interfluves	
6.1.1. Architecture sédimentaire	
6.1.2. Exemple de la coupe d'Hassi Mouloud (HAM)	
6.2. Conclusions et implications	
 CHAPITRE IV – FACTEURS DE CONTROLE SUR LA LOCALISATION ET LA MORPHOLOGIE DES VALLÉES	
TUNNEL.....	233
1. Objectifs.....	235
2. Rappel du cadre structural de l'Anti-Atlas au Paléozoïque inférieur.....	236
3. Caractérisation de l'enregistrement sédimentaire dans les différents secteurs.....	238
3.1. Secteur de Fom Larjamme et Bou Ingarf	
3.2. Secteur d'Alnif	
3.3. Secteur d'Erfoud	
3.4. Analyse comparée de la morphologie des vallées tunnel	
4. Architecture sédimentaire de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas marocain.....	243
4.1. Transect régional Fom Larjamme – Erfoud	
4.2. Estimation de la diffusivité du substrat préglaciaire	
5. Modèle de distribution et de formation des vallées tunnel.....	246
5.1. Distribution des vallées tunnel	
5.2. Morphologie des vallées tunnel	
5.3. Hypothèses de formation de la vallée tunnel d'Alnif	
5.3.1. Description des déformations	
5.3.2. Interprétation des déformations	
5.3.3. Modèle de creusement de la vallée	
6. Conclusions.....	256
 CONCLUSIONS & PERSPECTIVES.....	
	259
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	
	267
 ANNEXES.....	
	283

Liste des figures et tableaux

Chapitre 1

- Figure 1.1 : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Phanérozoïque
- Figure 1.2 : Schéma conceptuel d'une calotte glaciaire
- Figure 1.3 : Exemples de glaciers associés à différents régimes thermiques
- Figure 1.4 : Modèle conceptuel des vitesses d'écoulement pour des glaciers froids et tempérés, sur substrat meuble ou rigide.
- Figure 1.5 : Carte des vitesses d'écoulement de la glace en Antarctique.
- Figure 1.6 : Modèle synthétique de l'environnement glaciaire, illustrant les sous-environnements fluvioglaciaire, glaciomarin, glaciolacustre, supra-glaciaire et sous-glaciaire.
- Figure 1.7 : Modèle conceptuel des sous-environnements supra-glaciaire, et sous-glaciaire.
- Figure 1.8 : Différents types de drainage des eaux de fonte sous-glaciaires.
- Figure 1.9 : Modèle de sédimentation sous-glaciaire par couplage et découplage successifs.
- Figure 1.10 : Modèle de dépôt sous-glaciaire dans une cavité située en aval d'un obstacle topographique.
- Figure 1.11 : Découpage stratigraphique du Pléistocène terminal et générations des vallées tunnel identifiées en Mer du Nord.
- Figure 1.12 : Carte de localisation des vallées tunnel en Europe, associées aux trois grands phases de glaciation : la phase Weichselienne, Saalienne et Elstérienne.
- Figure 1.13 : Cartographie d'un réseau de vallées tunnel en Mer du Nord.
- Figure 1.14 : Illustrations du remplissage des vallées tunnel en Europe et modèle de mise en place de clinoformes.
- Figure 1.15 : Carte de résistivité du remplissage d'une vallée tunnel.
- Figure 1.16 : Coupe synthétique d'une vallée tunnel quaternaire en Allemagne.
- Figure 1.17 : Coupes transversales conceptuelles des vallées tunnel au Danemark.
- Figure 1.18 : Carte de l'Afrique du Nord indiquant la position des affleurements du paléozoïque inférieur, la position des vallées tunnels connues et décrites dans la littérature et la position des localités citées dans le texte.
- Figure 1.19 : Exemple de morphologie de vallées tunnel ordoviciennes en Libye et sur la péninsule arabique.
- Figure 1.20 : Exemple de vallées tunnel ordoviciennes en Algérie, au Maroc et en Libye.
- Figure 1.21 : Exemples de remplissage de vallées tunnel ordoviciennes.
- Figure 1.22 : Profile sismique dans le Bassin de Murzuq, Libye.
- Figure 1.23 : Modèle théorique de remplissage des vallées tunnels ordoviciennes.
- Figure 1.24 : Modèle de formation d'une vallée tunnel par écoulement continu et fortes pressions fluides dans un substrat meuble.
- Figure 1.25 : Modèle de formation d'une vallée tunnel par écoulement catastrophique.
- Figure 1.26 : Valeurs de résistivité dans une coupe transversale de vallée tunnel.
- Figure 1.27 : Localisation des paléovallées glaciaires sur le transect Ahnet-Mouydir, mises en place sous un contrôle structural ou lithologique.
- Figure 1.28 : Coupes transversales schématisées d'une vallée tunnel illustrant la relation entre la nature du substrat et l'architecture du remplissage
- Figure 1.29 : Cartographie des vallées tunnel, des structures salifères et des principaux accidents structuraux en Mer du Nord.
-

Figure 1.30 : Relation entre la position de la vallée tunnel et les principaux accidents structuraux dans l'Arche des Gargaf, Libye.

Figure 1.31 : Carte de distribution des eskers sur le bouclier scandinave et des vallées tunnel en Allemagne.

Figure 1.32 : Modèle de couplage entre écoulement des eaux de fonte dans l'aquifère et à l'interface glace-substrat.

Chapitre 2

Figure 2.1 : Carte d'extension des calottes européennes au Pléistocène au cours des trois grandes glaciations.

Figure 2.2 : Position des moraines de frontales de la calotte Weichselienne et reconstitution des phases d'avancées et de retrait au cours du temps.

Figure 2.3 : Carte d'extension de la calotte glaciaire sur la Mer d'Irlande et détail des flux de glace au dessus de *Killiney Bay*.

Figure 2.4 : Cartes topographiques simplifiées de la côte et du fond marin à hauteur des *Wicklow Mountains*.

Tableau 2.1 : Caractéristiques associées aux environnements sous-glaciaire et proglaciaire.

Chapitre 3

Figure 3.1 Charte stratigraphique du Paléozoïque inférieur et principales phases orogéniques.

Figure 3.2 Reconstruction paléogéographique du super-continent Gondwana à la fin du Précambrien (~540Ma).

Figure 3.3 Cartographie des principaux accidents hérités de la collision entre la Craton Ouest Africain et le bouclier touareg, lors de l'orogénèse panafricaine.

Figure 3.4 Reconstructions paléogéographiques du Gondwana au Cambrien moyen (A) et à l'Ordovicien supérieur-Hirnantien (B).

Figures 3.5 Variations des températures de l'eau de mer (A) et du δO_{18} (B) au cours de la transition Ordovicien supérieur-Silurien inférieur.

Figure 3.6 Variations du niveau marin et hypothèses d'évolution des calottes de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur.

Figure 3.7 A) Cycles glaciaire à l'Ordovicien terminal (Hirnantien). B) Reconstruction des fronts glaciaires associés aux différents cycles glaciaires sur la plate-forme nord-gondwanienne.

Figure 3.8 Coupe sédimentologique synthétique du Paléozoïque inférieur au Sahara.

Figure 3.9 Transect synthétique illustrant l'architecture sédimentaire de la succession cambro-ordovicienne depuis le bassin de l'Ahnnet en Algérie jusqu'à l'Anti-Atlas marocain.

Figure 3.10 Charte stratigraphique de l'Ordovicien supérieur pour le sud de l'Anti-Atlas marocain, depuis le secteur de Foum Larjamme à l'Ouest jusqu'au secteur d'Alnif.

Figure 3.11 A) Carte des isopaques à l'Ordovicien supérieur dans l'Anti-Atlas et le chaînon de l'Ougarta. B) Coupe transversale à travers l'Anti-Atlas illustrant la géométrie des dépôts ordoviciens contrôlée par la subsidence à l'aplomb de la suture panafricaine.

Figure 3.12 Coupe synthétique de l'Ordovicien supérieur à Bou Ingarf, dans la région de Zagora Anti-Atlas, Maroc.

Tableau 3.1 Codes des lithofaciès utilisés pour l'analyse sédimentologique.

Figure 3.13 Photo satellite haute résolution QuickBird indiquant la position des coupes sédimentologiques réalisées dans la vallée tunnel, les localités citées dans ce manuscrit et les stations de mesure de macrofabrique.

Figure 3.14 Plan de position des coupes sédimentologiques réalisées au niveau des interfluves représentés sur une carte géologique simplifiée du Jbel Tiskaouine et Jbel Gaiz.

-
- Figure 3.15: A) Définition des axes A, B et C ainsi et du plan A/B d'un claste. B) Mesure de l'angle d'inclinaison et de l'azimut d'une surface représentant le plan A/B.
- Figures 3.16 Cartographie des formations préglaciaires à Alnif.
- Figures 3.17 Coupe sédimentologique illustrant la série préglaciaire au niveau du secteur de Nord Iherm Oujdid.
- Figure 3.18 Cartographie des planchers glaciaires GP1 et GP2 et des unités glaciaires GU1 et GU2 à Alnif.
- Figure 3.19 A) Flanc SW de la vallée tunnel, au niveau du Jbel Tamekhtart, illustrant les deux incisions glaciaires GP1 et GP2. B) Panorama de la falaise dans le secteur de l'Oued Marabout, illustrant la deuxième incision glaciaire GP2. C) Panorama illustrée du secteur de Nord Iherm Oujdid vu depuis le Gaiz.
- Figure 3.20 Planche photographique des structures et morphologies caractéristiques des planchers glaciaires GP1 et GP2 dans la vallée tunnel d'Alnif.
- Figure 3.21 Coupe synthétique du remplissage de la vallée d'Alnif, illustrant la position des planchers glaciaires GP1 et GP2 et les deux unités glaciaires GU1 et GU2.
- Figure 3.22 Carte d'isopaques de la première unité glaciaire GU1.
- Figure 3.23 Planche photographique illustrant le faciès F1.
- Figure 3.24 Diagramme ternaire illustrant les valeurs d'isotropie et d'élongation calculées pour chaque site de mesure de macrofabrique
- Figure 3.25 Directions d'écoulement déterminées d'après l'analyse de la macrofabrique pour chaque site de mesure.
- Figure 3.26 Planche photographique illustrant le faciès F2.
- Figure 3.27 Diamictite sableuse (F3) au niveau de la coupe de Targa Oulouf (TAO).
- Figure 3.28 Planche photographique illustrant le faciès F4.
- Figure 3.29 Séquence de dépôt de turbidites distales
- Figure 3.30 Morphologie des rides grimpantes en fonction de la proportion relative de la charge de fond et de la charge en suspension.
- Figure 3.31 Séquences de dépôt caractéristiques du faciès F5.
- Figure 3.32 Planche photographique illustrant le faciès F5.
- Figure 3.33 Planche photographique illustrant les faciès F6 et F7.
- Figure 3.34 Planche photo illustrant le faciès F8.
- Figure 3.35 Planche photo illustrant les faciès F9 et F10 et F11.
- Figure 3.36 Planche photo illustrant les faciès F12 et F13.
- Tableau 3.2 Tableau synthétique des faciès de la série glaciaire
- Figure 3.37 Planche photo illustrant les faciès F15 et F16.
- Figure 3.38 Distribution des environnements de dépôts dans la vallée tunnel d'Alnif en fonction de la position de la ligne de couplage et de la zone d'échouage.
- Figure 3.39 Séquences de dépôt caractéristiques de chaque environnement dépôt dans la vallée d'Alnif.
- Figure 3.40 Modèles de dépôts alternatifs pour les glaciturbidites de la vallée tunnel d'Alnif.
- Figure 3.41 Transect de corrélation entre les domaines d'interfluves et la vallée tunnel d'Alnif.
- Figure 3.42 Planche photographique illustrant les faciès sur les interfluves (coupe d'Hassi Mouloud).
-

Chapitre 4

- Figure 4.1 Carte géologique et structurale simplifiée de l'Anti-Atlas.
- Figure 4.2 A) Carte de géologie simplifiée de l'Anti-Atlas, illustrant les « boutonnières » précambriennes, les séries cambriennes et la position de la faille majeure de l'Anti-Atlas. B) Cartographie du champ magnétique résiduel de l'Anti-Atlas illustrant à l'anomalie magnétique associée à la faille majeure de l'Anti-Atlas.
- Figure 4.3 Caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire préglaciaire et glaciaire à Foum Larjamme.
- Figure 4.4 Panorama interprété des séries préglaciaires et de la vallée tunnel d'Alnif.
- Figure 4.5 Caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire préglaciaire et glaciaire à Bou El Koualb.
- Figure 4.6 Transition entre les faciès préglaciaire de l'Ordovicien supérieur et les argiles siluriennes à Merzane.
- Figure 4.7 Morphologies des vallées tunnel et stratigraphie simplifiée des séries préglaciaires, synthétisées à partir des données de terrain et de la littérature.
- Figure 4.8 Transects de corrélation des formations de l'Ordovicien supérieur à travers l'Anti-Atlas depuis Foum Larjamme à l'Ouest jusqu'à Erfoud à l'Est.
- Figure 4.9 Valeurs de diffusivité (D en m^2/s) des 200 premiers mètres de substrat préglaciaire pour chaque coupe sédimentologique.
- Figure 4.10 Courbe cumulée décroissante de la diffusivité du substrat préglaciaire depuis la surface jusqu'à 200 m de profondeur, à Foum Larjamme, Bou Ingarf et Alnif.
- Figure 4.11 Extension latérale des barrières de perméabilité et des drains sur le transect de l'Anti-Atlas.
- Figure 4.12 Modèle de distribution des vallées tunnel dans l'Anti-Atlas, illustrant le contrôle lithologique et hydrologique sur la position et la morphologie des vallées tunnel, ainsi que l'influence de l'héritage structural.
- Figure 4.13 Découpage de la série préglaciaire et du remplissage de la vallée tunnel d'Alnif en unités lithologiques
- Figure 4.14 Planche photographique illustrant les déformations du faciès conglomératique à la base de la vallée tunnel d'Alnif.
- Figure 4.15 A) Modèle de formation de conglomérat par fluidisation et liquéfaction d'un matériel argilo-gréseux ; B) Modèle de formation d'un conglomérat à partir d'alternance argilo-gréseuses par surpressions fluides et soumis à une contrainte cisailante.
-

Liste des annexes

- Annexe 1. Feuille de log intégrant les outils de description des déformations par pression fluide.
 - Annexe 2. Carte de localisation à l'échelle de l'Afrique du Nord.
 - Annexe 3. Carte géologique simplifiée à l'échelle de l'Anti-Atlas et principales localités.
 - Annexe 4. Carte de localisation à l'échelle du secteur Alnif – Erfoud.
 - Annexe 5. Carte de localisation à l'échelle du secteur Alnif – Foug Larjamme.
 - Annexe 6. Synthèse des résultats de l'analyse de macrofabrique du conglomérat basal d'Alnif.
 - Annexe 7. Diagramme synthétique indiquant le type de structures sédimentaires en fonction de la vitesse du courant et de la granulométrie.
 - Annexe 8. Carte géologique détaillée des associations de faciès dans la vallée d'Alnif.
 - Annexe 9. Photographie interprétée la vallée tunnel observée depuis le sommet du Jbel El Hari.
 - Annexe 10. Photographie interprétée du flanc SW de la vallée tunnel d'Alnif
 - Annexe 11. Photographie interprétée de Targa Oulouf illustrant la géométrie de FA2 et FA3.
 - Annexe 12. Photographie interprétée du Jbel Tagamalhari, illustrant la géométrie de FA2 et FA3.
 - Annexe 13. Photographie interprétée du Petit Tamekhtart, illustrant la géométrie de FA3.
 - Annexe 14. Photographie interprétée du secteur de l'Oued Marabout, illustrant le plancher glaciaire GP2, et la géométrie de FA4 et FA5 dans l'axe de la vallée tunnel.
 - Annexe 15. Photographie interprétée de l'Oued Achbarou, illustrant la géométrie de FA4, sur le flanc NE de la vallée, à la jonction avec le domaine d'interfluve.
 - Annexe 16. Coupes sédimentologiques, Alnif, Maroc.
 - Annexe 17. Synthèse des valeurs diffusivité calculées pour chacune des coupes sédimentologiques du transect Foug Larjamme-Erfoud.
-

INTRODUCTION GENERALE

Contexte de l'étude

Le travail de recherche présenté dans ce manuscrit de thèse représente une analyse sédimentologique et stratigraphique, visant à comprendre la nature et l'architecture des dépôts associés au remplissage des vallées glaciaires. Ce travail repose sur une étude de terrain appliquée aux dépôts glaciaires quaternaires de l'Irlande, et servant de support à l'étude détaillée des dépôts glaciaires ordoviciens de l'Anti-Atlas marocain.

Au Paléozoïque inférieur, le super-continent Gondwana, formé à la fin du Néoprotérozoïque par l'accrétion de l'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Antarctique, de l'Australie, de l'Inde et de la péninsule arabique, se situe aux hautes latitudes de l'hémisphère Sud (Gray et al., 2008, Torsvik & Cocks, 2011). Durant l'Ordovicien supérieur, le nord du Gondwana était caractérisé par un environnement marin peu profond associé au développement de rampes silico-clastiques dominées par des processus de dépôt liés à la houle et aux tempêtes (Beuf et al., 1971 ; Destombes, 1985 ; Veevers, 2005 ; Alvaro et al., 2007, Marante, 2008 ; Loi et al., 2010). Débutant à l'Ordovicien supérieur et culminant à l'Ordovicien terminal (Hirnantian), un changement climatique majeur conduit au développement d'un large inlandsis s'étendant depuis le pôle Sud jusqu'aux régions périphériques du paléocontinent Gondwana. Cette glaciation s'enregistre à l'échelle du Nord Gondwana par une surface d'érosion glaciaire majeure (Beuf et al., 1971 ; Destombes, 1985, Le Heron et al., 2007, 2009, 2010 ; Denis et al., 2007 ; Ghienne et al., 2007a ; Moreau, 2011) et le développement de morphologies sous-glaciaires parmi lesquelles des vallées glaciaires interprétées comme des vallées tunnel (Ghienne & Deynoux, 1998 ; Ghienne, 2003 ; Le Heron, 2007 ; Le Heron et al., 2004, Douillet et al., 2012). Ce terme de vallée tunnel fait référence à des vallées de quelques kilomètres de large pour quelques centaines de mètres de profondeur, initialement décrites dans les dépôts quaternaires de la Mer du Nord (Ehlers & Linke, 1989 ; Piotrowski, 1994, Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Lonergan et al., 2006) et en Amérique du Nord (Booth et Hallet, 1993 ; Russell et al., 2003 ; Kehew & Kozlowski, 2007).

L'intérêt industriel pour ces vallées tunnel ordoviciennes réside dans la nature du remplissage, généralement constitué d'une alternance entre niveaux gréseux et argileux (Vaslet, 1990 ; Craig et al., 2002 ; Hirst et al., 2002). Le sommet des dépôts glaciaires est recouvert par les argiles siluriennes qui sont régionalement reconnues comme la principale source d'hydrocarbures des réservoirs

paléozoïques d'Afrique du Nord et du Moyen-Orient. L'ensemble formé par les vallées tunnel et les argiles siluriennes représente donc un système pétrolier complet : les argiles sont à la fois la roche mère et la roche couverture alors que les vallées tunnel constituent les roches réservoirs ([Lüning et al., 2000](#)). Les réservoirs d'origine glaciaire représentent un potentiel estimé à plus de 0.5% des réserves mondiales. Jusqu'à présent, ces réservoirs souffrent d'un manque de connaissance en termes de stratigraphie, de prédiction, et des mécanismes qui gouvernent la préservation des qualités réservoir. Ces réservoirs sont actuellement prospectés ou exploités dans de nombreux bassins d'Afrique du Nord, en Algérie (bassins de Sbaa, Ahnet, Reggane profond, Mouydir, Illizi, Berkine profond), en Libye (Murzuk, Ghadames, Dor El Gussa, marge du bassin de Sirte et plate-forme de Cyrénaïque, Koufra), en Egypte (marge occidentale du Western desert), jusqu'en Arabie Saoudite et en Oman. Les différentes études menées, dans un cadre académique et industriel, illustrent la complexité de ce type de réservoir, la difficulté de trouver des clés de corrélation et d'identifier les facteurs contrôlant la répartition des hétérogénéités et des qualités pétrophysiques au sein du réservoir ([Hirst et al., 2002](#) ; [Le Heron et al., 2006](#) ; [Tournier et al., 2010](#), [Douillet et al., 2012](#)).

D'autre part, il existe un intérêt pour la sécurisation des ressources en eau en Europe du Nord et en Amérique du Nord (e.g. [Huuse et al., 2003](#)). La glaciation quaternaire récente a vu le développement d'une calotte polaire, qui s'étendait alors sur l'Europe du Nord, jusqu'en Allemagne, en Pologne, en Angleterre, et sur le continent Nord Américain, à la frontière entre le Canada et les USA. De même que la calotte ordovicienne a creusé des vallées tunnel sur le palécontinent Gondwana, la calotte quaternaire est associée au développement de réseaux complexes de vallées tunnel quaternaires. Le remplissage est là encore généralement grossier et représente des aquifères potentiels, dont la reconnaissance, l'exploitation et la préservation sont un enjeu pour les pays concernés.

Enfin, il existe un intérêt académique évident. Même si l'origine de ces vallées tunnel est encore débattue ([Ó Cofaigh, 1996](#), [Kehew et al., 2012](#)), les différentes hypothèses mettent en évidence le rôle des eaux de fonte sous-glaciaires dans les processus de creusement des vallées. Les études montrent également le rôle que jouent ces vallées dans le drainage des eaux de fonte et la stabilité des calottes glaciaires ([Huuse & Lykke-Andersen, 2000](#)). En effet, les récents travaux sur les calottes actuelles démontrent clairement l'interaction forte entre les variations des flux d'eau de fonte sous la calotte et les variations des vitesses d'écoulement de la glace ([Bartholomaeus et al., 2008](#) ; [Bell, 2008](#) ; [Stearns et al., 2008](#) ; [Lüthi, 2010](#) ; [Schoof, 2010](#)). Il existe donc un fort couplage entre ces vallées et la dynamique des calottes. La réponse de la dynamique des calottes en contexte de déglaciation est d'un intérêt majeur dans la compréhension des systèmes glaciaires passés ou récents, compte-tenu de l'évolution des systèmes glaciaires actuels dans un contexte d'évolution rapide du climat.

Problématique

Les problématiques développées dans ce travail de recherche aborderont ainsi (1) l'environnement sous-glaciaire, à travers les notions d'espace d'accommodation, de géométrie, de faciès et de processus sédimentaires, ainsi que (2) les vallées tunnel à travers la dynamique de remplissage, les mécanismes de formation et les paramètres contrôlant leur distribution.

Caractéristiques faciologiques des dépôts sous-glaciaires

Au Quaternaire, les dépôts sous-glaciaires sont généralement constitués par des faciès grossiers et mal triés, souvent déformés et associés au couplage entre la glace et le substrat (Brodzikowski & van Loon, 1991 ; Menzies & Shilts, 2002, Evans et al., 2006). Les premiers dépôts, situés au-dessus de la surface d'érosion basale, sont généralement peu développés et constitués par des faciès hétérométriques et polygéniques, affectés par des déformations (failles, plis, injections, stries), et sont interprétés comme des dépôts sous-glaciaires (Ehlers & Linke, 1989 ; Vaslet, 1990 ; Piotrowski, 1994 ; Deynoux & Ghienne, 1998 ; Le Heron et al., 2004 ; Le Heron & Etienne, 2005 ; Le Heron, 2007, Denis et al., 2010 ; Lesemann et al., 2010). Des faciès mieux triés et plus organisés peuvent également se mettre en place dans un contexte sous-glaciaire, mais ces faciès sont sous-représentés dans la littérature et sont considérés comme marginaux en terme de volume (Shaw & Gorell, 1991, Eyles & McCabe 1989, Mooers, 1989, Boyce & Eyles, 2000 ; Kehew & Kozlowski, 2007, Fiore, 2011).

Questions

Existe-t-il des faciès sous-glaciaires dans l'ancien ?

Quelle est la proportion des faciès sous-glaciaires dans le remplissage des vallées ?

Quels sont les critères permettant d'identifier des faciès sous-glaciaires dans l'enregistrement sédimentaire au Quaternaire ? à l'Ordovicien ?

L'espace d'accommodation sous-glaciaire et la dynamique de remplissage des vallées tunnel

L'inaccessibilité de l'environnement sous-glaciaire limite les observations directes et donc la validation des modèles par des observations. Il est donc relativement mal compris en comparaison

avec les environnements proglaciaires ou plus largement clastiques. Par définition, l'environnement sous-glaciaire correspond à l'espace situé entre le substrat et la glace. Sa caractéristique fondamentale est donc l'interaction entre la glace et le substrat sur lequel elle s'écoule et notamment la notion de couplage/découplage. C'est notamment le cas, lorsque la topographie sous-glaciaire permet l'individualisation de dépressions favorables au développement de lacs sous-glaciaires ou lorsque le modelé sous-glaciaire permet la mise en place de petites cavités en aval d'obstacles (Weertman, 1964 ; Lliboutry, 1979 ; Sugden et al., 1992 ; McCabe & Ó Cofaigh, 1994 ; Bennett, 2006).

Les travaux réalisés sur les vallées tunnel quaternaires et ordoviciennes ont permis de définir leurs grandes caractéristiques morphologiques, d'appréhender la nature de leur remplissage et les processus de dépôt associés. Les faciès sous-glaciaires sont considérés comme marginaux par rapport au volume de sédiment qui constitue le remplissage des vallées tunnel. Il est généralement admis que ces vallées sont remplies lors des phases de recul du glacier dans un contexte général transgressif, associé à la déglaciation et que les environnements de dépôt sont majoritairement proglaciaires, fluvioglaciaires (Ghienne, 2003 ; Ghienne et al., 2010, Douillet et al., 2012), ou glaciomarins (Hirst et al., 2002 ; Le Heron et al., 2004 ; Le Heron, 2007).

Questions

Comment créer l'espace d'accommodation nécessaire au dépôt puis à la préservation des sédiments sous-glaciaires dans les vallées tunnel ?

Peut-on envisager que par manque d'outils diagnostiques, l'environnement sous-glaciaire soit sous-estimé à l'Ordovicien ?

Quelle est la dynamique de remplissage des vallées tunnel ordoviciennes ?

Les facteurs de contrôle sur la localisation et le creusement des vallées tunnel

Le travail de synthèse proposé par Ó Cofaigh (1996), complété par les auteurs successifs (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Kehew et al., 2012) a permis de synthétiser les différentes hypothèses avancées pour expliquer l'origine de ces vallées tunnel. Ainsi, les modèles proposés diffèrent de par leur cinématique (formation catastrophique ou par érosion continue) mais s'accordent sur le rôle essentiel que doit jouer le transfert des eaux de fonte sous pression à la base du glacier et potentiellement dans le sédiment, lorsque le glacier s'écoule sur un substrat meuble. La nature du substrat, en particulier ses propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) semblent être un paramètre majeur, puisqu'elles contrôlent le transfert des eaux de fonte dans le sédiment (Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Boulton et al., 2007a,b ; Sandersen & Jørgensen, 2012). L'héritage structural est

également évoqué pour expliquer la distribution des vallées tunnel, notamment les grands accidents structuraux en Afrique pour les vallées ordoviciennes (Rognon et al., 1968, Robertson, 2002 ; Ghienne et al., 2003) mais également en Europe pour les vallées quaternaires (Huuse & Lykke-Andersen, 2000).

Questions

Quels sont les mécanismes de contrôle agissant sur la position des vallées tunnel ?

Quel est le rôle respectif de la lithologie et de l'héritage structural sur la localisation, la distribution, le creusement et la morphologie des vallées tunnel ordoviciennes ?

Les hypothèses établies à l'Ordovicien sont-elles transposables dans d'autres contextes paléogéographiques (Europe, Amérique du Nord) et à d'autres époques (Quaternaire, Carbonifère) ?

Méthodes et choix des sites

Le travail s'est focalisé sur la vallée tunnel d'Alnif dans l'Anti-Atlas marocain, dont la qualité d'affleurement permet d'appréhender l'architecture et la géométrie des corps réservoirs et leur stratigraphie. Le choix d'étudier une vallée tunnel au Maroc, dans le secteur d'Alnif s'est fait sur plusieurs critères :

- Les qualités d'affleurement permettent la réalisation de grandes coupes sédimentologiques et une analyse détaillée des processus sédimentaires.
- Les conditions de préservation sont bonnes, et les dépôts peu affectés par les déformations tectoniques, offrent ainsi des conditions d'étude favorables.
- La connaissance du cadre paléogéographique et stratigraphique, ainsi que l'histoire tectonique du secteur d'Alnif (Destombes et al., 1985 ; Villas et al., 2006 ; Álvaro et al., 2007 ; Le Heron, 2007 ; El Maazouz & Hamoumi, 2007 ; Marante, 2008 ; Loi et al., 2010), et permettent d'envisager une comparaison régionale des modèles sédimentologiques, et de replacer l'étude de cette vallée dans un cadre stratigraphique et dans la dynamique de la calotte ordovicienne sur le Nord Gondwana.

- La région d'Alnif bénéficie d'autre part d'une proximité géographique et paléogéographique avec les vallées tunnel analogues de surface (Le Heron, 2007 ; Loi et al., 2007) et de subsurface en Algérie et en Lybie (e.g. Hirst et al., 2002 ; Ghienne et al., 2003 ; 2007b ; Le Heron et al., 2004).

Les observations sur l'enregistrement ordovicien du remplissage de la vallée tunnel d'Alnif nous ont amené à entamer une réflexion sur la nature des processus de dépôt et les mécanismes de déformations caractéristiques d'un environnement sous-glaciaire. Le but est de déterminer des clés de lecture, des outils diagnostiques qui permettent de différencier un environnement sous-glaciaire d'un équivalent proglaciaire. Ainsi, une mission d'acquisition de données a été effectuée sur les sédiments glaciaires quaternaires de la région de Bray, au sud de Dublin en Irlande. L'objectif de ce travail était de définir un modèle de dépôt dans un environnement sous-glaciaire, à partir d'un enregistrement sédimentaire mieux préservé qu'à l'Ordovicien et dans un cadre paléogéographique mieux contraint.

Construction du manuscrit

Le travail de recherche a abouti à la rédaction d'articles scientifiques publiés ou soumis dans des revues scientifiques internationales et de manuscrits en préparation qui seront rapidement soumis à publication :

- Article 1.** Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Desaubliaux, G., Portier, E., 2012. Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. *Quaternary Science Reviews* 33, 124-146.
- Article 2.** Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Vennin, E., Desaubliaux, G., Portier, E. Subglacial to proglacial depositional environment in an Ordovician tunnel-valley, Alnif, Morocco. (Accepté à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*).
- Article 3.** Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Desaubliaux, G., Portier, E. Specific depositional processes under a lightly grounded ice sheet. Implications for sedimentary architecture of an Ordovician tunnel valley. (*En préparation*)

Ce mémoire de recherche se décompose en quatre chapitres, alimentés par des données originales mais également par des articles scientifiques :

- Le **Chapitre 1** présente les caractéristiques de l'environnement glaciaire, en se focalisant sur l'environnement sous-glaciaire. Il s'accompagne d'un état des lieux des connaissances sur les vallées tunnel, dans le registre récent (Quaternaire) et ancien (Ordovicien).
- Le **Chapitre 2** aborde la caractérisation d'une marge glaciaire, avec comme objectif principal de différencier les environnements de dépôt sous-glaciaires et proglaciaires, à travers la définition de critères de reconnaissance. Ce chapitre contient une note (*Article 1*) publiée dans la revue *Quaternary Science Reviews*.
- Le **Chapitre 3** détaille l'analyse sédimentologique et architecturale du remplissage de la vallée tunnel ordovicienne d'Alnif. Après avoir présenté le contexte structural et paléogéographique de la zone d'étude au Paléozoïque inférieur, l'ensemble des données de terrain est rassemblé et présenté. Ces données servent de base à la rédaction de deux articles portant respectivement sur la définition des environnements de dépôt associés au remplissage la vallée tunnel d'Alnif (*Article 2*), puis sur les processus de dépôt spécifiques de l'environnement sous-glaciaire (*Article 3*). La relation entre la vallée tunnel et les interfluves est également abordée dans ce chapitre, à travers une analyse comparée de l'architecture et de l'enregistrement sédimentaire entre ces deux domaines.
- Le **Chapitre 4** propose de définir les facteurs de contrôle sur la localisation des vallées tunnel dans l'Anti-Atlas, à travers des données issues de la littérature et des données originales de terrain. Ce modèle permet également d'aborder l'origine des vallées tunnel ordoviciennes, en proposant une hypothèse de creusement pour la vallée tunnel d'Alnif.

Pour conclure, les principaux résultats sont synthétisés et les réponses aux différentes questions formulées précédemment seront apportées dans la dernière partie. L'implication de ces résultats dans les domaines académiques et industriels seront établis et permettront de dresser les perspectives ouvertes par ce travail de recherche.

CHAPITRE I

L'environnement sous-glaciaire et les vallées tunnel

1. Généralités sur l'environnement glaciaire

1.1. Le système glaciaire

Les surfaces englacées représentent environ 10% de la surface terrestre et leur diminution, actuellement enregistrée ([Rapport du GIEC, 2007](#)), illustre la sensibilité de ces systèmes. Cependant, les surfaces englacées ont considérablement varié au cours de l'histoire géologique, reflétant l'évolution des conditions climatiques ([Figure 1.1](#)). Les grandes périodes marquées par le développement de glace aux pôles (*ice-house*) ont ainsi alterné avec des périodes relativement chaudes, caractérisées par l'absence de glace (*green-house*) ([Frakes et al., 1992](#)). Suivant cette définition, la période actuelle correspond donc à une période de « *ice-house* », qui a débuté à la fin du Cénozoïque.

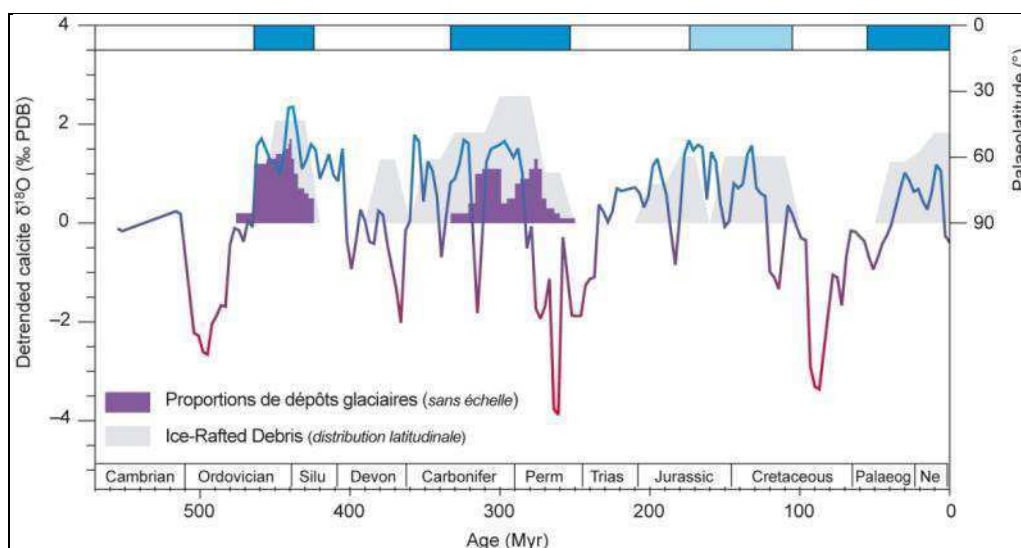


Figure 1.1 : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Phanérozoïque. Les proportions relatives de dépôts glaciogéniques et les IRD sont également reportés. Les cadres bleus représentent les grandes périodes de glaciation. La glaciation Jurassique-Crétacé est représentée d'après les résultats de modélisation, mais aucune évidence n'a été trouvée sur le terrain (Modifié d'après [Veizer et al., 2000](#))

La synthèse de [Hambrey & Harland \(1981\)](#), résultat du *Programme International de Corrélation Géologique* intitulé « *Pre-Pleistocene Tillite Project* » compile l'ensemble des données concernant les glaciations enregistrées sur la surface du globe. En plus de la période glaciaire actuelle, le Phanérozoïque englobe d'autres épisodes glaciaires, notamment à la transition Carbonifère-Permien (326-267Ma), à la fin du Dévonien (361-349), et à la fin de l'Ordovicien (44.5-443.7Ma). Deux épisodes plus sévères d'englacement sont décrits au Paléoprotérozoïque (2.3-2.2 Ga) et au Cryogénien (740-630Ma), périodes au cours desquelles les glaces se sont développées jusqu'aux latitudes équatoriales : ces épisodes sont actuellement connus sous le terme de « *Terre boule de neige* » ou « *Snowball Earth* » ([Kirschvink, 1992](#) ; [Hoffman et al., 1998](#)). L'hypothèse d'une terre entièrement

englacée est cependant toujours très controversée (Peltier et al., 2008 ; Goddérès & Donnadieu, 2008 ; Sansjofre et al., 2011). A l'opposé, le Jurassique et le Crétacé ont connu des périodes de climat très chaud de type *green-house*. Malgré ces conditions, certains auteurs plaident pour le développement de glace aux hautes latitudes, probablement de manière épisodique (Miller et al., 2005 ; Flögel et al., 2011).

Différents types de glaciers existent, depuis les glaciers de vallée jusqu'aux inlandsis. Nous nous intéresserons ici particulièrement au cas des glaciers de calotte, définissant les aires englacées supérieures à 50 000 km² (Benn & Evans, 2010). Elles représentent des réserves d'eau importantes qui varient en volume en fonction du bilan accumulation/ablation, qui lui-même définit le bilan de masse du glacier (Figure 1.2, Brodzikowski & van Loon, 1991 ; Benn & Evans, 2010).

- Les processus d'accumulation (apport) se font par le biais des précipitations neigeuses dans la zone d'accumulation.
- Les processus d'ablation (perte) dans les zones basses, sont constitués par la fonte de la glace qui produira des eaux de fonte, et par le vêlage d'icebergs. De manière plus marginale, la sublimation de la glace ou l'érosion par les vents contribuent également aux pertes du système glaciaire.

L'évolution des glaciers n'est donc pas uniquement liée aux variations de températures qui agissent principalement sur l'ablation, mais reposent également sur l'équilibre entre apport et perte, et sur les quantités de précipitation dans la zone d'accumulation.

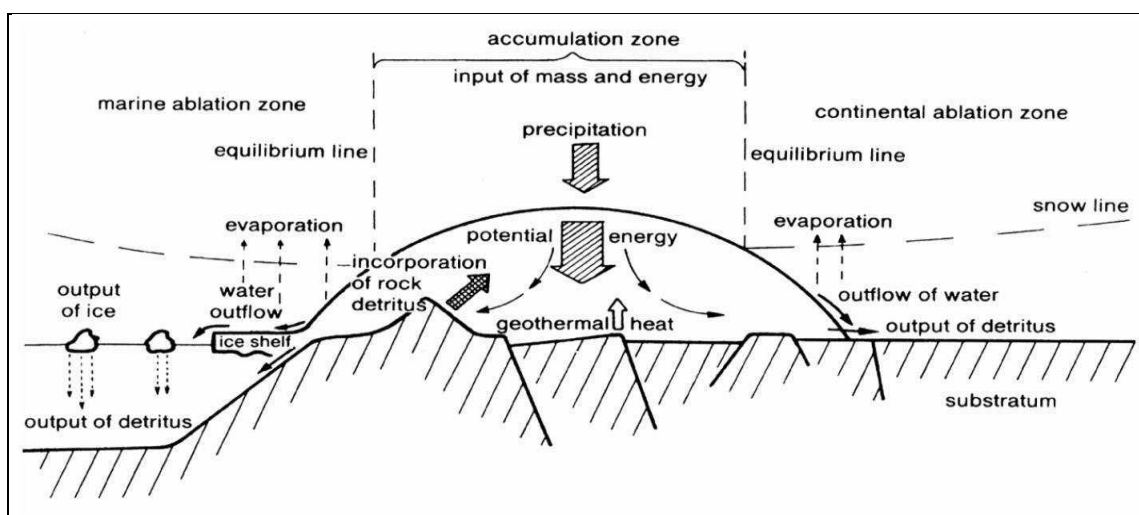


Figure 1.2 : Schéma conceptuel d'une calotte glaciaire avec les différentes entrées et sorties de masses et d'énergie. Les deux cas de terminaison continentale ou marine sont représentées. D'après Brodzikowski & van Loon, (1991).

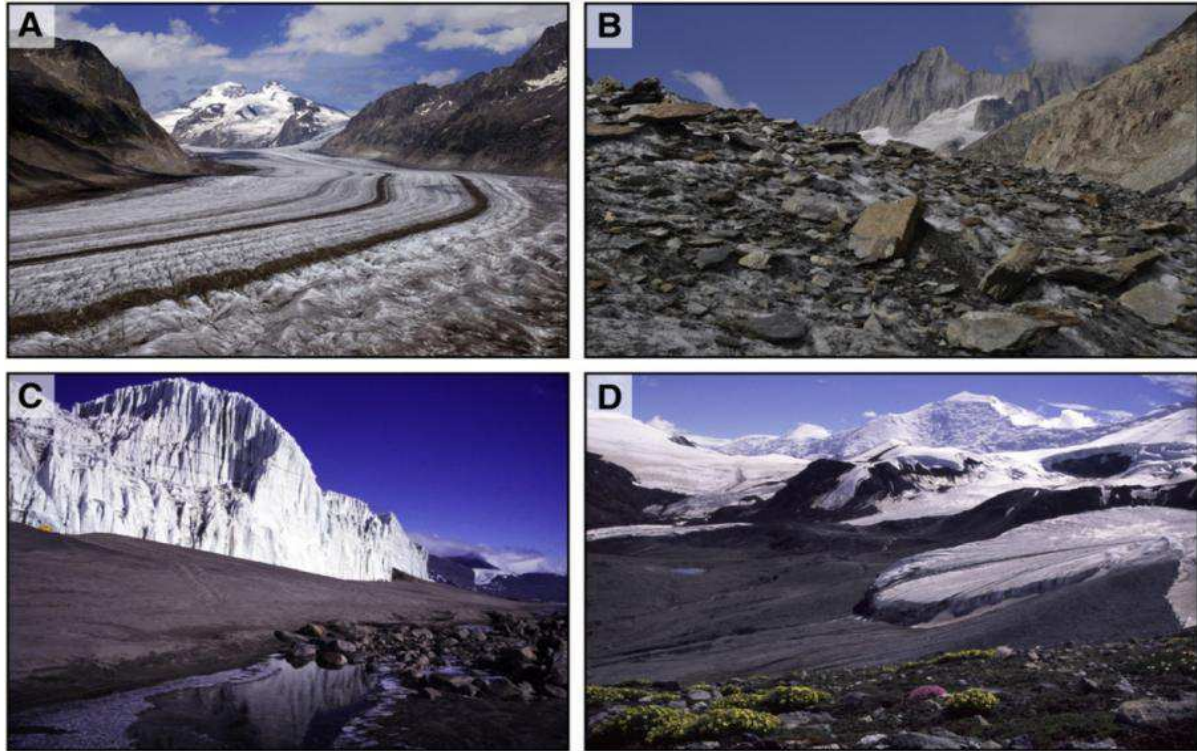


Figure 1.3 : Exemples de glaciers associée à différents régimes thermiques. A) Glacier d'Aletsch en Suisse, tempéré. B) Glacier d'Oberaar en Suisse, tempéré ; C) Wright Lower Glacier dans les Dry Valleys, Antarctique, polaire ; D) Trapridge Glacier dans le Yukon, Canada, polythermal (modifié d'après [Hambrey & Glasser, 2012](#))

Dans les glaciers, la température varie à la fois verticalement et horizontalement ([Waller, 2001](#)). La température est contrôlée par plusieurs paramètres : les échanges thermiques avec l'atmosphère, le flux géothermique à la base de la glace, la pression de la glace (i.e. l'épaisseur de glace) et la chaleur libérée lors du frottement et de la déformation de la glace sur le substrat ([Lliboutry, 1965](#) ; [Hambrey & Glasser, 2005](#) ; [Benn & Evans, 2010](#)). La température à l'interface glace-substrat permet de déterminer le régime thermique d'un glacier et de différencier trois grandes catégories de glacier ([Figure 1.3](#)) :

- Les glaciers froids (*Cold-based glacier*) dont la température basale est inférieure au point de fusion. Dans ces conditions, il n'y pas d'eau de fonte qui s'écoule librement à la base du glacier. Ces glaciers nécessitent un climat aride et froid, caractéristique des hautes latitudes, et/ou hautes altitudes, où les précipitations neigeuses sont limitées et les températures largement négatives.
- Les glaciers tempérés (*Warm-based glacier*) dont la température est toujours proche du point de fusion. Il y a donc production d'eau de fonte à la base du glacier, ce qui influe sur son comportement, et facilite le glissement du glacier sur son substrat et/ou sa déformation. Ces glaciers sont situés généralement dans des zones relativement tempérées, en altitude et avec d'importantes précipitations neigeuses (Norvège, Patagonie, Nouvelle-Zélande, Islande). Ces glaciers sont considérés comme des agents d'érosion et de transport efficaces ([Hambrey & Glasser, 2012](#)).

- Les glaciers polythermaux, combinant les caractéristiques des deux groupes précédents, ont une structuration thermique complexe et peuvent être vus comme une combinaison de zones aux caractéristiques thermiques différentes (Blatter & Hutter, 1991). D'après les modèles numériques, près de 55% de la calotte Antarctique présente une température basale proche du point de fusion (Pattyn, 2010). Ce sont ces zones qui correspondent aux zones marginales, aux régions d'ice-streams ou aux lacs sous-glaciaires (Siebert et al., 2005 ; Stearns et al., 2008 ; Smith et al., 2009).

Le régime thermique influence directement la production d'eau de fonte, les processus d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments, mais également la dynamique glaciaire (Kleman & Glasser, 2007 ; Hallet et al., 1996 ; Alley et al., 1997). La présence d'eau de fonte à la base des glaciers tempérés fonctionne comme un lubrifiant et facilite leur écoulement. Cependant, la réponse sera différente suivant la nature du substrat (Figure 1.4).

- Sur substrat rigide, le glissement basal représente près de 90% du mouvement d'un glacier à base tempérée. Ce glissement basal s'opère principalement par glissement sur un film d'eau, mais également par fluage, lors d'épisodes de fonte et de regel successifs, dus à l'augmentation de pression au niveau de zones irrégulières du substratum. A l'inverse un glacier à base froide se caractérise par un très faible glissement basal (Bennett et al., 2003), car l'adhérence du glacier au substratum est très grande. Cependant, d'après les récentes observations et modélisations, le glissement basal pour les glaciers froids serait sous-estimé, et pourrait représenter une part plus importante dans l'écoulement des glaciers (Waller, 2001). Dans ce cas, le déplacement est lié principalement à la déformation de la glace (fluage, plis, failles) sous l'effet de la gravité, la glace étant considérée comme un corps viscoplastique. En revanche, les vitesses d'écoulement restent relativement faibles.
- Sur substrat meuble, l'écoulement des glaciers tempérés est principalement assuré par la déformation combinée de la glace et du substrat, mais également par le glissement basal. Ces processus sont de plus en plus étudiés et de nombreux travaux font état de cette interaction entre le substrat et la glace (Piotrowski et al., 2006 ; Denis et al., 2010).

Dans le cas des calottes glaciaires, le régime thermique évolue depuis le centre de la calotte, caractérisé par des températures inférieures au point de fusion et l'absence d'eau de fonte, vers les zones externes caractérisées par une augmentation progressive de la température et des quantités d'eau de fonte produites. Cette distribution, n'est pas homogène, et en partie impactée par la topographie sous-glaciaire, conduisant, à plus petite échelle, à une distribution spatiale complexe des zones froides et des zones tempérées (Menzies & Shilts, 2002).

A l'échelle de la calotte Antarctique, cette variabilité se traduit par l'existence de zones d'écoulement préférentiel de la glace, que constituent les fleuves de glace ou *ice-streams* (Figure 1.5). Bien que leur existence soit liée à la combinaison de différents facteurs (Winsborrow et al., 2011), l'un des principaux paramètre est la présence d'eau sous la semelle du glacier qui facilite son glissement. Ainsi les vitesses atteintes par les fleuves de glace sont généralement supérieures à 300 m/an et peuvent atteindre localement près d'une dizaine de kilomètres par an (Stokes & Clark, 1999, Rignot et al., 2011).

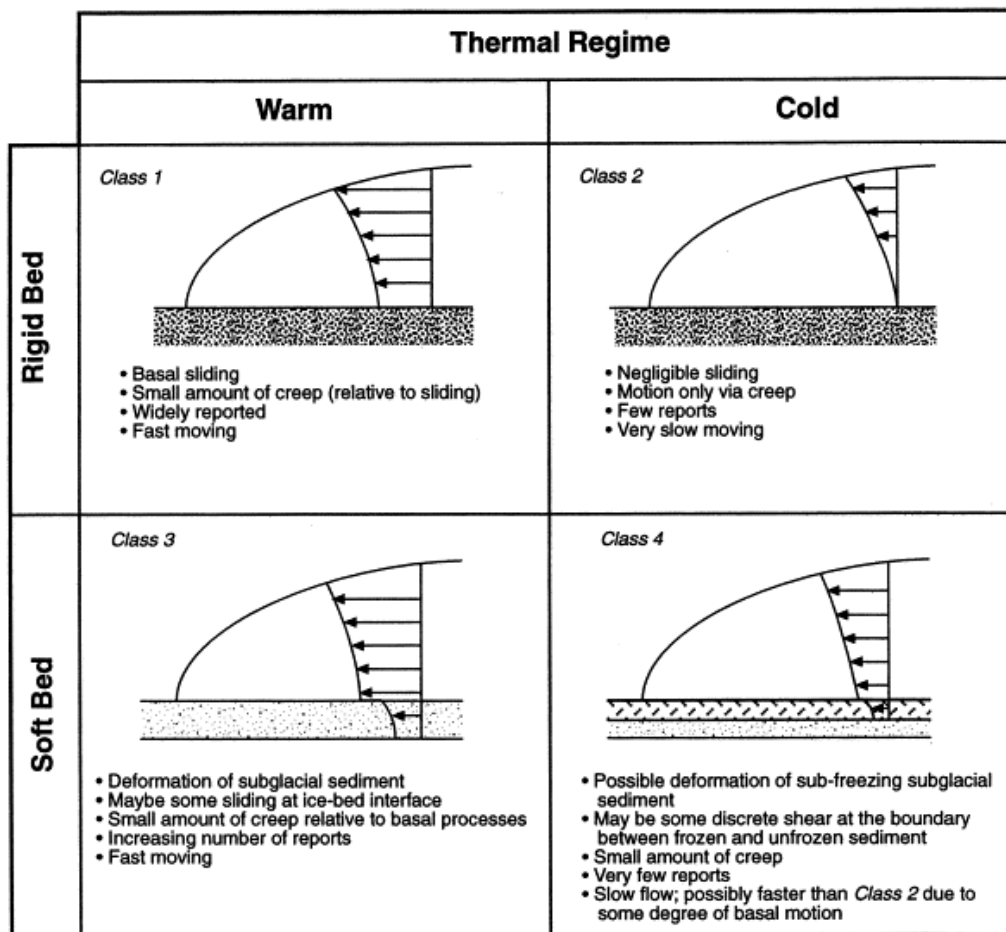


Figure 1.4 : Modèle conceptuel des vitesses d'écoulement pour les deux types de glacier froid et tempéré, sur substrat rigide ou meuble. (D'après Waller, 2001).

Cette variabilité existe également à une échelle spatiale plus petite, et engendre des mécanismes spécifiques d'écoulement de la glace (Cf *Stick-slip motion* ; Knight, 2002 ; Winberry et al., 2011). Les résultats de Murray et al. (2008) sur *Pine Island Glacier* en Antarctique mettent en évidence la coexistence de zone « froide » et de zone « chaude » sous l'*ice-stream*. Le régime thermique varie

donc à la fois dans l'espace (sous le glacier) et dans le temps (au cours des phases de croissance puis de fonte du glacier), faisant de l'environnement sous-glaciaire une mosaïque complexe avec différents processus de sédimentation, d'érosion et de déformation. Cette variabilité influence directement la morphologie sous-glaciaire, le développement du réseau de drainage des eaux de fonte et l'enregistrement sédimentaire (Hambrey & Glasser, 2012).

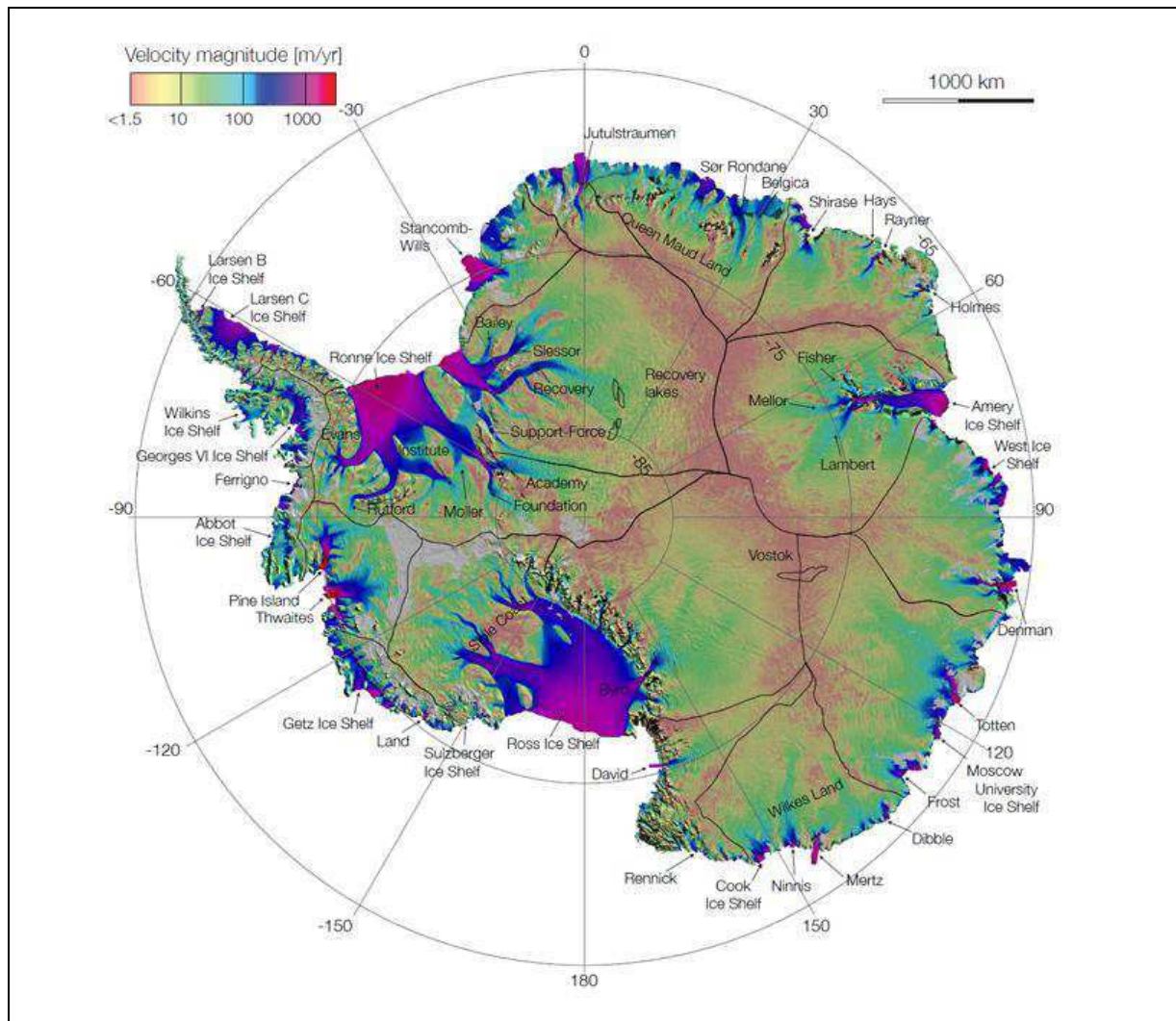


Figure 1.5 : Carte de l'Antarctique illustrant les vitesses d'écoulement de la glace. Les zones possédant les vitesses les plus élevées (>300m/an) correspondent aux fleuves de glace ou ice-streams (D'après [Rignot et al., 2011](#)).

1.2. L'environnement sous-glaciaire

L'environnement glaciaire se caractérise par la coexistence, dans le temps et dans l'espace, de processus d'érosion, de sédimentation et de déformation. Il en résulte une grande diversité d'environnements de dépôt, qui peuvent être regroupés en deux grands ensembles (Figure 1.6) :

- Les environnements proglaciaires, sans influence directe de la glace :
Fluvioglaciaire, Glaciomarin et Glaciolacustre
- Les environnements glaciaires, sous influence directe de la glace : Supra-glaciaire et Sous-glaciaire

L'environnement sous-glaciaire correspond à l'espace situé entre le substrat et le glacier (Figure 1.7). Cet environnement n'est généralement jamais influencé par les processus aériens (Brodzikowski & van Loon, 1991 ; Menzies & Shilts, 2002). Il se caractérise soit par le contact direct entre la glace et le substrat, donnant lieu à la déformation et à l'érosion des sédiments, soit par l'existence de chenaux et des cavités sous-glaciaires permettant le développement de processus de transfert et de dépôt de sédiments à l'interface glace-substrat. La compréhension relativement limitée de cet environnement est due à son inaccessibilité. Les processus qui ont lieu aujourd'hui à la base de la calotte antarctique, sous près de 3000 m de glace peuvent difficilement être observés et étudiés directement.

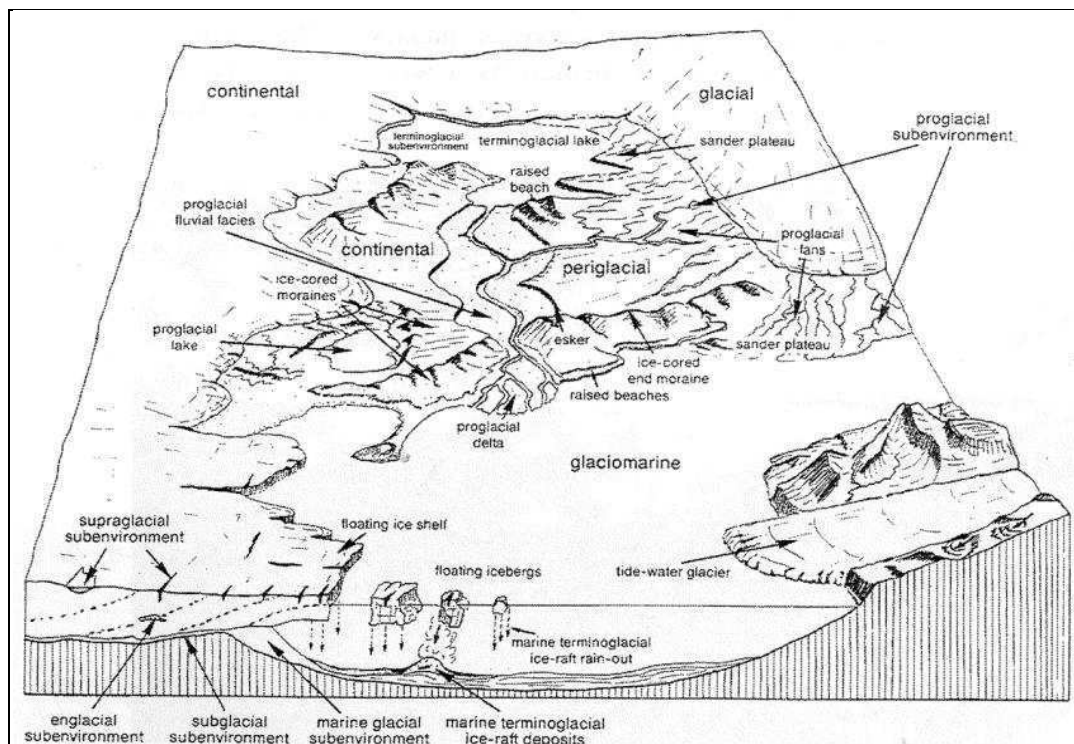


Figure 1.6 : Modèle synthétique représentant les environnements fluvio-glaciaire, glaciomarin, glaciolacustre, supra-glaciaire et sous-glaciaire. (Modifié d'après Brodzikowski & van Loon, 1991)

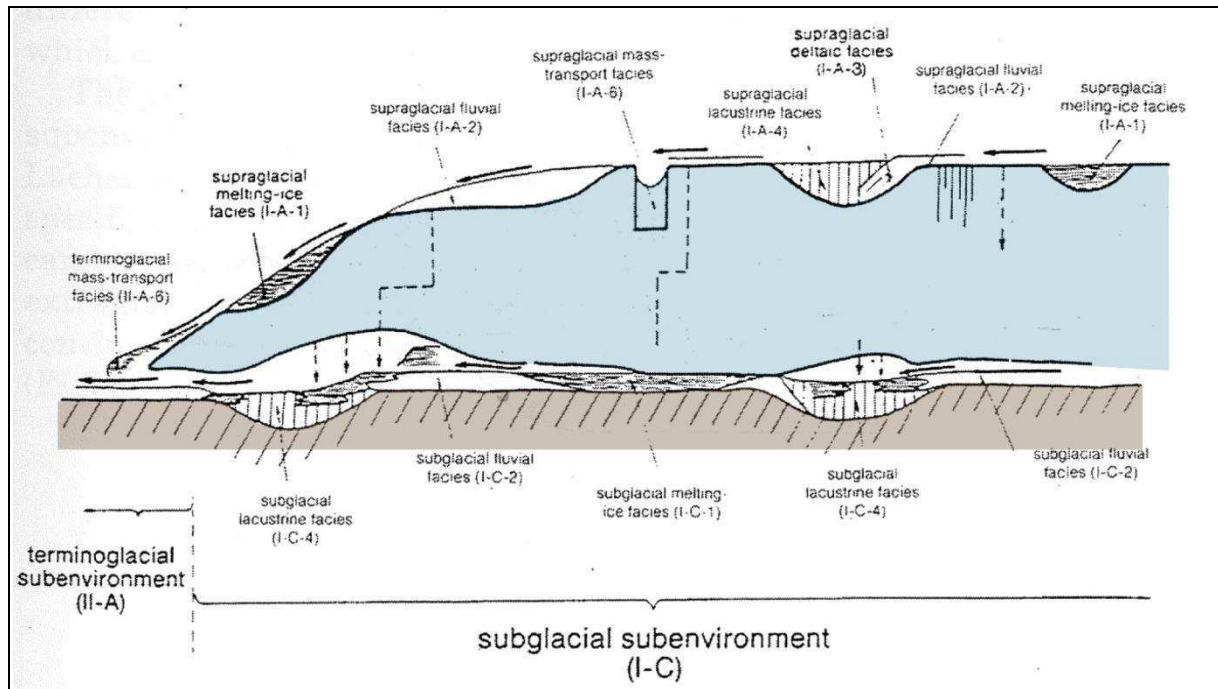


Figure 1.7 : Modèle conceptuel des différents sous-environnements regroupés dans la catégorie environnements glaciaires. Modifié d'après Brodzikowski & van Loon, (1991).

1.3. L'hydrologie sous-glaciaire

1.3.1. Morphologie du système de drainage

La production d'importants volumes d'eau de fonte implique leur transfert depuis les zones de production (i.e. zones internes) vers les zones externes et le front glaciaire. Différents mécanismes de transfert des eaux de fonte vont se développer suivant le régime thermique du glacier, sa dynamique et la nature du substrat. Les processus d'écoulement s'effectueront soit à l'interface entre la glace et le substrat via un film d'eau ou via des systèmes de chenaux, soit dans le sédiment via un transfert dans l'aquifère (Figure 1.8).

A l'interface glace-substrat, le système prépondérant est constitué par les réseaux de chenaux sous-glaciaires qui se développent en incisant la glace (*Röthlisberger channels* ou *R-channels*) ou bien en érodant le substrat (*Nye Channels* ou *N-Channels*), et qui se caractérisent généralement par une géométrie arborescente.

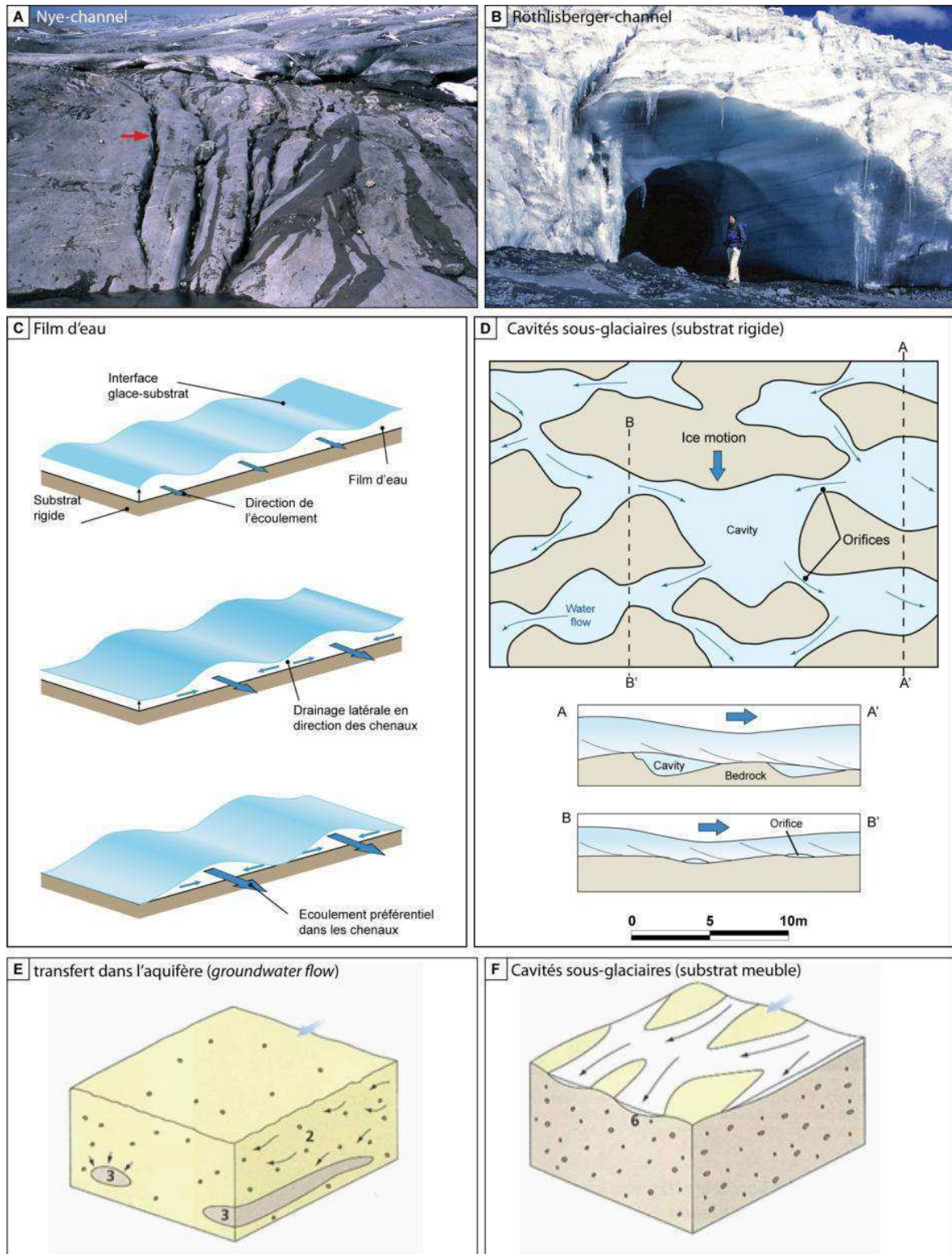


Figure 1.8 : Différents types de drainage sous-glaciaire des eaux de fonte (Modifié d'après, [Walder, 1982](#) ; [Kamb, 1987](#) ; [Benn & Evans, 2010](#)). A) Chenaux de Nye, creusés dans le substrat (Crédit Photo J.H. [www.swisseduc.ch](#)) ; B) Chenaux de Röthlisberger, creusés dans la glace (Crédit Photo J.H. [www.swisseduc.ch](#)) ; C) Film d'eau, sur substrat rigide (cas idéal) et évolution vers un système plus chenalisé ; D) Système de cavités sous-glaciaires, interconnectées, se développant sur un substrat rigide irrégulier. E) Transfert de l'eau de fonte dans le sédiment, qui fonctionne alors comme un aquifère F) Système de cavités et de chenaux sur substrat meuble.

La nature du substrat sur lequel repose le glacier influence également les modalités de l'écoulement des eaux de fonte. Sur **un substrat rigide** (*hard bed*), un film d'eau est généralement présent à l'interface glace-roche (Hallet, 1979 ; Lappégard et al., 2006). Ce système est cependant très inefficace et ne draine que des volumes d'eau limités, issus de la fonte basale. Les modalités de mise en place de films d'eau, et le fonctionnement ou la durée de ces écoulements restent assez mal compris (Benn & Evans, 2010). Cet état est instable et les gradients latéraux de pression hydraulique, même très faibles, conduisent le film d'eau à évoluer vers un système chenalisé (Walder, 1982), pour former un système de cavités plus ou moins connectées (*linked cavity system* ; Kamb, 1987). Lorsque qu'un obstacle est présent dans l'axe de l'écoulement de la glace, il se crée une surpression sur le flanc amont de l'obstacle et une dépression sur le flanc aval (*lee-side cavity*). Le flanc amont est caractérisé par une fonte accrue de la glace due à cette surpression alors que derrière l'obstacle la plus faible pression crée des conditions favorables pour accumuler l'eau de fonte (Sugden et al., 1992 ; Dardis & Hanvey, 1994 ; Bennett et al., 2006 ; Lindén et al., 2008).

Sur substrat meuble (*soft bed*), une grande partie des volumes d'eau pourra être transférée dans le sédiment, en fonction de sa porosité et de sa perméabilité. Les eaux de fonte pourraient ainsi circuler en profondeur, jusqu'à 200m sous la glacier (Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Boulton et al., 1993 ; Piotrowski, 2006), ce qui fut le cas notamment sous les calottes quaternaires lors de la dernière glaciation en Europe (Piotrowski, 1997a; Boulton et al., 2007a,b). Cependant, lorsque la capacité de transfert du sédiment est atteinte, l'évacuation doit utiliser d'autres mécanismes. De manière comparable au substrat rigide, un film d'eau peut se former mesurant entre 0.1 et 0.2 mm et jusqu'à 1mm sous très forte pression. Le réseau peut également évoluer vers un système de larges chenaux en tresse, de faible profondeur, et appelé "*braided canal network*" (Walder & Fowler, 1994).

Les mécanismes de transfert des eaux de fonte peuvent coexister. Dans le cas d'un substrat meuble et perméable, il peut exister un fort couplage entre le transfert dans l'aquifère et des chenaux à l'interface glace/substrat. C'est le modèle « *groundwater/channel coupling* » développé par Boulton et al., (2007a,b).

1.3.2. Les réserves d'eau et lacs sous-glaciaires

L'existence de larges volumes d'eau stockés en Antarctique a été révélée vers la fin des années 1960, lorsque les techniques d'investigation ont permis un suivi précis de l'évolution des calottes (Robin et al., 1970 ; Benn & Evans, 2010). Ces techniques consistent notamment à mesurer l'élévation de la surface et de la base des calottes, leur épaisseur et la vitesse de déplacement de la glace par GPS.

Aujourd'hui plus de 150 lacs sous-glaciaires sont répertoriés en Antarctique (Siegert, 2000 ; Dowdeswell & Siegert, 2002 ; Carter et al., 2007) qui correspondent à trois catégories : 1) les lacs mis

en place au niveau des lignes de partage des glaces où la vitesse d'écoulement de la glace est faible ; 2) les zones d'initiation des *ice-streams* et 3) les dépressions topographiques importantes. Le plus connu, appartenant à cette dernière catégorie, est le lac Vostok (Siegert, 2000 ; Studinger *et al.*, 2003). Il mesure près de 240 km de longueur et 50 km de largeur, pour une profondeur maximale de 1200 m. Il existe également une multitude de lacs de taille plus modeste et qui peuvent être temporairement connectés. Les mesures d'élévation de la glace indiquent en effet des transferts ponctuels de masses d'eau de lacs amont vers des lacs aval. (Gray *et al.*, 2005 ; Wingham *et al.*, 2006 ; Fricker *et al.*, 2007). D'autre part, les transferts de masses d'eau dans les zones marginales en bordure de la calotte et en direction du domaine marin, peuvent favoriser le développement de « fleuves de glace » ou *ice-streams* (Winsborrow *et al.*, 2010), et s'accompagnent de la mise en place d'un système de drainage, comme cela a été observé sous l'*ice-stream Rutford* (Cf. Figure 1.5 pour sa localisation ; Murray *et al.*, 2008).

1.4. La sédimentation sous-glaciaire

Les glaciers représentent un agent d'érosion majeur et le système de drainage mis en place sous le glacier permet le transfert efficace de ces matières vers les exutoires. L'environnement sous-glaciaire est généralement considéré comme minoritaire en termes de volume de sédiments stockés (Menziés & Shilts, 2002).

Les faciès associés à l'environnement sous-glaciaire sont représentés par les *dépôts glaciogéniques primaires*, dont le processus de dépôt est directement associé à la glace. Ces faciès sont regroupés sous la terminologie de *tills*. Différentes classifications ont été proposées, des plus simples aux plus complexes, envisageant une infinité de catégories. Evans *et al.* (2006) envisagent ainsi une origine complexe de ces dépôts et distinguent trois catégories : 1) *glaciotectonite*, lorsque le sédiment a été largement déformé et ne conserve que quelques éléments ou structures caractéristiques du matériel originel ; 2) *subglacial traction till*, lorsque le sédiment est directement déposé, déformé et transporté à la base du glacier ; 3) *melt-out till*, lorsque le matériel provient de la base du glacier mais n'a pas ou peu subi de transport ni de déformation.

Les *dépôts glaciogéniques secondaires* correspondent à des sédiments transportés et triés lors du transfert des eaux de fonte à l'interface glace-substrat. Les faciès associés sont généralement spécifiques, limités à quelques centimètres d'épaisseur (Benn & Evans, 2010 ; Piotrowski *et al.*, 2006). Cependant, lorsque les conditions topographiques sont favorables, avec notamment une morphologie sous-glaciaire irrégulière, des dépôts tractifs pourront être préservés (Figure 1.9).

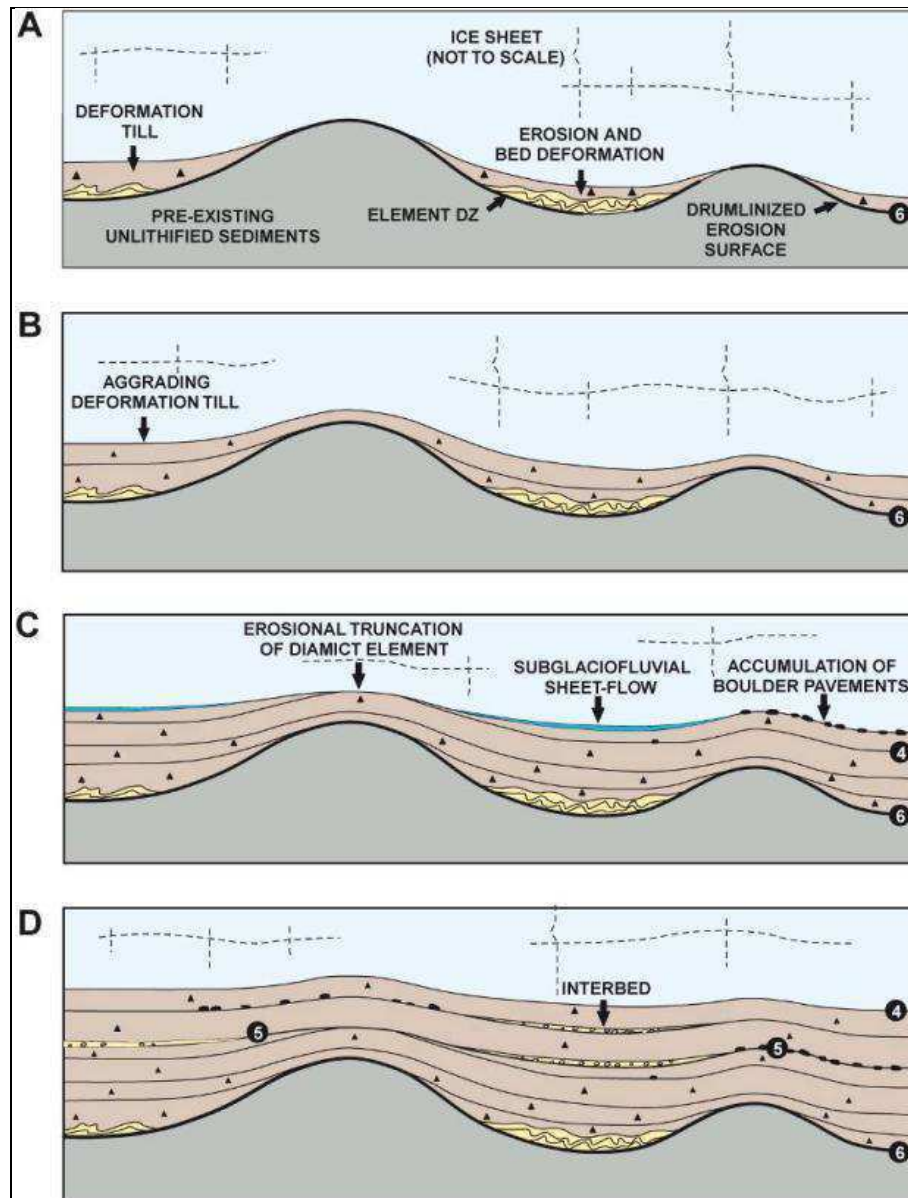


Figure 1.9 : Modèle de sédimentation sous-glaciaire par couplage et découplage successifs de la glace et du substrat. Les dépôts tractifs se mettent en place préférentiellement dans les dépressions créées par les morphologies sous-glaciaires (Modifié d'après Boyce & Eyles, 2000).

Il est possible d'enregistrer des phases de couplage et de découplage de la glace et du substrat, par l'alternance entre des diamictites et des dépôts triés composés de sable et de gravier, préservés sous forme d'interbanks (Boyce & Eyles, 2000). Le développement de cavités sous-glaciaires crée également des conditions favorables à la sédimentation et la préservation de sédiment (Figure 1.10 ; Sugden *et al.*, 1992 ; Dardis & Hanvey, 1994 ; Bennett *et al.*, 2006 ; Lindén *et al.*, 2008). De plus, McCabe & Ó Cofaigh (1994) mettent en évidence la formation d'un fan-delta dans une dépression topographique, alimentée en eaux de fonte et en sédiments par un réseau de drainage sous-glaciaire d'échelle régionale (Cf. Chapitre II).

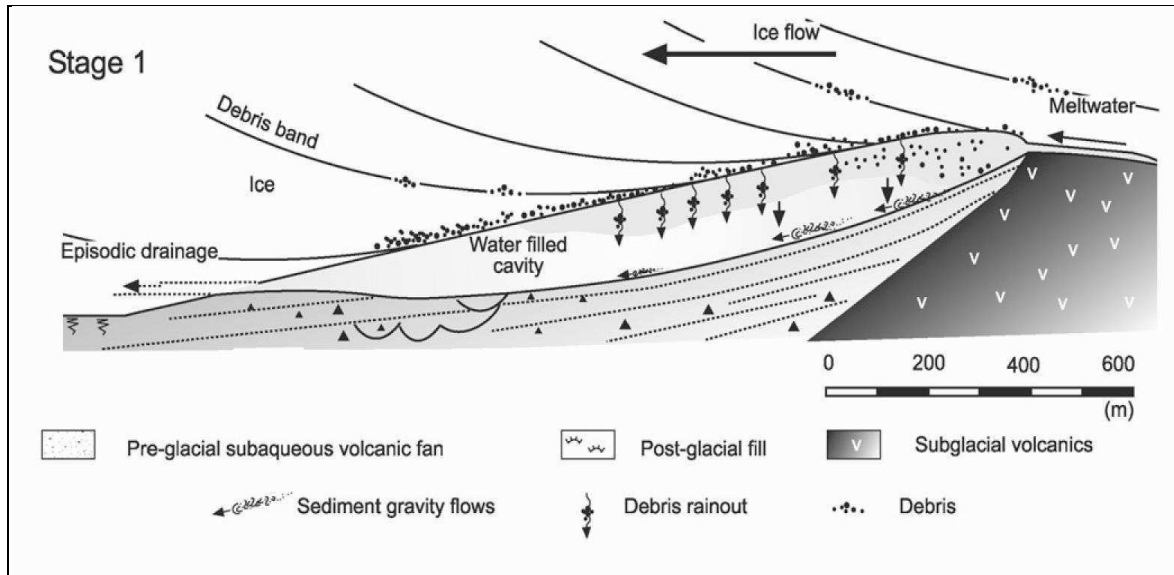


Figure 1.10 : Modèle de dépôt sous-glaciaire dans une cavité en aval d'un obstacle topographique (*lee-side cavity*) en Islande. A noter l'extension longitudinale de la cavité. (D'après [Bennett et al., 2006](#))

La distinction des faciès sédimentaires associés à l'environnement sous-glaciaire ou proglaciaire reste difficile, notamment du fait de l'absence de critères discriminants ([McCabe & Ó Cofaigh, 1994](#)). Certaines études récentes mettent en avant le couplage entre sédimentation et déformation pour caractériser les processus de dépôts sous-glaciaires et notamment le rôle des pressions fluides dans la déformation des sédiments ([Piotrowski, et al., 2001 ; 2006 ; Kjær et al., 2006 ; Denis et al., 2009 ; 2010 ; Lesemann et al., 2010](#)).

2. LES VALLEES TUNNEL

2.1. Introduction

Le terme de vallée tunnel, ou vallée en tunnel, a d'abord été utilisé pour décrire d'anciennes vallées glaciaires en Allemagne et au Danemark (Jentzsch, 1884 ; Gottsche, 1921 ; Ussing, 1903 ; 1907 ; Madsen, 1921). En Europe, des exemples de vallées glaciaires sont répertoriés en domaine continental au Royaume-Uni, Irlande, Allemagne, Pays-Bas, Danemark et Pologne (Ehlers & Linke, 1989 ; Eyles & McCabe, 1989 ; Piotrowski, 1994 ; van Dijke & Vedkamp, 1996 ; Jørgensen et al., 2003b) et en domaine marin, principalement en Mer du Nord (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg, 2003 ; Lonergan et al., 2006 ; Kristensen et al., 2008). D'autres exemples associés à la calotte des Laurentides sont décrits en Amérique du Nord (Booth et Hallet, 1993 ; Russell et al., 2003 ; Hooke & Jennings, 2006 ; Kehew & Kozlowski, 2007). Toutefois, le terme de vallée tunnel est employé dans la littérature pour différencier des vallées de différentes formes et de différentes origines. Le terme de chenal tunnel (*tunnel channel*) a été introduit pour décrire une vallée formée par un chenal de taille réduite et/ou de multiples chenaux, qui migrent latéralement dans le fond de la vallée tunnel (Mooers, 1989). Pour les exemples anté-pléistocènes, le terme descriptif de paléo-vallée est largement répandu (Beuf et al., 1971 ; Ghienne et al., 2003 ; Bache et al., 2012), et permet d'éviter la référence aux mécanismes de formation de ces vallées, celui-ci étant encore largement débattu (O Cofaigh et al., 1996 ; Kehew et al., 2012 ; van der Vegt et al., 2012). La définition génétique étant difficilement applicable, le terme descriptif de vallée tunnel doit être utilisé pour des vallées ou dépressions linéaires à légèrement sinueuses, d'une largeur généralement inférieure à 5 km, d'une profondeur de une à plusieurs centaines de mètres, caractérisées par de fortes pentes, des zones de surcreusement et localisées à proximité de la marge des anciennes calottes glaciaires (O Cofaigh, 1996 ; Bennett & Glasser, 1998 ; Huuse & Lykke-Andersen, van der Vegt et al., 2012).

Au cours des trente dernières années, les vallées tunnel ont reçu une attention grandissante en Europe et notamment aux Pays-Bas et au Danemark, car elles constituent des aquifères potentiels. Le remplissage de ces vallées étant principalement composé de sables et de graviers, il permet le stockage d'eau (See Huuse et al., 2003). L'intérêt et les connaissances grandissantes s'appuient sur les innovations techniques et les outils de détection (pétrophysiques, sismique 2D et 3D, gravimétrie ou méthodes électromagnétiques aéroportées).

Il existe également un intérêt industriel car ces vallées tunnel représentent des réservoirs potentiels d'hydrocarbures. Les principaux réservoirs pétroliers d'Afrique du Nord sont situés dans les formations gréseuses cambro-ordoviciennes, dont une partie, l'Ordovicien terminal, est d'origine glaciaire (Hirst et al., 2002). Parmi ces réservoirs, les vallées tunnel constituent un objectif d'exploration car elles représentent une importante épaisseur de grès de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. La présence d'argiles siluriennes immédiatement au sommet des vallées tunnel font de cet

ensemble un système pétrolier complet: la roche-mère et la roche couverture sont constituées par les argiles siluriennes (black shales), et les hydrocarbures ont migré et sont contenus dans les grès constituant le remplissage de la vallée-tunnel. Actuellement, les réservoirs d'origine glaciaire représentent environ 5% des réserves connues et prouvées. L'exploitation de ces réservoirs nécessite une connaissance approfondie de la répartition des qualités réservoir et leur préservation. Un des enjeux pour ces réservoirs consiste notamment à définir des marqueurs de corrélation fiables, malgré le manque de précision ou l'absence complète de marqueurs biostratigraphiques (Le Heron & Craig, 2008). De plus, les environnements glaciaires sont caractérisés par de nombreuses surfaces d'érosion qui rendent difficile la lecture de l'enregistrement sédimentaire (Hirst et al., 2002 ; Le Heron et al., 2004 ; Le Heron, 2010). La résolution sismique permet d'obtenir une information importante sur la localisation ou la morphologie de ces vallées mais est insuffisante pour caractériser l'architecture des dépôts et surtout la nature du remplissage (Jørgensen & Sandersen, 2003a). L'étude d'analogues de terrain permet de bâtir des modèles stratigraphiques et sédimentologiques, augmentant ainsi la connaissance des processus de remplissage et permettant, à terme leur modélisation stratigraphique (Eyles & McCabe, 1989 ; Le Heron et al., 2004).

Enfin, l'origine des vallées tunnel est une question importante, ainsi que les facteurs qui contrôlent leur position. D'après les observations, elles sont toujours localisées sur la bordure des calottes, où de grandes quantités d'eau de fonte sont disponibles (Ó Cofaigh, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000). La compréhension des mécanismes de creusement des vallées tunnel concerne donc également les mécanismes de drainage des eaux de fonte sous-glaciaires.

2.2. Reconnaissance des vallées tunnel quaternaires

2.2.1. Localisation et morphologie

Le bassin de la Mer du Nord, englacé au cours des différentes phases d'avancée et de recul des calottes européennes depuis 560 000 ans, offre un très bon exemple de l'enregistrement glaciaire. Trois grands épisodes de glaciation sont définis, et liés au développement de la calotte scandinave dans les régions nord-ouest européennes et britanniques sur la Mer du Nord et sont à l'origine d'au moins trois générations de vallées tunnel (Ehlers et al., 1984 ; Ehlers & Linke, 1989 ; Wingfield, 1989 ; Ehlers, 1990 ; Ehlers & Wingfield, 1991 ; Stewart et Lonergan, 2011) : les glaciations Elstérienne (-480 000 à -420 000 ans), Saalienne (-360 000 à -130 000ans) et Weichselienne (-100 000 à 20 000ans) (Figure 1.11).

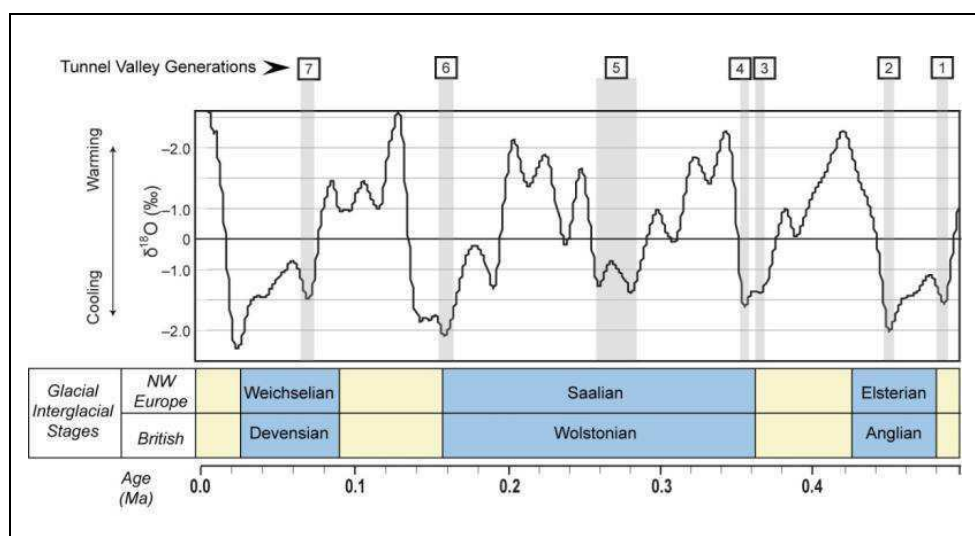


Figure 1.11 : Découpage stratigraphique du Pléistocène terminal et la durée des trois grandes glaciations (d'après Gibbard & Cohen, 2008). Les générations de vallées tunnel identifiées en Mer du Nord et datées par Stewart & Lonergan (2011) sont également reportées.

Le terme de vallée tunnel est avant tout une définition morphologique qui fait référence à des caractéristiques spécifiques, et basée sur des exemples associés à la glaciation quaternaire en Europe. Ces vallées se caractérisent par une profondeur d'incision comprise entre 50m et 400m, majoritairement inférieure à 100m, et une largeur de l'ordre de un à quelques kilomètres, généralement inférieure à 5 km (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Jørgensen et al., 2003b ; Lonergan et al., 2006). Elles se caractérisent également par des flancs très abrupts alors que la base est subhorizontale. Le profil en long des vallées tunnel ne présente pas une pente uniforme de l'amont vers l'aval, mais également des contre-pentes, associées à des zones de surcreusement du fond de la vallée (Lonergan et al., 2006). Certaines vallées tunnel s'étendent sur plus d'une centaine de kilomètres mais leur extension est généralement de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres (Ó Cofaigh, 1996 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Lonergan et al., 2006). Elles constituent des zones allongées, en surcreusement, et délimitées à l'amont et à l'aval par des flancs très abrupts au point d'initiation et de terminaison (Mooers, 1989 ; Wingfield, 1990 ; Ó Cofaigh, 1996 ; Lonergan et al., 2006). Elles sont par ailleurs souvent associées à des vallées affluentes, perchées qui débouchent dans la vallée principale (Lonergan et al., 2006). Les campagnes sismiques menées en Mer du Nord et sur terre ont permis de dresser des cartes précises du chevelu de vallées tunnel associées aux glaciations quaternaires (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Praeg 2003 ; Lonergan et al. 2006) (Figure 1.12). Cette carte n'est toutefois pas exhaustive car l'identification du réseau de vallée tunnel est dépendante de la localisation des campagnes sismiques et de la résolution d'acquisition. Cependant, lorsque la résolution est suffisamment élevée, les vallées tunnel forment un réseau dendritique ou anastomosé et s'agencent selon une direction subparallèle qui correspond à la direction générale d'écoulement de la glace (Wingfield, 1990 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Jørgensen et al., 2003b ; Lonergan et al., 2006). Localement, comme dans le secteur danois de la Mer du nord, elles peuvent former un réseau

arborescent qui converge en direction du sud, c'est-à-dire en direction du front de la calotte (Praeg, 2003 ; Figure 1.13). En comparant avec les reconstructions des fronts glaciaires, on observe que ces vallées tunnel se développent préférentiellement dans la partie externe de la calotte, suggérant la relation entre les mécanismes de formation de ces structures et la présence de grande quantité d'eau de fonte sous-glaciaire (Huuse & Lykke-Andersen, 2000).

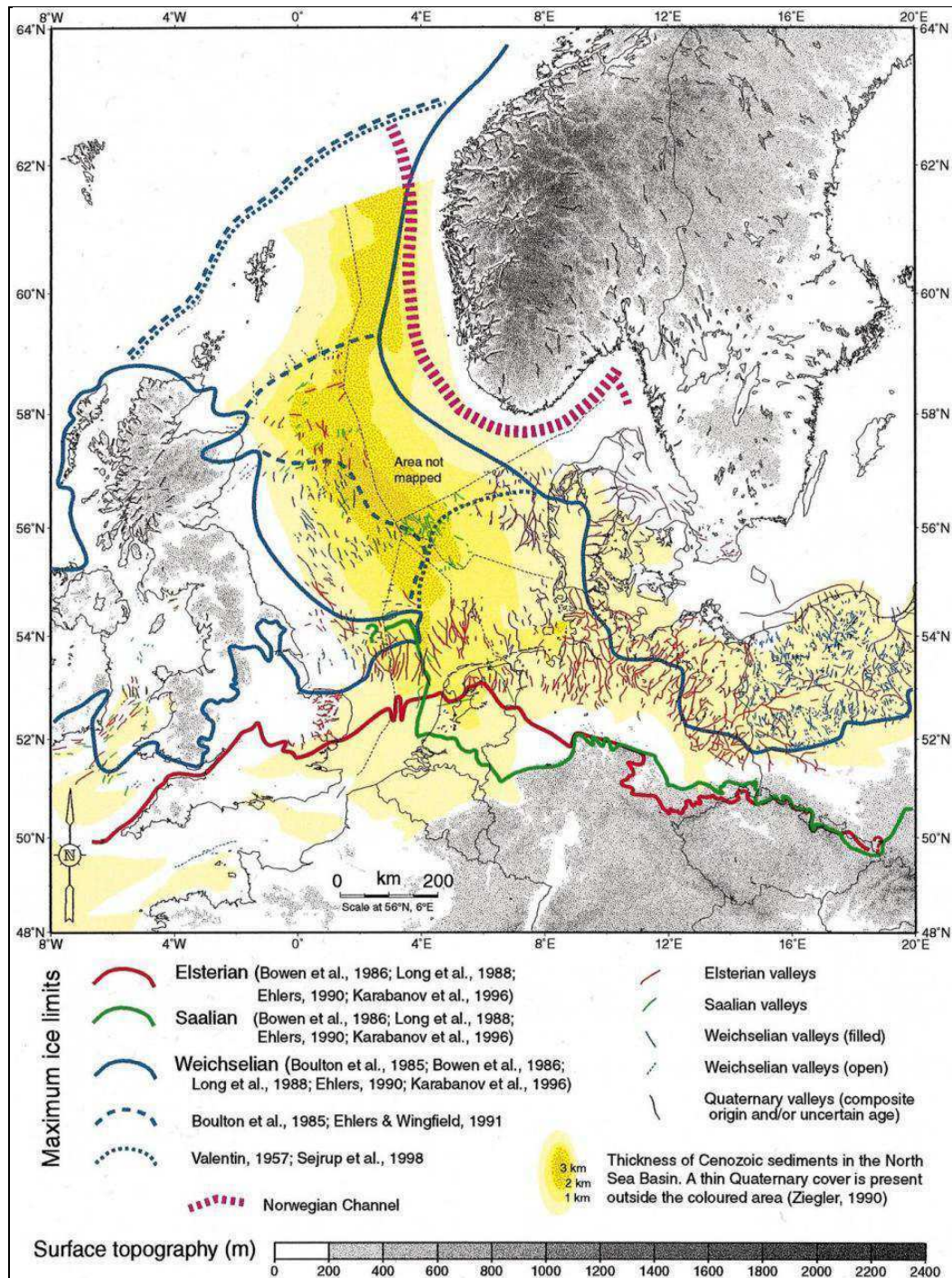


Figure 1.12 : Carte de localisation des vallées tunnel identifiées en Europe et liées aux trois grandes phases de glaciation de l'Europe du Nord : la phase Weichslienne ou Wurm, Saaliene et Elsterienne. (D'après Huuse et Lykke-Andersen, 2000).

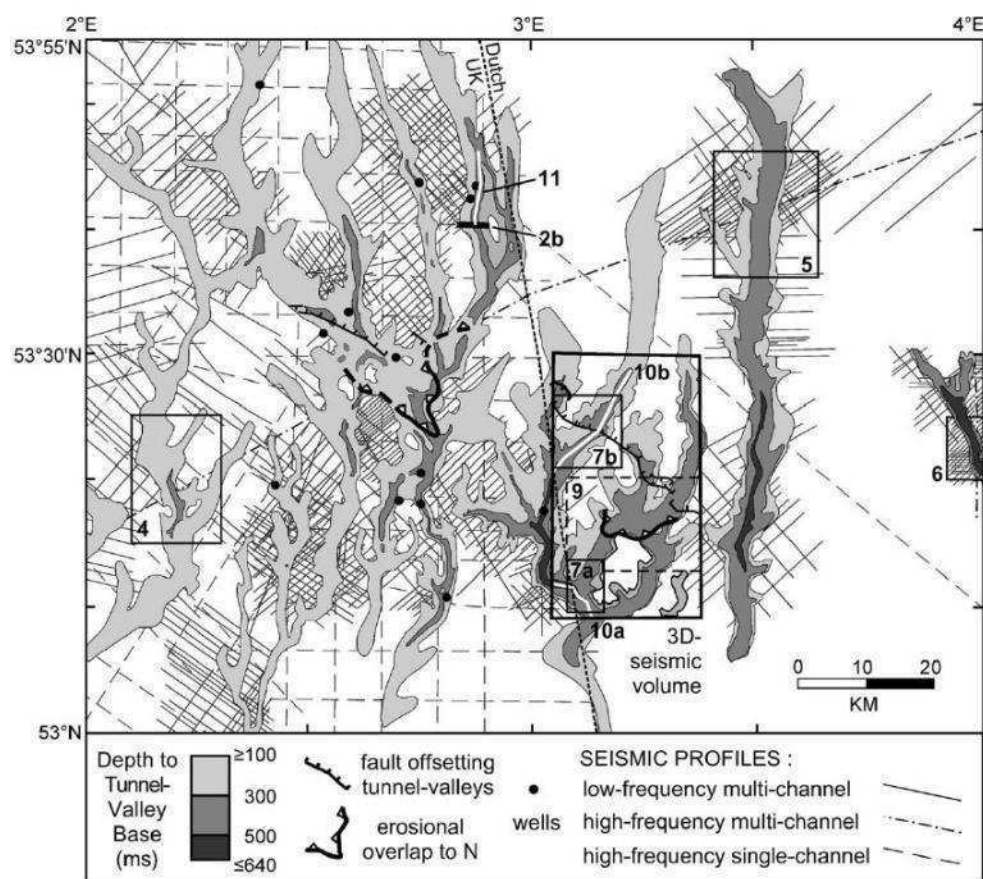


Figure 1.13 : Cartographie d'un réseau de vallées tunnel en Mer du Nord (D'après [Praeg, 2003](#)). Les vallées s'agencent selon une direction subparallèle concordante avec le flux de glace dans le secteur et forment un réseau convergeant en direction du front glaciaire.

2.2.2. Architecture et nature du remplissage

Des méthodes d'analyse directes (études d'affleurement, forages) ou indirectes (sismique 2D et 3D, *Transient Electromagnetic Method* ou TEM) ont permis de constituer une base de données conséquente qui illustre l'architecture et le remplissage des vallées tunnel quaternaires ([Elhers et al., 1984](#) ; [Piotrowski, 1994](#) ; [Huuse & Lykke-Andersen, 2000](#) ; [Praeg, 2003](#) ; [Jørgensen & Sandersen, 2006](#) ; [Lonergan et al., 2006](#), [Kristensen et al., 2008](#)).

Les données géophysiques (sismiques et électromagnétiques) définissent de nombreux réflecteurs concaves, d'amplitude variable, qui révèlent une architecture complexe avec de nombreuses surfaces d'érosion ([Cameron et al., 1992](#) ; [1993](#) ; [Kluiving et al., 2003](#) ; [Lonergan et al., 2006](#)). Chaque discontinuité représente une surface d'érosion et est suivie d'une phase de dépôt. Généralement, trois faciès sismiques sont identifiés dans le remplissage des vallées ([Figure 1.14A](#)) :

- Un faciès chaotique généralement restreint à la base du remplissage mais qui peut dans certains cas constituer la majorité du volume de sédiment.

- Un faciès lité qui constitue la partie supérieure du remplissage. Ce faciès se caractérise notamment par des onlaps sur les flancs de la vallée, visibles sur les profils sismiques transversaux (Kluiving *et al.*, 2003).
- Des clinoformes de grandes dimensions (150-300m de hauteur, 2-5km de longueur), se développant sur toute la largeur de la vallée et reposant en downlap sur le fond de celle-ci. Ces structures ont été observées dans des vallées localisées dans le bassin sud de la Mer du Nord par Kristensen *et al.* (2008). Ces clinoformes se développent à partir de la bordure sud de la dépression et viennent en remplissage de la vallée, avec une direction de progradation vers le Nord, c'est-à-dire les zones internes de la calotte. Ces structures sont similaires aux morphologies décrites par Praeg (1996 ; 2003) dans la partie basale du remplissage. Ces clinoformes viennent en comblement de la dépression créée par l'érosion glaciaire et libérée lors du retrait du front glaciaire. La pente inverse, orientée vers les zones internes de la calotte est liée aux processus de dépôt, associés à l'expulsion des eaux de fonte sous pression vers le haut, depuis la base du glacier (Figure 1.14B).

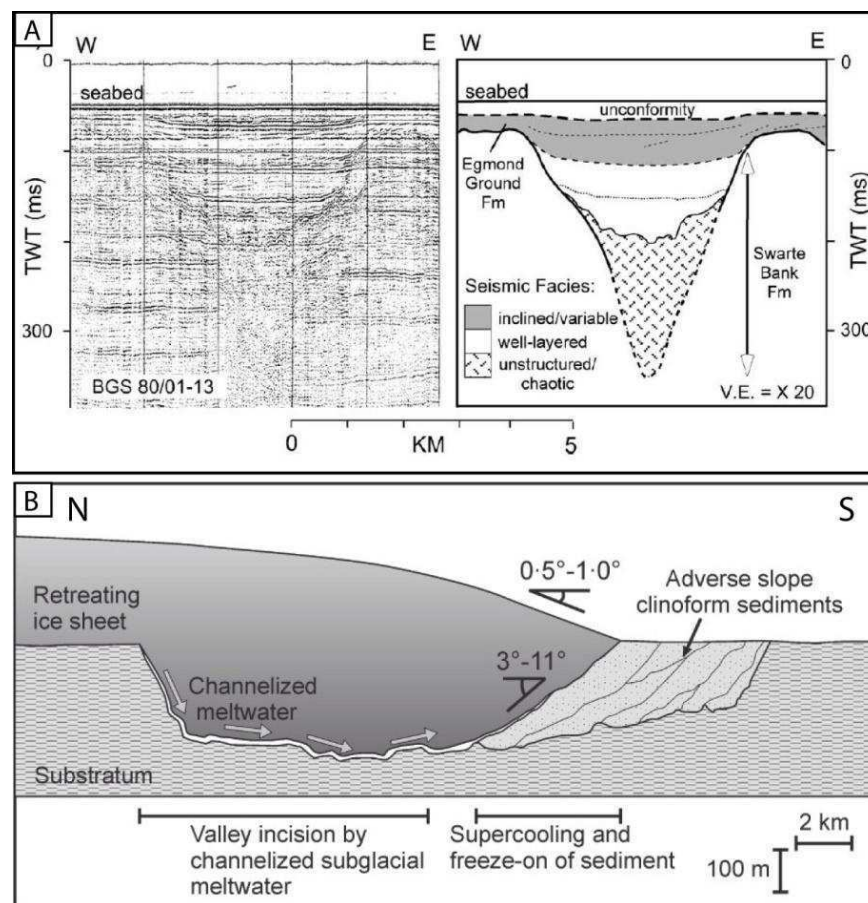


Figure 1.14 : A) Profile et sismique brut et interprété illustrant les différents faciès caractéristiques du remplissage d'une vallée tunnel quaternaire en Mer du Nord. D'après Praeg (2003). B) Clinoformes identifiées par Kristensen *et al.* (2008), orientées vers les zones internes de la calotte, qui enregistrent le recul progressif du front glaciaire.

Récemment, le développement des outils géophysiques électromagnétiques notamment (TEM, Sky-Tem) permettent de déterminer les lithologies qui constituent le remplissage de ces vallées. Dans le cadre de la mise en évidence d'aquifères au Danemark, des cartes de résistivité ont été établies sur 50 m de profondeur environ. Les valeurs de résistivité, correspondant à la conductivité du matériel traversé par le champ électrique, constituent une indication de la répartition spatiale des sédiments (Danielsen et al., 2003 ; Sandersen & Jørgensen, 2003, Sandersen et al., 2009), et fournissent une information granulométrique et lithologique (Figure 1.15). Ces méthodes n'offrant pas une très grande résolution spatiale, le recours à des méthodes d'analyse directe du remplissage (forage) est alors nécessaire pour compléter l'information.

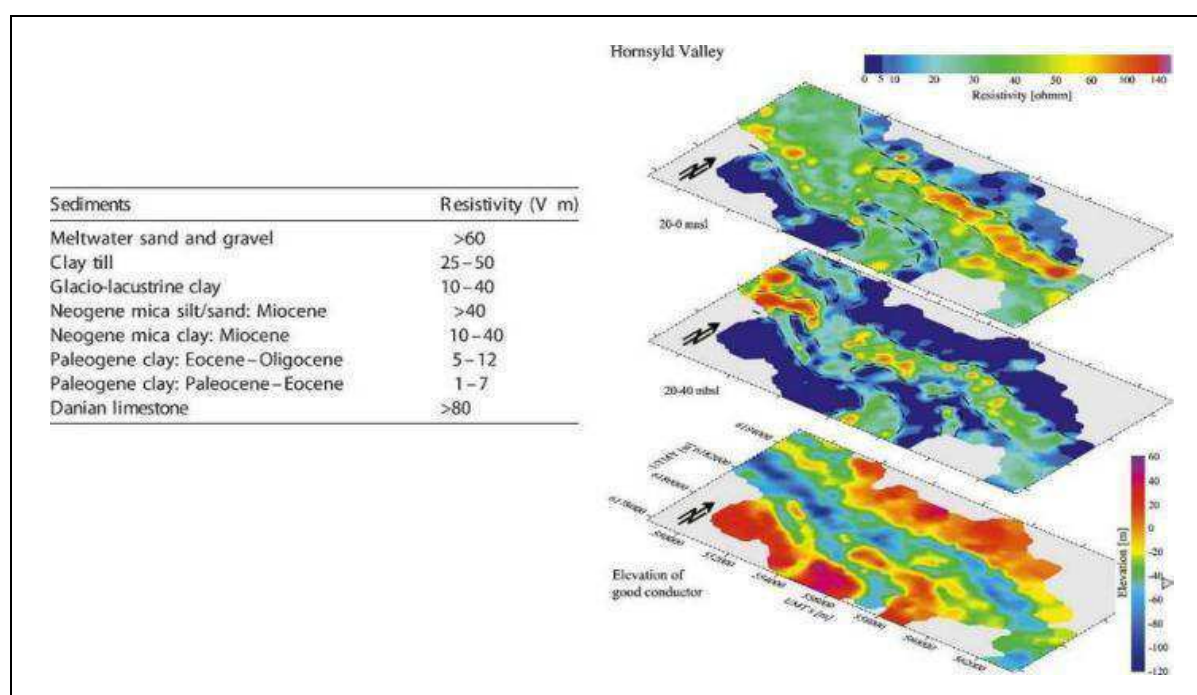


Figure 1.15 : Cartes de résistivité réalisées à différentes profondeurs et permettant d'illustrer les différences de nature du substrat. Les valeurs de résistivité calibrées permettent d'identifier la nature exacte du matériel et d'identifier la morphologie d'une vallée tunnel (Modifié d'après Jørgensen & Sandersen, 2003a)

En domaine continental, de nombreux forages permettent l'étude du remplissage des vallées tunnel. Ces forages sont cependant le plus souvent superficiels, inférieurs à 50 m dans la majorité des cas alors que les vallées tunnel ont une profondeur généralement supérieure à 100 m (Sandersen & Jørgensen, 2003). Les forages en Mer du Nord permettent de mettre en parallèle les faciès sismiques et les données lithologiques (Kluiving et al, 2003). Ainsi, il apparaît que les vallées tunnel offshore se caractérisent par un remplissage comparable aux vallées tunnel en domaine continental (Ehlers et al., 1984, Ehlers & Linke, 1989, Piotrowski 1994).

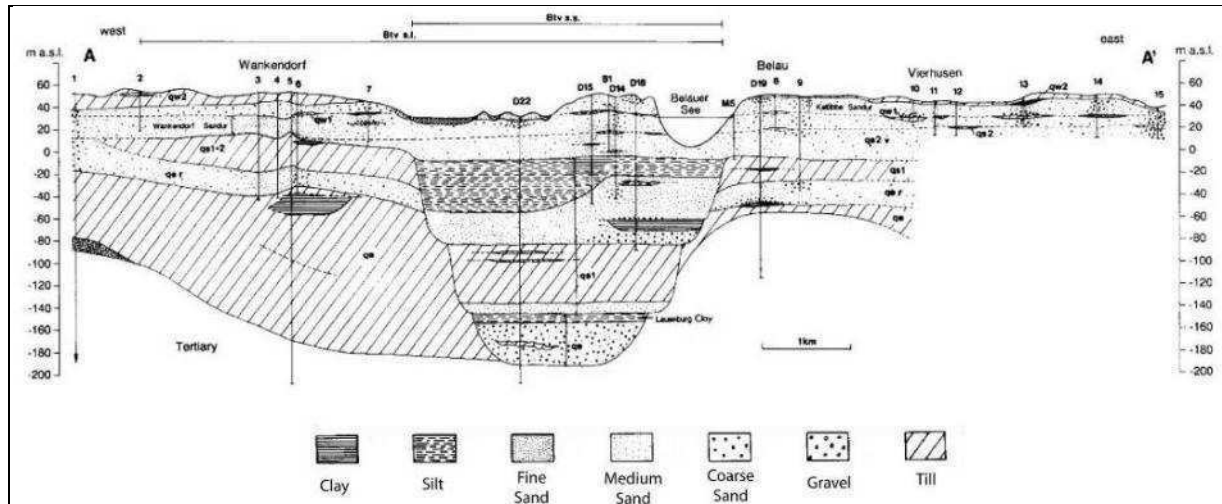


Figure 1.16 : Coupe synthétique d'une vallée tunnel quaternaire en Allemagne. L'architecture du remplissage et les faciès ont été mis en évidence par forage (D'après Piotrowski, 1994).

Lorsque des forages plus complets sont disponibles, ils illustrent une grande variabilité lithologique (Figure 1.16), associée à une dynamique de remplissage complexe (Piotrowski, 1994). Les faciès les plus grossiers (tillites), correspondant à un remplissage sous-glaciaire, sont très souvent présents à la base de la vallée et peuvent, dans certains cas, être également présents au sommet. Le reste du remplissage est principalement composé d'argiles et de silts associés à des environnements interglaciaires et proglaciaires (glaciolacustres et glaciomarins), en alternance avec des dépôts de graviers et sables proglaciaires (fluvioglaciaires ou glaciomarins) (Elhers et Linke, 1989, Piotrowski 1994). Cependant, le motif de remplissage ne peut pas être répliqué d'une vallée à l'autre et de nombreux cas de figures sont proposés, limitant ainsi la prédiction de l'architecture du remplissage (Jørgensen *et al.*, 2003b ; Jørgensen et Sandersen, 2006) (Figure 1.17).

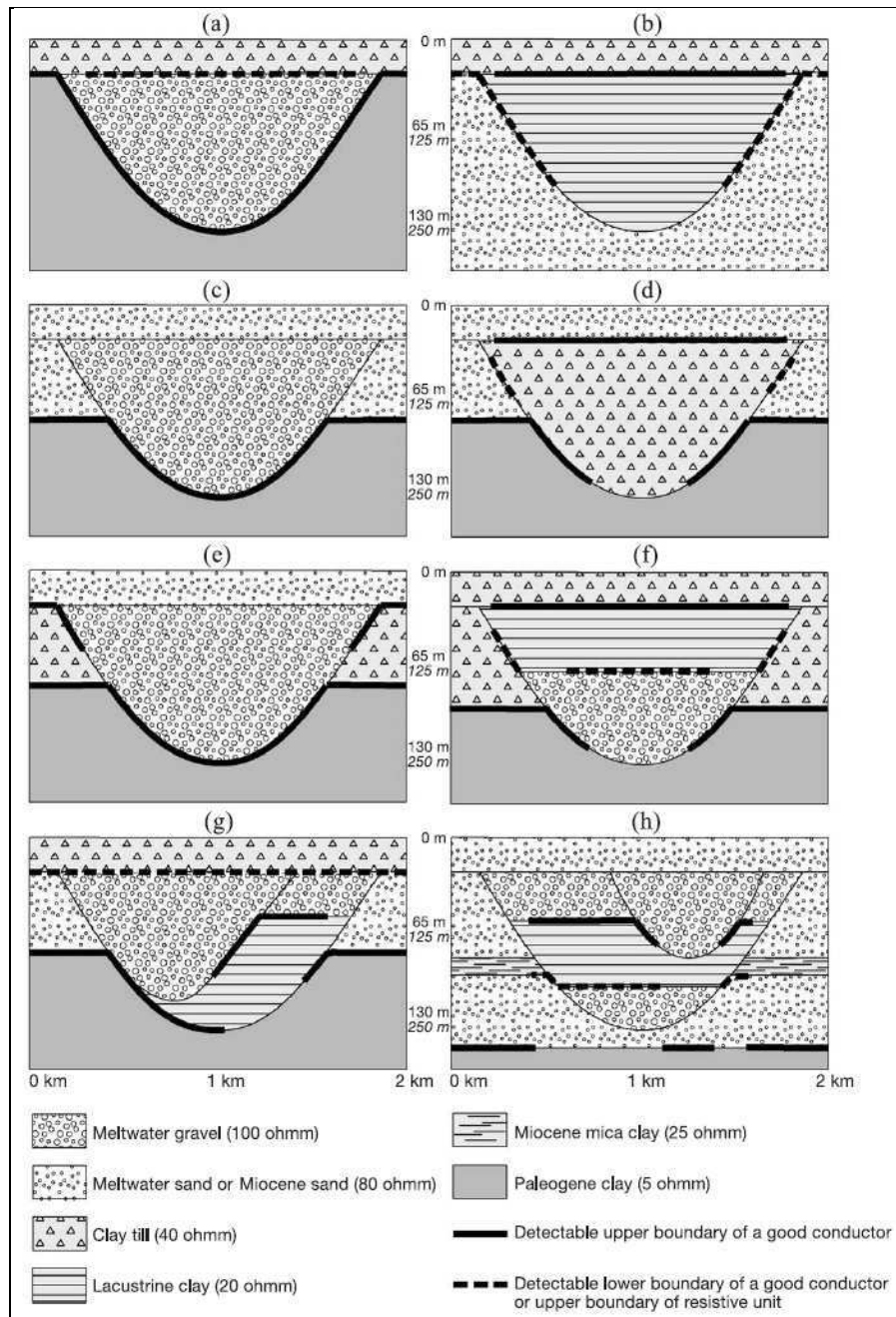


Figure 1.17 Coupes transversales synthétiques caractéristiques des vallées tunnel au Danemark (D'après Jørgensen & Sandersen, 2003a) illustrant la grande variabilité de l'architecture du remplissage et les différents types de substrat incisé

2.3. Reconnaissance des vallées ordoviciennes

2.3.1. Localisation et morphologie

Les premiers travaux ayant permis la reconnaissance de vallées glaciaires pré-pléistocènes en Afrique remontent aux années 1950 et 1960, et compilés plus tard par Beuf *et al.* (1971). Le terme de vallée tunnel n'est alors pas utilisé et les auteurs lui préfèrent le terme de paléovallées glaciaires, ne faisant pas encore référence au mécanisme particulier de formation de ces vallées par les eaux de fonte sous-pression. Le terme de vallée tunnel, emprunté à la communauté des chercheurs du Quaternaire, a été utilisé plus tard, à la fin des années 1990 pour décrire la morphologie de vallées glaciaires (Ghienne et Deynoux, 1998 ; Hirst *et al.*, 2002 ; Ghienne *et al.* 2003 ; Le Heron *et al.*, 2004 ; Moreau, 2005 ; Le Heron, 2007 ; Le Heron *et al.*, 2010), suivant la définition faite dans l'enregistrement quaternaire. La comparaison directe entre les glaciations quaternaire et ordovicienne est cependant limitée notamment par la spécificité de l'enregistrement ordovicien. En effet, les séquences ordoviciennes sont principalement composées de sédiments fins (Beuf *et al.*, 1971 ; Ghienne *et al.*, 2007) à l'opposé des enregistrements quaternaires et modernes caractérisés par une plus grande variabilité granulométrique, des silts aux graviers et jusqu'aux diamictites à larges blocs.

Le terme de vallée tunnel définit d'abord une morphologie, en référence à des vallées glaciaires de dimensions restreintes (quelques kilomètres de large pour une centaine de mètre de profondeur), comparables à celles décrites en Mer du Nord. Cependant, cette définition a été étendue à des structures de plus grandes dimensions, jusqu'à quelques dizaines de kilomètres de large pour plusieurs centaines de mètres de profondeur (Le Heron *et al.*, 2004).

Les paléovallées ordoviciennes sont d'abord décrites dans les Tassili des Ajjers et sud de la Mouydir, sur la bordure nord du Massif du Hoggar (Beuf *et al.*, 1971 ; Figure 1.18). Plus tard, d'autres vallées sont décrites en Mauritanie (Monod, 1962 ; Ghienne et Deynoux, 1998), au Maroc, Algérie et Libye (Le Heron *et al.*, 2004 ; Ghienne *et al.*, 2003 ; Hirst *et al.*, 2002). Elles sont situées sur la bordure du craton Ouest Africain et dans le massif du Hoggar. Leur orientation est radiale depuis le paléo-pôle sud dont la position à l'Ordovicien est située approximativement au-dessus des régions actuelles de la Mauritanie, du Nigeria ou du Ghana (Torsvik & Cocks, 2011). Les vallées identifiées au Maroc sont situées dans une zone très externe de la calotte alors que les exemples algériens sont en position plus interne.

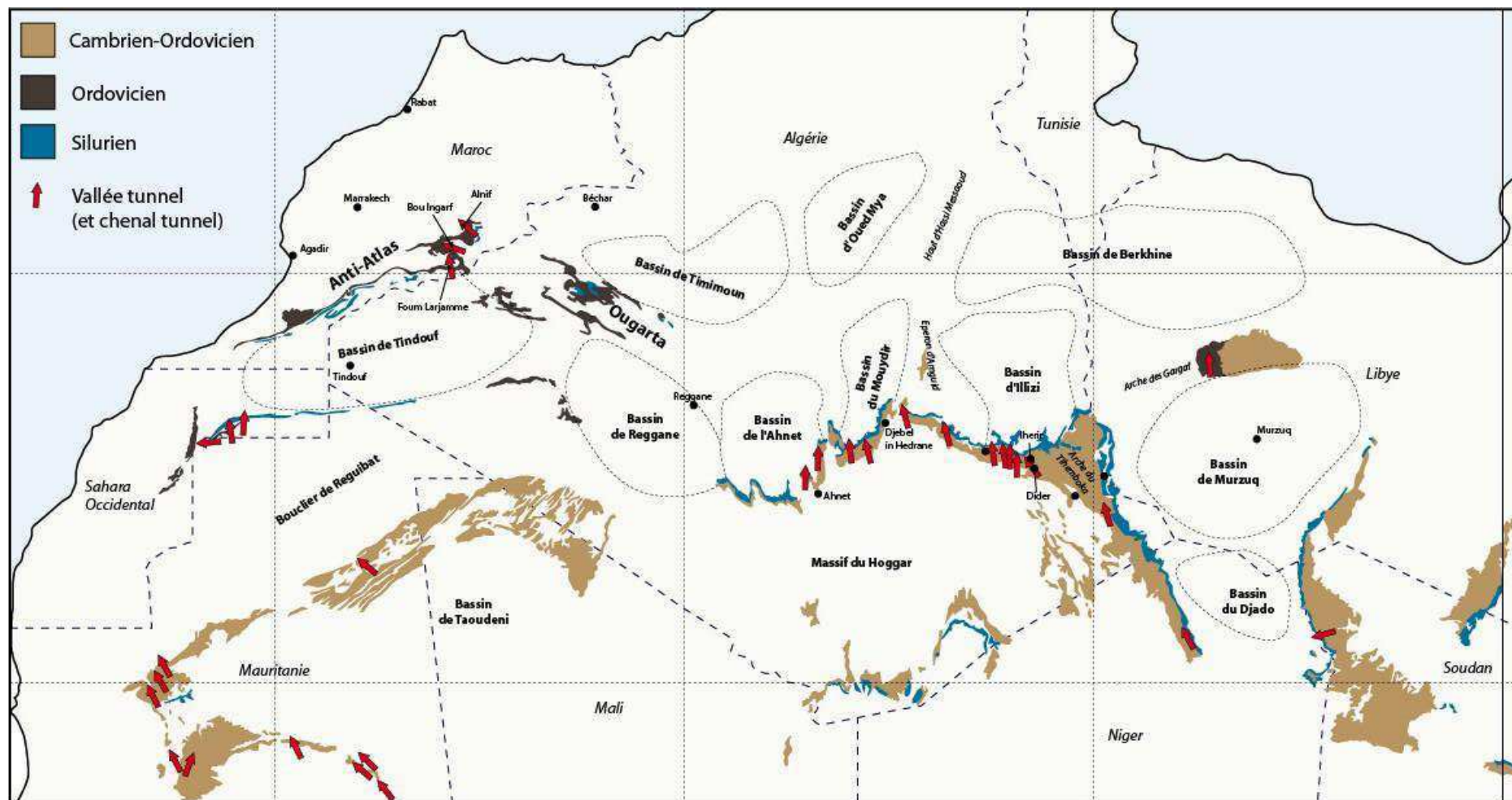


Figure 1.18 : Carte géologique simplifiée de l'Afrique du Nord représentant les séries cambriennes, ordoviciennes et siluriennes et les principales vallées tunnel identifiées dans la littérature (D'après [Beuf et al., 1971](#), [Ghienne et al., 2007](#) ; [Le Heron et al., 2004](#)).

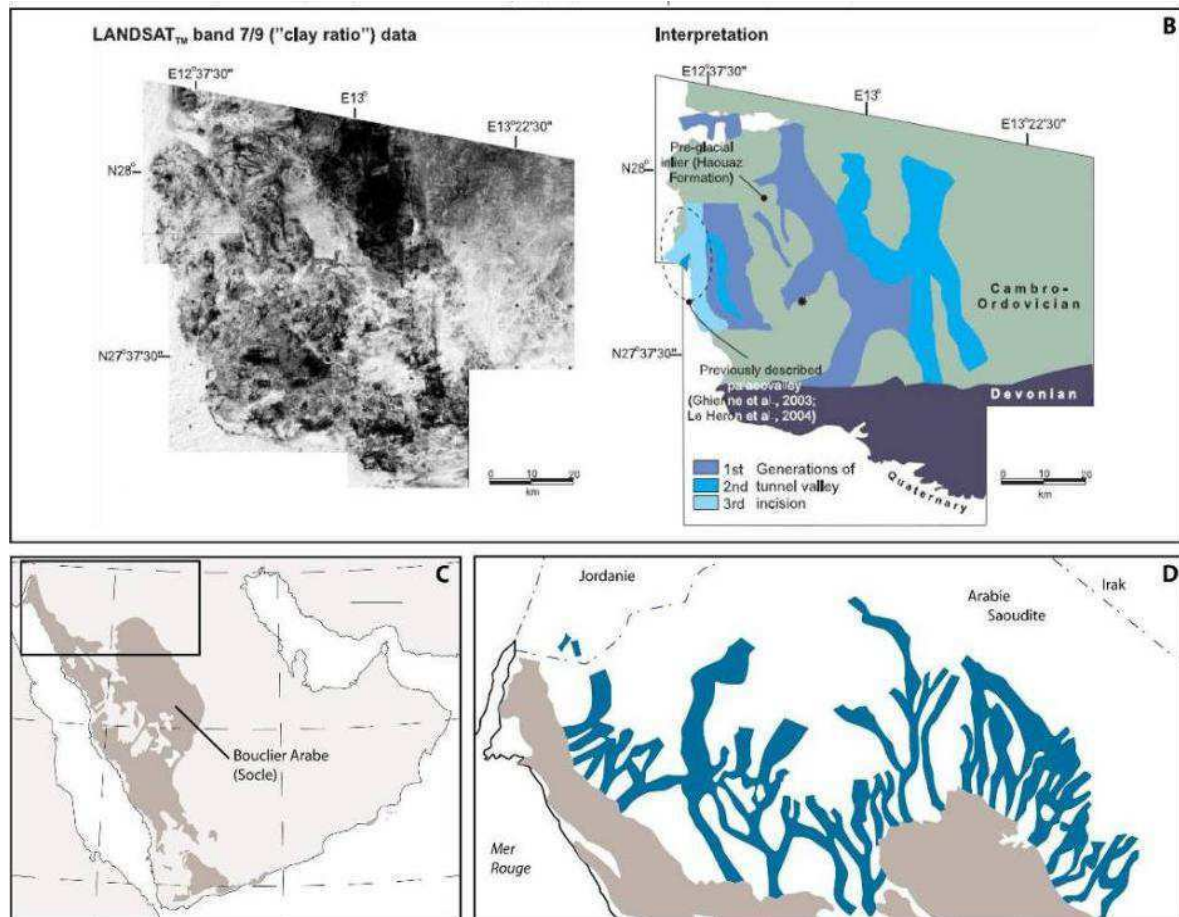


Figure 1.19 : A) Exemple de chevelu de vallées tunnel observées en Lybie, dans l'Arche des Gargaf, et associées à trois générations successives (D'après [Le Heron et al., 2004](#)). B et C) Morphologie du réseau de vallées tunnel en Arabie Saoudite et Jordanie, qui se développent en bordure du bouclier arabe (Synthèse de [Le Heron & Craig, 2008](#)).

En Algérie, en Lybie et en Arabie Saoudite des réseaux complexes de vallées sont mis en évidence ([Figure 1.19](#)), de morphologie anastomosée ou dendritique très similaire à ce qui a été décrit dans le Quaternaire. A l'affleurement, elles sont généralement larges de 2 à 10 km, profondes de 100 à 300 m. Ces vallées sont visibles parfois sur près de 40 km de distance et forment localement un réseau dense.

Dans ces vallées caractérisées par des versants raides, l'érosion glaciaire est démontrée par la présence de stries, de cannelures et d'alignements observés sur la surface d'érosion principale, mais également au niveau de surfaces d'érosion secondaires, internes au remplissage. Des vallées tunnel sont décrites à l'affleurement en Jordanie ([Abed et al., 1993](#) ; [Powell et al., 1994](#) ; [Turner et al., 2005](#) ; [Douillet et al., 2012](#)) ainsi que sur la péninsule arabique ([Vaslet, 1990](#) ; [Clark-Lowes, 2005](#)). Les séries ordoviciennes présentes à l'affleurement en Arabie Saoudite (Sarah Fm) ainsi qu'en subsurface, notamment dans le secteur du désert du Rub-Al-Khali révèlent un réseau bien développé de vallées ([Clark-Lowes, 2005](#)).

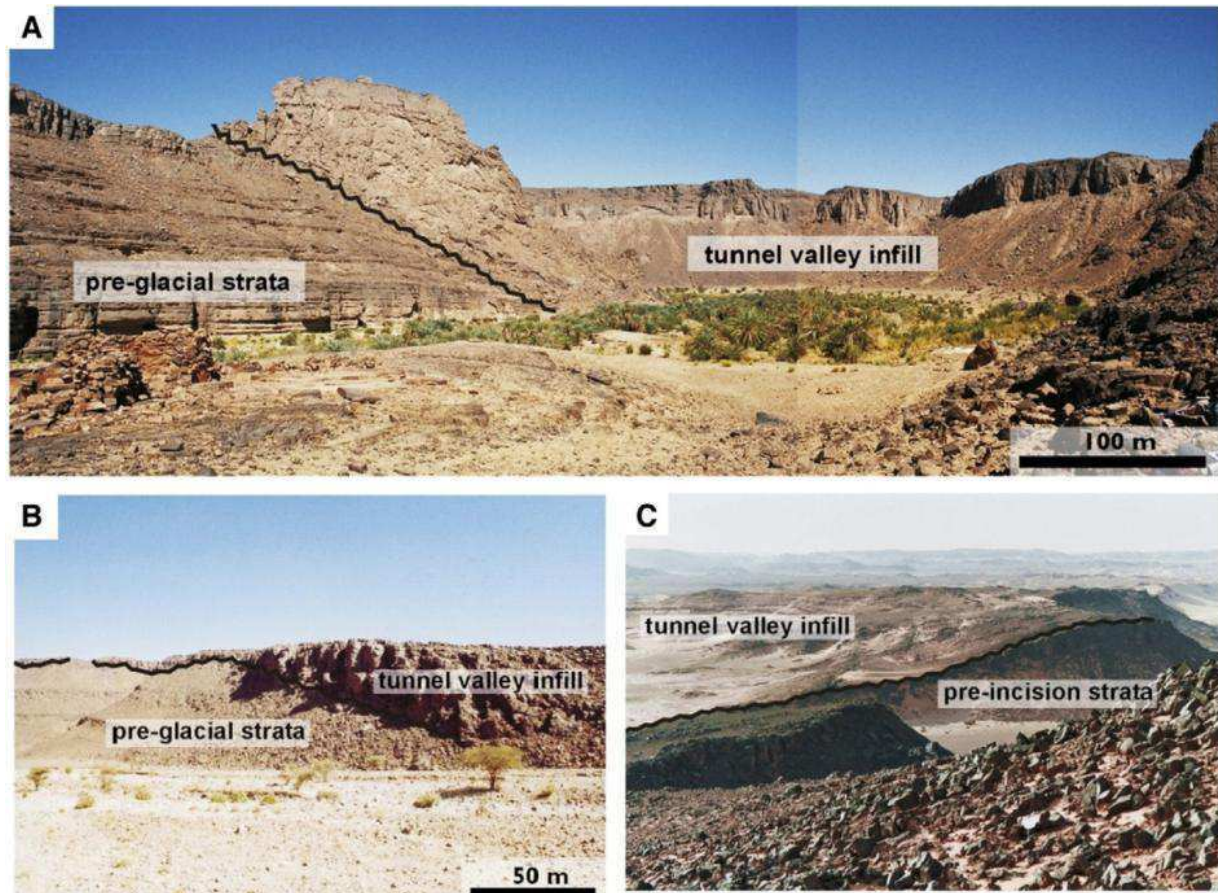


Figure 1.20 : Exemple de vallées tunnel ordoviciennes mises en évidence par la différence de lithologie entre les niveaux incisés et le remplissage de la vallée, marquant la surface d'érosion glaciaire. A – Vallée d'Iherir, Algérie ; B – Vallées de Foum Larjamme, Maroc ; C – Arche des Gargaf, Libye. (D'après [Le Heron & Craig, 2008](#)).

2.3.2. Architecture et nature du remplissage

Le remplissage de certaines vallées tunnel du nord Gondwana a été décrit sur le terrain en Mauritanie, en Algérie, en Libye, en Arabie Saoudite et en Jordanie ([Figure 1.20](#)) ([Vaslet, 1990](#) ; [Powell et al., 1994](#) ; [Ghienne & Deynoux, 1998](#) ; [Hirst et al., 2002](#) ; [Le Heron et al., 2004](#) ; [Le Heron et al., 2010](#)). Le transfert sédimentaire s'effectue globalement vers le nord, suivant la direction d'écoulement de la glace à l'échelle régionale.

Différents cas de figures sont ainsi décrits dans la littérature, avec une séquence glaciaire polyphasée, de multiples surfaces d'érosion et de réactivation confinées à l'intérieur d'une seule vallée ou plusieurs générations de vallées emboîtées. Les indices purement glaciaires tels que des galets striés interprétés comme dropstones, des structures d'érosion et de déformations sous-glaciaires sont généralement rares. En revanche, la complexité du remplissage glaciaire diffère radicalement des séries ordoviciennes préglaciaires et se caractérise par une grande variabilité latérale des faciès, de nombreuses surfaces d'érosion internes et des processus de dépôt associés à de fortes charges

Dans le bassin de Murzuq, en Libye, des dépôts marins peu profonds enregistrent des événements de tempête qui marquent l'inondation du bassin, immédiatement après le retrait du front glaciaire. L'environnement évolue progressivement vers des environnements deltaïques ou directement fluvioglaciaires méandriformes (Ghienne et al., 2003). Cette séquence de dépôt marquant l'évolution depuis des environnements glaciomarins puis progressivement fluvioglaciaires est également identifiée par Le Heron et al. (2004) dans l'Arche des Gargaf (Figure 1.21 B). L'enregistrement d'environnements glaciomarins puis progressivement fluvioglaciaires se retrouve également en Mauritanie (Ghienne & Deynoux, 1998, Figure 1.21 C). En Jordanie, les dépôts glaciomarins proximaux sont relativement peu représentés et la majorité du remplissage est associé à un environnement fluvioglaciaire (Abed et al., 1993 ; Powell et al., 1994), qui évolue toutefois vers des environnements marins peu profonds à la transition avec les argiles siluriennes (Figure 1.21 D). Ces dernières ne participent généralement pas directement au remplissage de la vallée.

Enfin, sur la péninsule arabique, la formation glaciaire ordovicienne (Formations Zarqa et Sarah) est composée de niveaux gréseux également associés à des plaines d'épandage fluvioglaciaires. Quelques rares niveaux de diamictites, déposés par des coulées de débris, marquent la proximité du front glaciaire (Vaslet, 1990). De manière comparable aux investigations menées en Mer du Nord pour identifier les vallées tunnel quaternaires, l'imagerie sismique est utilisée pour étudier les séries ordoviciennes, dans le cadre notamment de projet de synthèse régionale (Robertson, 2002). Dans le bassin de Murzuq, des incisions de 25 km de large, d'orientation NNW-SSE, sont interprétées comme des vallées tunnel ordoviciennes (Le Heron, 2010). L'observation des données sismiques sont directement reliées aux observations de terrain (Ghienne et al., 2003 ; Le Heron et al., 2004 ; Moreau et al., 2007) et permettent de compléter et d'affiner les modèles géologiques. Le Heron (2010) propose ainsi une analyse des vallées tunnel identifiées sur les profils sismiques du bassin de Murzuq. Les principales discontinuités identifiées permettent d'isoler l'ensemble des dépôts glaciaires, ainsi que des géométries d'*onlap* au sein de la série glaciaire (Figure 1.22).

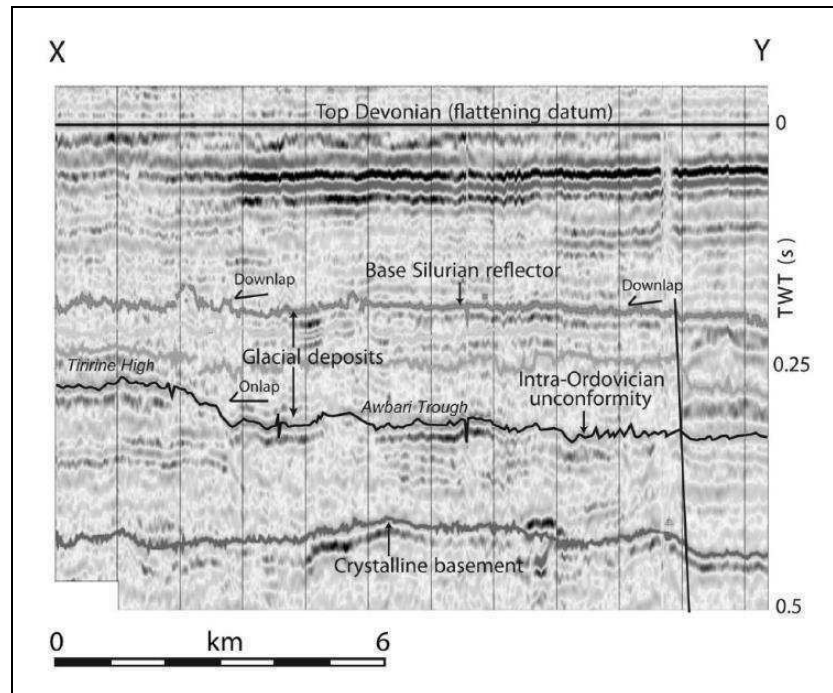


Figure 1.22 : Profil sismique du bassin de Murzuq illustrant la discontinuité basale, la géométrie du remplissage glaciaire avec des onlaps et la couverture silurienne. (D'après [Le Heron, 2010](#)).

Les résultats obtenus dans le cadre des différents travaux portant sur les vallées ordoviciennes peuvent ainsi être résumés dans un modèle synthétique reprenant l'ensemble des interprétations ([Figure 1.23](#)). D'après [Le Heron et al. \(2004\)](#), les différents environnements de dépôt forment un cortège cohérent qui fait le lien entre les dépôts marins distaux d'un côté et les dépôts fluvioglaciaires continentaux de l'autre. Entre ces deux domaines extrêmes, une grande variabilité de faciès et d'environnements est proposée, suivant la position du front glaciaire au cours de la phase de recul de la calotte.

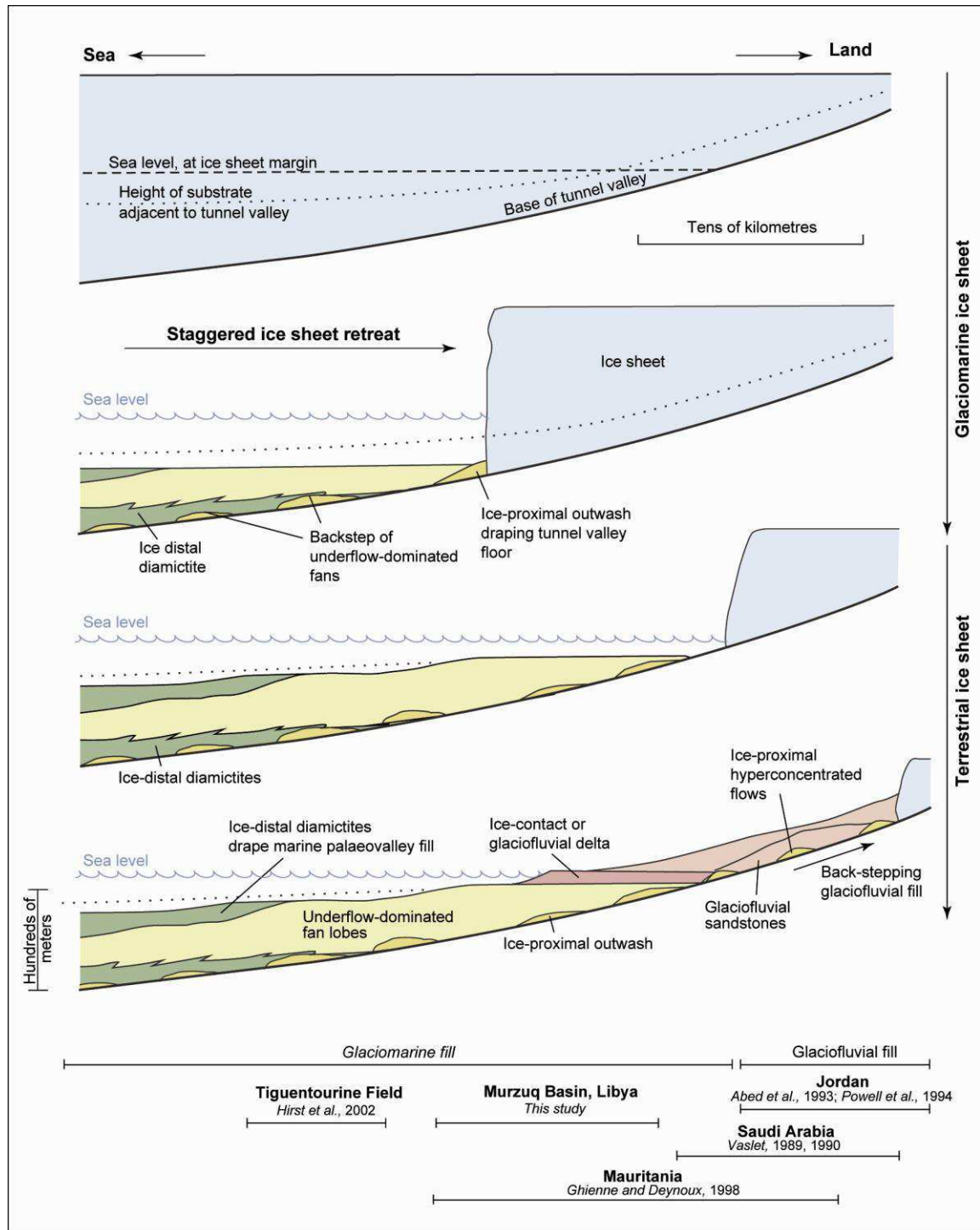


Figure 1.23 : Modèle synthétique de remplissage des vallées tunnel ordoviciennes, mettant en évidence le lien entre les environnements de dépôt et la position paléogéographique (zone interne ou externe de la calotte). Dans ce modèle, le remplissage se développe lors de la phase de retrait glaciaire (D'après [Le Heron et al., 2004](#)).

2.4. Mécanismes de formation

2.4.1. *Historique des modèles de formation*

Depuis les premières descriptions de vallées tunnel, plusieurs hypothèses de formation ont été proposées, qui peuvent être regroupées en deux grandes familles, faisant intervenir des mécanismes d'érosion liés, (1) à des processus non-glaciaires ou (2) à des processus glaciaires.

La première catégorie de processus n'est pas liée à l'activité d'une calotte de glace mais fait appel à d'autres agents d'érosion.

- La première hypothèse à avoir été formulée par [Donovan \(1973\)](#), expliquait la présence de zones faiblement surcreusées (<100 m) en Mer du Nord par la formation de larges chenaux de marée.
- [Sissons \(1981\)](#), émet l'hypothèse que les vallées tunnel de la zone centrale de la Mer du Nord correspondent à des chenaux amalgamés développés sur un système deltaïque peu profond.
- La troisième hypothèse formulée par [Salomonsen \(1995\)](#) invoque la présence de cours d'eau pendant les phases de bas niveau marin, associées au développement d'une calotte de glace. Cette hypothèse se base sur l'analogie morphologique des réseaux dendritiques et sinueux des vallées tunnel avec les cours d'eau continentaux.

De manière générale, ces différentes théories ont été progressivement abandonnées, l'ensemble des critiques formulées à l'encontre de ces trois hypothèses invoquant leur incapacité à expliquer la profondeur d'incisions supérieures à 100 m ([Ó Cofaigh, 1996](#)). En effet, même si des chenaux tidaux sont susceptibles de maintenir une topographie négative sur le fond marin une fois la vallée creusée et remplie ([Eisma et al., 1979](#)), ils ne peuvent correspondre au mécanisme principal dans la formation des vallées tunnel. D'un point de vue géomorphologique, stratigraphique et sédimentologique, l'hypothèse de chenaux de delta est également invalidée car elle échoue à expliquer la différence de nature des sédiments dans la vallée et à l'extérieur, notamment dans le cas de la Mer du Danemark où les vallées incisent des strates d'âge et de nature très différents, allant du Paléogène au Néogène et jusqu'au Quaternaire pour les niveaux les plus récents ([Long & Stoker, 1986](#)). Enfin, dans le cas de la dernière hypothèse, les profils longitudinaux des vallées tunnel sont incompatibles avec une formation par des cours d'eau puisque celles-ci présentent dans la plupart des cas des contre-pentes. De plus, les vallées présentant une profondeur de plus de 500 m sont incompatibles avec les plus bas niveaux marins connus lors des derniers épisodes de glaciation en Mer du Nord ([Huuse & Lykke-Andersen, 2000](#)).

Le modèle de formation par érosion glaciaire fut proposé très tôt ([Woldstedt, 1952](#)), par analogie avec les glaciers de montagne, d'abord comme seul mécanisme initiateur de la morphologie d'érosion ([Hansen, 1971](#)), puis comme phénomène amplificateur des surcreusements observés à partir de morphologies préexistantes, tels que d'anciens cours d'eau ([Lykke-Andersen, 1973 ; 1986 ; Krüger, 1983](#)). Rapidement, il s'est avéré que l'érosion glaciaire, intervenant probablement dans le creusement des vallées, ne constituait vraisemblablement qu'un processus secondaire par rapport à l'action des eaux de fonte ([Ehlers et al., 1984 ; Elhers & Linke, 1989 ; Booth & Hallet, 1993 ; Piotrowski, 1994 ; Praeg, 1996](#)).

Les observations et les études menées sur de nombreux exemples de vallées tunnel ont amené à proposer différentes hypothèses. Un certain consensus s'est opéré autour du rôle prépondérant que doit jouer l'évacuation des eaux de fonte dans le creusement des vallées tunnel, dans un environnement sous-glaciaire. Les études peinent en revanche à déterminer le (ou les) mécanisme(s) exact(s) associé(s) à ce transfert d'eau de fonte. [Ó Cofaigh \(1996\)](#) proposait ainsi de regrouper les hypothèses sous trois grands modèles : (1) un modèle associé à un écoulement continu des eaux de fonte et à la déformation d'un substrat meuble par de fortes pressions fluides ([Boulton & Hindmarsh, 1987](#)), (2) un modèle par érosion régressive et des pressions fluides modérées ([Wingfield, 1990](#)) et (3) un modèle de formation instantanée par vidange catastrophique ([Piotrowski, 1994](#)). Depuis 1996, la multiplication des études en Europe et en Amérique du Nord, et le recours à de nouvelles techniques d'imagerie en Mer du Nord ont permis de dresser un nouvel état des lieux des connaissances.

Ainsi, dans une synthèse récente, [Kehew et al. \(2012\)](#) proposent une classification quelque peu différente, suivant cinq grandes catégories associées à des mécanismes de formations différents :

Modèle 1 : Un modèle non-catastrophique (*steady-state*) qui fait intervenir un écoulement continu des eaux de fonte.

Modèle 2 : Un modèle catastrophique (*Episodic outburst*) qui fait intervenir un mécanisme de vidange d'un réservoir sous/supra glaciaire associé à de très fortes pressions fluides.

Modèle 3 : Un modèle hybride faisant intervenir les deux modèles précédents (modèle *Episodic outburst et steady state flow*) au cours d'un même épisode glaciaire, associé à des pressions fluides moyennes.

Modèle 4 : Un modèle de creusement associé à différents épisodes glaciaires.

Modèle 5 : Un modèle catastrophique associé à l'écoulement d'une nappe d'eaux à l'interface glace-substrat.

Afin de simplifier la présentation, nous regrouperons les modèles proposés par [Kehew et al. \(2012\)](#), et ne considérerons que trois catégories, regroupées en deux modèles principaux et un troisième modèle composite, hybride des deux modèles précédents :

- 1. Formation progressive associée à un écoulement continu (Modèle 1)**
- 2. Formation instantanée par un écoulement catastrophique (Modèle 2 et 5)**
- 3. Modèle composite (Modèle 3 et 4)**

2.4.2. Formation progressive par écoulement continu (Modèle 1)

Ce modèle est développé initialement par [Boulton & Hindmarsh \(1987\)](#) et plus récemment par [Boulton et al. \(2007a ; 2007b ; 2009\)](#), envisage qu'une partie des eaux de fonte soit transférée dans le sédiment (l'aquifère) et non plus seulement à l'interface glace/substrat. Les zones topographiques basses sont caractérisées par une faible pression effective. Cette pression (P_e) est la différence entre la pression exercée par le poids de la glace (P_i) et la pression hydrostatique (P_w) à l'interface glacier-substrat ([Figure 1.24](#)).

Lorsque la capacité de transfert du sédiment est atteinte la pression effective chute, entraînant une instabilité locale qui se traduit par la formation d'un chenal. La pression effective ($P_e = P_i - P_w$), relativement basse au niveau des chenaux, est due à de fortes pressions d'eau (P_w) qui résultent du drainage préférentiel des eaux de fonte vers les zones topographiques les plus basses. L'augmentation de la pression hydrostatique permet la liquéfaction des sédiments, qui sont entraînés dans le chenal nouvellement formé à la base de la calotte. Si ce mécanisme de liquéfaction et de transfert des sédiments perdure, le chenal va progressivement s'agrandir, par l'effondrement des parois, accentué par la surcharge du poids de la glace, et se développer dans le substrat pour former *in fine* une structure de plus grande taille aboutissant à une vallée tunnel. De part son comportement plastique, la glace va progressivement remplir la dépression formée par la vallée tunnel mais l'écoulement d'eau de fonte à sa base sera permis grâce à une pression élevée équivalente au poids de la glace, évitant que le tunnel ne se referme. Cette hypothèse de déformation des sédiments soumis à de fortes pressions a été également proposée pour expliquer la formation de vallées tunnel en Allemagne ([Piotrowski, 1994](#)).

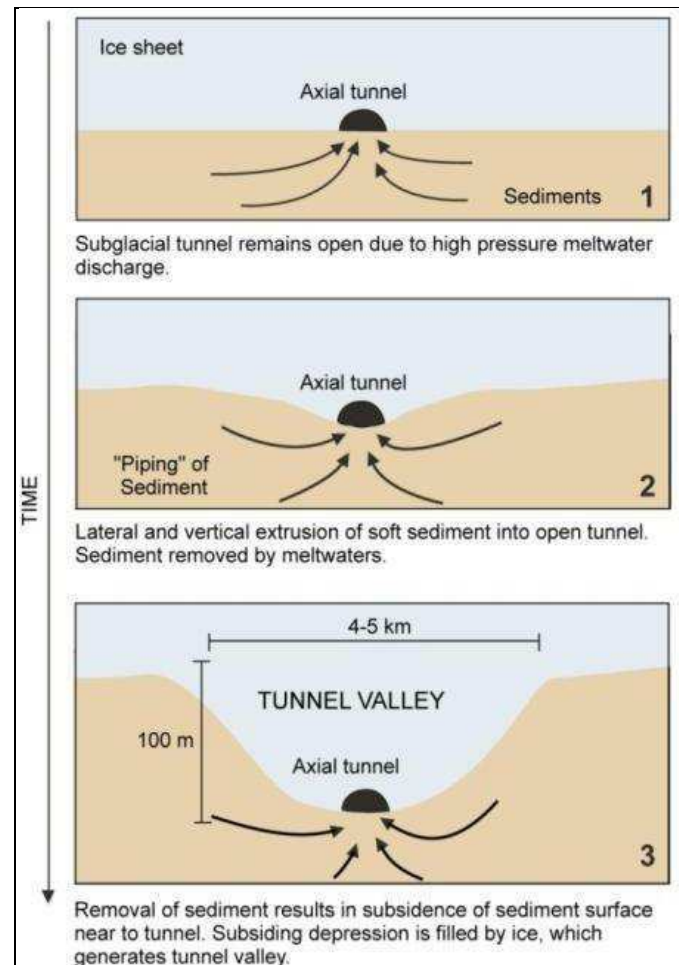


Figure 1.24 : Modèles de formation des vallées tunnel. A) Modèle de creusement par déformation et liquéfaction des sédiments qui induit un creusement progressif à partir d'un chenal à l'interface glace/substrat (Boulton & Hindmarsh, 1987).

Ce modèle proposé par Boulton & Hindmarsh (1987) est cependant largement critiqué (Ó Cofaigh, 1996 ; Kehew *et al.*, 2012).

- Les données de terrain ne démontrent pas de manière tangible de déformations à proximité immédiate des chenaux. D'après Jørgensen & Sandersen (2006), ces zones se caractériseraient au contraire plutôt par une absence de déformation.
- D'après les modélisations de Walder & Fowler (1994), l'écoulement à l'interface glace-roche se développera préférentiellement sous forme de cavités et de chenaux interconnectés, plutôt que sous la forme de chenaux de Nye, largement espacés. Les chenaux constituent pourtant, selon le modèle de Boulton & Hindmarsh (1987), la forme initiale à partir de laquelle la vallée tunnel se développe.
- Ce modèle n'est valable que pour les vallées qui se développent sur un substrat perméable et non-consolidé (Wingfield, 1990, Elhers & Wingfield, 1991, Piotrowski 1994 ; Ó Cofaigh, 1996 ; Jørgensen & Sandersen, 2006 ; Kehew & Kozłowski, 2007) et ne peut donc pas

expliquer les vallées tunnel mises en place sur un substrat consolidé, dont les exemples restent toutefois moins nombreux dans la littérature. Dans ce cas, le modèle d'érosion par écoulement continu, mais sans surpressions fluides importantes peut s'appliquer (Wingfield, 1990).

- Enfin, la présence de large blocs au débouché de vallées tunnel (Piotrowski, 1994 ; Cutler et al., 2002) qui suggèrent des débits d'eau extrêmement importants, de plusieurs m/s, qui ne peuvent être atteints que dans des conditions d'écoulement catastrophique.

2.4.3. *Formation instantanée par écoulement catastrophique (Modèles 2 et 5)*

Ce modèle implique l'existence d'un drainage événementiel catastrophique (Piotrowski, 1994) comme mécanisme principal de la formation des vallées (Figure 1.25). Ici, contrairement au modèle précédent, le creusement de la vallée est considéré comme instantané. Ce processus d'érosion lié à un écoulement catastrophique et chenalisé d'eau de fonte est proposé par de nombreux auteurs pour expliquer la formation de vallées tunnel au Quaternaire, associées aux calottes britannique, fénno-scandinave ou nord-américaine (Shaw, 1983 ; Boyd et al., 1988 ; Ehlers & Linke, 1989 ; Shaw et al., 1989 ; Shaw & Gilbert, 1990 ; Shaw & Gorell, 1991, Brennand & Sharpe, 1994, Piotrowski, 1994 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Hooke & Jennings, 2006). Les conditions d'existence d'un écoulement catastrophique sont liées à la présence d'une couche de permafrost en aval du front glaciaire, qui empêche le drainage normal des eaux de fonte. Une réserve d'eau sous-glaciaire se forme alors en amont du front glaciaire et sera libérée de manière catastrophique lorsque la pression exercée par l'eau sur les parois de glace sera trop importante.

Les analyses sédimentologiques (Ehlers & Linke 1989 ; Piotrowski, 1994) mettent en évidence que la majeure partie du remplissage, composé de sables et de galets est mis en place par des écoulements de très haute-énergie, potentiellement catastrophiques. Cependant, Ó Cofaigh (1996) et Huuse & Lykke-Andersen (2000) considèrent qu'il peut exister un laps de temps non négligeable entre la formation de la vallée tunnel et son remplissage, de sorte que les processus liés à ces deux phases peuvent être distincts. De plus, d'un point de vue morphologique, l'existence de vallées continues sur plus d'une centaine de kilomètres serait incompatible avec une érosion par un écoulement catastrophique capable de morphologie d'érosion très profonde mais certainement plus réduite en longueur (Huuse & Lykke-Andersen, 2000). Par ailleurs, la mise sous pression du réservoir d'eau sous-glaciaire n'existe que par la présence d'un permafrost en aval du glacier. Cette situation impose donc une terminaison terrestre continentale.

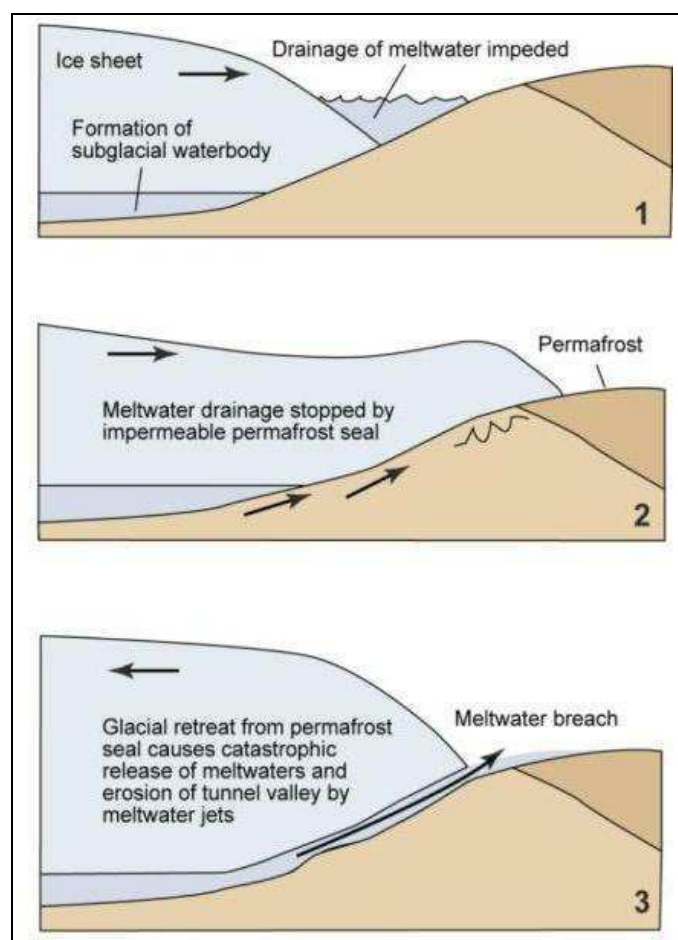


Figure 1.25 : Modèle de formation liée à l'évacuation catastrophique d'eau de fonte lié à la présence d'un permafrost devant la calotte (Piotrowski, 1994). (D'après la synthèse de Le Heron *et al.*, 2004)

Une autre alternative à ce modèle est proposée par Shaw (2002 ; 2010). C'est le modèle de formation lié à l'écoulement catastrophique d'une nappe d'eau pouvant atteindre 100 km de largeur et près d'une dizaine de mètres de hauteur sous la calotte, dans les zones marginales. Les secteurs englacés sous la calotte des Laurentides révèlent l'existence de champs de drumlins au fond des vallées (Brennand & Shaw, 1994 ; Kehew *et al.*, 2012). Les auteurs s'appuient sur une analogie des mécanismes de formation pour ces deux structures. Cette hypothèse nécessite l'existence d'une gigantesque réserve d'eau de fonte, sous-glaciaire ou proglaciaire, qui serait drainée de manière catastrophique. Cependant ce modèle est très controversé (Cf. Clarke *et al.*, 2005), car les volumes nécessaires pour former ces vallées et les champs de drumlins associés sont considérables et les reconstructions paléogéographiques ne permettent pas de valider l'existence systématique de telles réserves en amont des zones étudiées. Enfin, les observations des marges et des ice-streams antarctiques suggèrent que les drumlins se formeraient par déformation sous la semelle du glacier, (Cf. Ó Cofaigh *et al.*, 2002), plutôt que par l'écoulement d'eau de fonte à l'interface glace-roche.

2.4.4. Modèles complexes ou polygénétiques (Modèles 3 et 4)

Une origine polygénétique est évoquée par plusieurs auteurs (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Kozłowski *et al.*, 2005 ; Kehew & Kozłowski, 2005), associée à des processus sous-glaciaire et proglaciaires, liés à des phases de drainages ou de vidanges successifs au cours du retrait de la calotte (Figure 1.26). Les processus associés à la fois à un écoulement continu et un écoulement catastrophique peuvent ainsi coexister dans le temps (Modèle 3, Jørgensen & Sandersen, 2006).

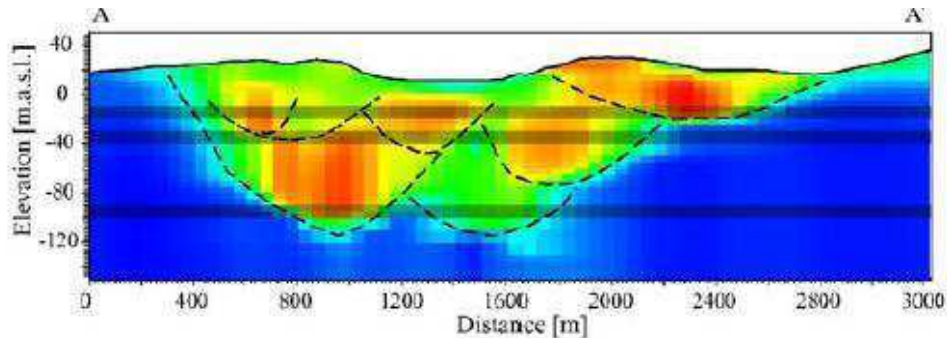


Figure 1.26 : Valeurs de résistivité à travers une vallée tunnel illustrant les différences lithologie (agiles vs Sable) et les discontinuités majeures. Ces observations servent de base au modèle de formation des vallées tunnel par une histoire complexe, avec des épisodes de drainage catastrophique successifs qui réemprunte le même chemin de drainage. (D'après Jørgensen & Sandersen, 2006).

Dans certains cas, le remplissage de la vallée tunnel se compose de multiples incisions et remplissages associés à des épisodes successifs de vidange catastrophique (Jørgensen & Sandersen, 2006 ; Sandersen *et al.*, 2009). Après chaque épisode de vidange, la glace vient combler l'espace créé par l'érosion, mais ce comblement incomplet permet toujours un écoulement de base. Lors du retrait de la calotte cette incision est ensuite comblée par les sédiments proglaciaires. Lors de la phase suivante de ré-avancée de nouveaux épisodes de vidange des stocks d'eau de fonte ont lieu, qui pourront réemprunter le réseau de drainage préférentiel formé par les incisions précédentes. Certaines vallées tunnel présentent des dépôts d'âges différents (Piotrowski, 1994 ; Jørgensen & Sandersen, 2006) et l'identification de réseau de vallée tunnel et les relations de recoupement entre ces vallées démontrent leur appartenance à plusieurs générations distinctes. Ce modèle est valable pour des épisodes au cours d'une même période glaciaire mais également à l'échelle d'épisodes successifs de glaciations.

2.5. Facteurs de contrôle sur la localisation

2.5.1. Influence du substrat

Le réseau de vallées tunnel quaternaire, mis en évidence par les campagnes de cartographie complétées par les données sismiques et de forage, révèlent que la position des vallées peut être en partie contrôlée par la nature du substrat. Quelques exemples de vallées tunnel incisées dans un

substrat induré sont reportés dans la littérature mais la majorité des exemples concernent des substrats non-consolidés. Une variation spatiale de perméabilité du substrat doit se traduire par un changement dans la distribution des vallées tunnel (Sandersen & Jørgensen, 2003). Dans la région sud de la Mer du Nord, les vallées reposent sur un substrat perméable et sont séparées d'environ 20 km alors qu'en Pologne où elles reposent sur des argiles tertiaires, très peu perméables, les vallées sont espacées d'environ 1 à 5 km (Cameron et al., 1987, Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Huuse & Lykke-Andersen, 2000). Cette particularité est liée aux différences de pression à la base de la calotte et à la perméabilité du substrat (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Sandersen et al., 2009). L'eau de fonte est confinée à la base du glacier dans le cas du substrat imperméable alors qu'elle sera partiellement drainée dans les substrats, sous le glacier dans le cas de sables non consolidés. Dans ce cas, la nature du substrat est prépondérante puisqu'elle contrôle la capacité de transfert des eaux de fonte proportionnellement à sa perméabilité (Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Boulton et al., 1993 ; Piotrowski, 1994, 1997a,b ; Boulton et al., 2007a, 2007b, 2009). Dans le registre ancien, les premiers travaux en Afrique du Nord font apparaître que les vallées se développent préférentiellement sur un substrat meuble plutôt que sur le socle panafricain (Figure 1.27) (Rognon et al., 1968 ; Beuf et al., 1971).

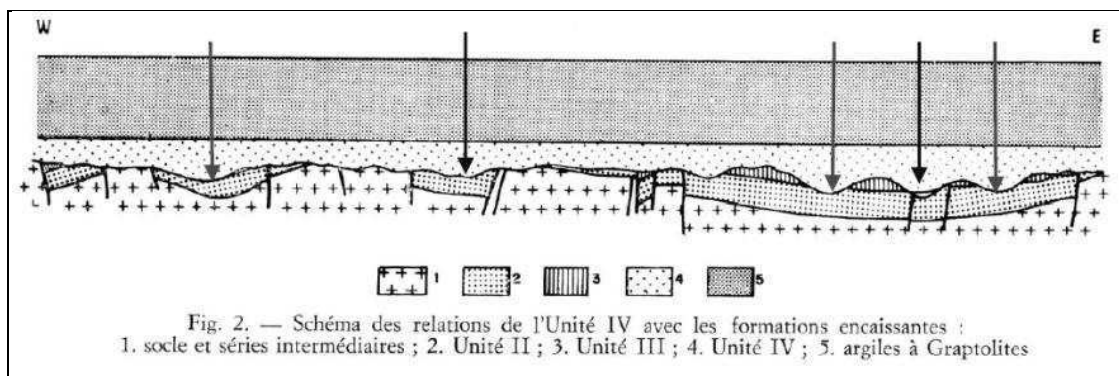


Figure 1.27 : Localisation sur le transect Ahnet-Mouydir des paléovallées mises en place sous contrôle structural ou lithologique (D'après Rognon et al., 1968)

Sandersen & Jørgensen (2003) émettent l'hypothèse d'une relation entre la nature du substrat incisé et l'architecture du remplissage (Figure 1.28). Les vallées quaternaires peuvent être regroupées suivant la nature du substrat qu'elles incisent : un substrat majoritairement argileux (Groupe 1), un substrat alternant entre argileux et gréseux/sableux (Groupe 2) et un substrat composé de craie et de calcaire, assimilé à un substrat induré (Groupe 3). La question sous-jacente est l'existence d'une relation entre le type de substrat incisé et l'architecture du remplissage, à travers une différence d'hydrodynamisme contrôlée par la lithologie du substrat.

Cependant, le remplissage ne semble pas être contrôlé par la nature du substrat et aucune caractéristique n'est spécifique à un groupe de vallée tunnel:

- le remplissage de la vallée en débordement (profils B, E...) ou déficitaire (profils A, D, H...).
- la nature polyphasée du remplissage marqué par des surfaces d'érosion internes (A, E, G) ou un emboîtement de vallées (C, F).
- l'alternance de différentes lithologies au sein du remplissage (B, C, F ou H).

Selon ces auteurs, la lithologie du substrat n'a pas d'influence sur la morphologie de la vallée tunnel.

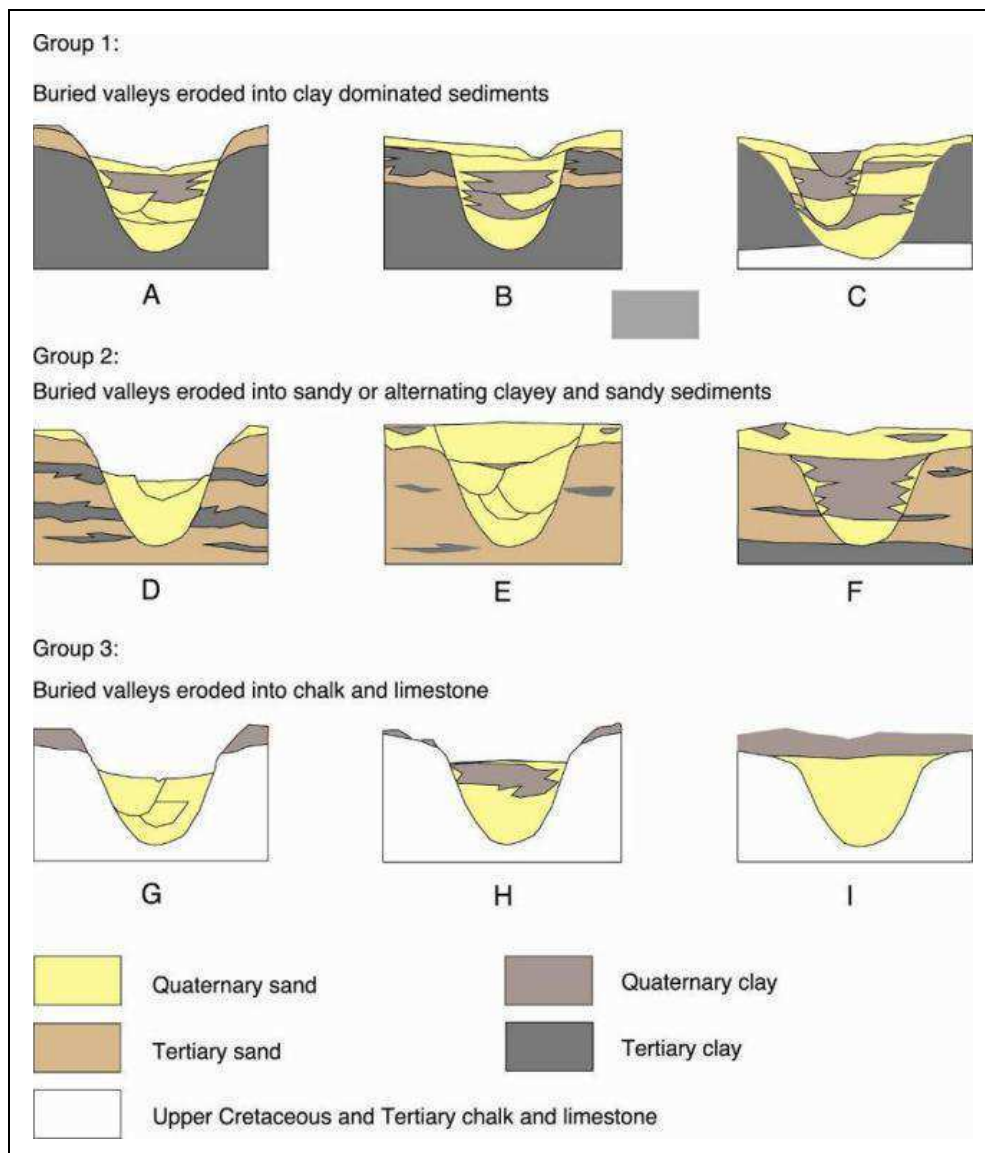


Figure 1.28 : Coupes transversales schématiques d'une vallée tunnel illustrant la relation entre la nature du substrat et l'architecture du remplissage (Modifié d'après [Sandersen & Jørgensen, 2003](#))

2.5.2. Héritage structural

L'absence de relation directe entre l'architecture du remplissage et la nature du substrat suggère que les facteurs contrôlant la localisation des vallées tunnel ne sont pas nécessairement reliés aux processus mis en jeu lors de la phase de remplissage. Ainsi, la nature du substrat ne contrôle pas directement l'architecture du remplissage. Cette idée est également défendue par Ó Cofaigh (1996) dans sa synthèse sur les vallées tunnel, rappelant qu'il faut rester prudent quant à la relation entre creusement et remplissage de la vallée. Il peut exister un temps relativement long entre ces deux événements, qui n'auront pas nécessairement de lien génétique, ne permettant donc pas de conclure sur le creusement de la vallée à partir des observations du remplissage.

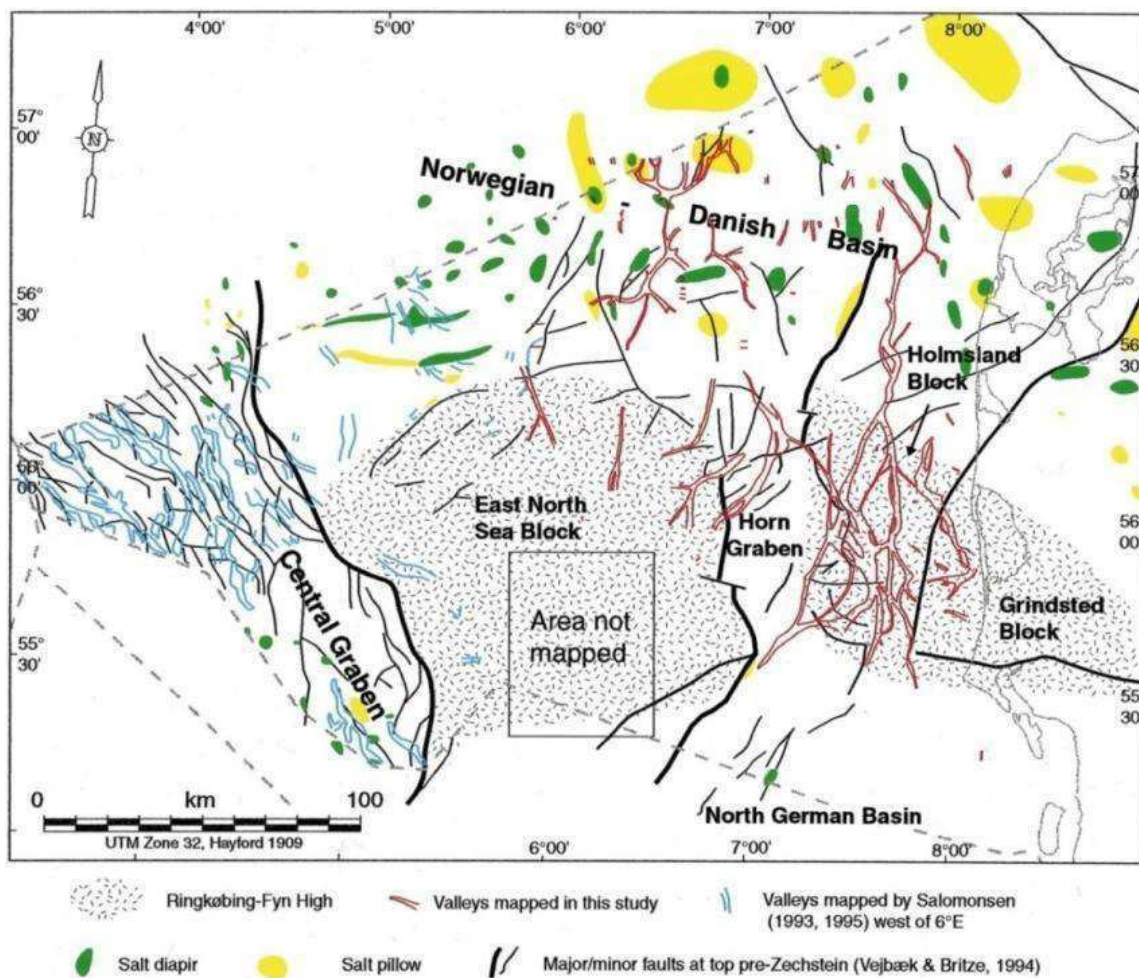


Figure 1.29 : Cartographie des vallées tunnel, des structures salifères et des principaux accidents structuraux en Mer du Nord (d'après [Vejbæk & Britze, 1994](#), in [Huuse & Lykke-Andersen, 2000](#))

D'autres facteurs sont susceptibles d'influencer la localisation des vallées tunnel. Des études soulignent le contrôle que pourrait jouer d'anciens cours d'eau, préglaciaires ou proglaciaires (Krüger, 1983) ou la présence de diapirs salifères (Piotrowski, 1994). Dans ce dernier cas, la relation est indirecte. La position de la vallée tunnel est contrôlée par une compaction différentielle au niveau d'un diapir de sel qui favorise ensuite le drainage des eaux de fonte. Cependant, la localisation de ces vallées tunnel résulte également d'un contrôle à l'échelle du bassin, plutôt que de facteurs locaux (Huuse & Lykke-Andersen, 2000). Un contrôle structural, envisagé par de nombreux auteurs, est représenté en Mer du Nord par les grands accidents structuraux que constituent les systèmes de graben et les failles associées (Figure 1.29).

Les travaux réalisés sur l'Ordovicien en Afrique du Nord montrent également un contrôle structural, au moins partiel, de la position des vallées glaciaires (Rognon et al., 1968 ; Beuf et al., 1971, Robertson, 2002 ; Ghienne et al. 2003). Dans les Tassili des Ajjers comme dans le Mouydir, certaines vallées sont bien localisées sur des accidents tectoniques et des anticlinaux. Dans l'Arche des Gargaf quelques vallées de grandes tailles sont creusées à proximité directe de grands accidents (Figure 1.27 ; 1.30).

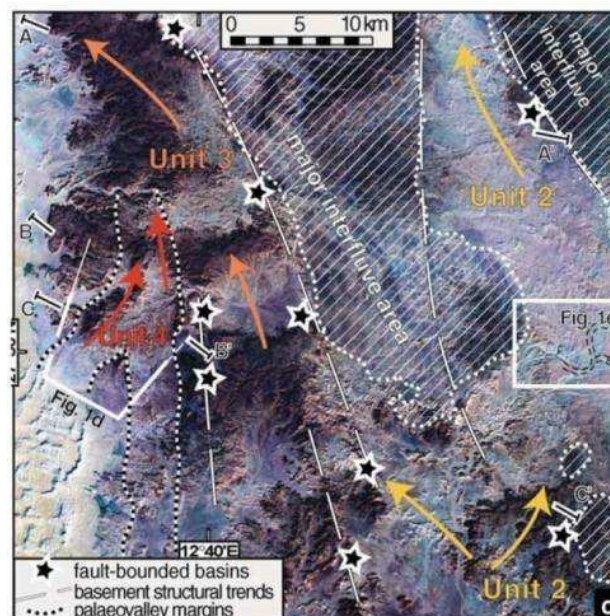
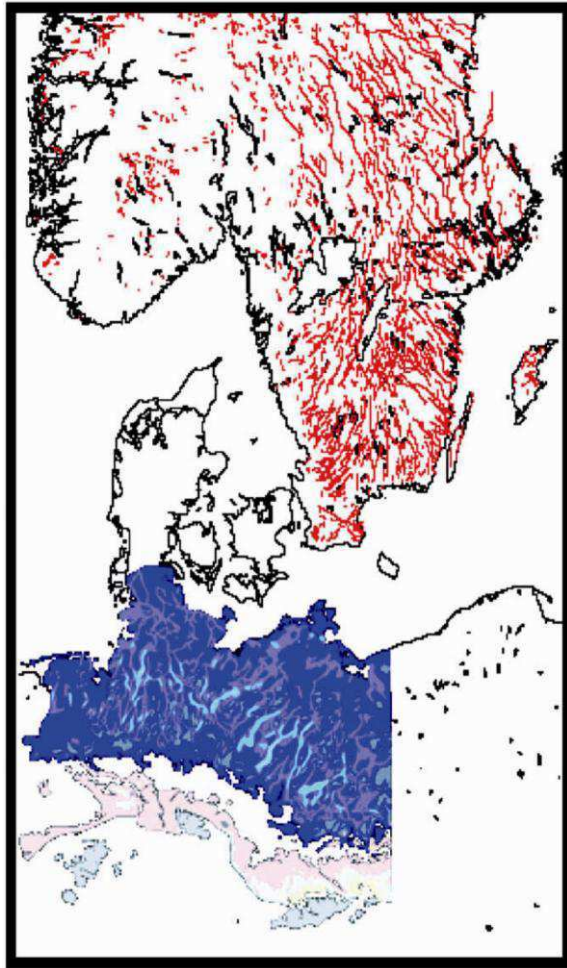


Figure 1.30 : Relation entre la position de la vallée tunnel et principaux accidents structuraux dans l'Arche des Gargaf, Lybie. (D'après Ghienne et al., 2003).

2.6. APPOINT DE LA MODELISATION



Les eaux de fonte, qu'elles soient d'origine sous-glaciaire ou d'origine supraglaciaire puis drainées jusqu'à la base du glacier via les réseaux de moulins ou de fractures, représentent d'importants volumes qui doivent être évacués vers le front des calottes ou des glaciers. Généralement, les eaux de fonte sont drainées via des réseaux de chenaux à la base du glacier, suivant le plus fort gradient de pression et la pente du glacier (Röthlisberger, 1972)

Figure 1.31 : Carte de distribution des eskers (rouge) sur le bouclier scandinave et des vallées tunnel (bleu) sur l'Allemagne (D'après Meyer, 1983, in Boulton et al., 2009).

L'approche principalement basée sur l'observation et l'étude comparée avec d'autres objets ou d'autres environnements, peine à fournir les arguments nécessaires à la compréhension des mécanismes de formation des vallées tunnel ou de leur localisation. Dès la fin des années 80, Boulton & Hindmarsh (1987) ont basé leurs travaux sur la modélisation des pressions fluides et des écoulements d'eau de fonte afin d'élaborer un modèle de creusement de la vallée.

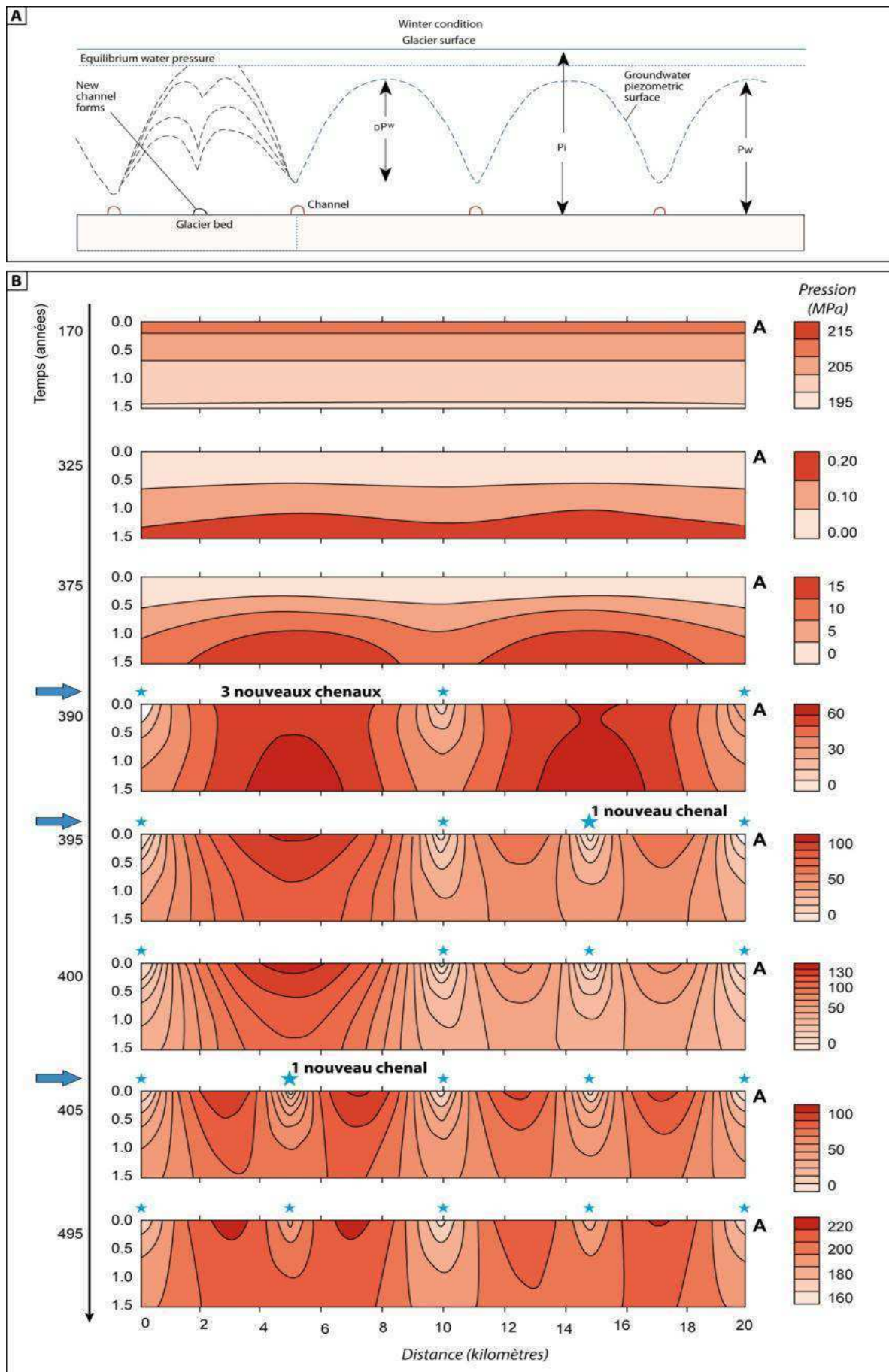
La cartographie des surfaces englacées au cours du Pléistocène en Europe du Nord montre que les eskers sont exclusivement situés sur la Scandinavie (substrat rocheux) et que les vallées tunnel ne se développent que sur des substrats meubles ou peu indurés du Danemark, de l'Allemagne et de la Pologne (Figure 1.31). Boulton et al. (2009) proposent que les processus à l'origine de ces deux morphologies soit identiques. La différence proviendrait uniquement de la nature du substrat, les eskers se développant sur le substrat rocheux, les vallées tunnel sur le substrat peu induré et perméable. Il

existerait ainsi un couplage fort entre l'écoulement des eaux de fonte dans les chenaux et dans l'aquifère. C'est le modèle *Groundwater-channel coupling* (Boulton et al., 2007a,b).

Ce modèle a plusieurs implications quant à la distribution des chenaux, leur rôle dans le drainage des eaux de fonte et *in fine* dans la formation des morphologies sous-glaciaires (eskers ou vallées tunnel).

- L'organisation du drainage sous-glaciaire sur un substrat perméable et à faible relief est directement contrôlé par le couplage entre l'écoulement dans l'aquifère et dans les chenaux.
- D'après le modèle Boulton & Hindmarsh (1987), la formation de chenaux intervient lorsque la pression effective est proche de zéro, c'est à dire quand la pression hydrostatique (P_w), exercée par l'eau de fonte circulant dans le sédiment, égale le poids de la glace (P_i) exercé sur le sédiment ($P_{\text{effective}} = P_i - P_w$) (Figure 1.32A).
- La forte pression P_w entraîne l'instabilité du sédiment car P_w égale le poids des grains, entraînant des phénomènes de liquéfaction. L'expulsion de l'eau s'effectue verticalement en direction du chenal à l'interface glace/substrat au point de plus faible pression effective. Les plus faibles pressions effectives seront donc localisées dans les zones topographiques basses et à l'aplomb des sédiments possédant une faible perméabilité.
- La distribution et la fréquence des chenaux sont fonction de la capacité à évacuer les eaux de fonte. L'augmentation du nombre de chenaux doit compenser l'augmentation du flux d'eau et permettre ainsi de conserver l'équilibre et la stabilité de la calotte. Pour résumer, un substrat perméable avec de faibles volumes d'eau nécessitera un nombre réduit de chenaux. A l'inverse, un substrat peu perméable et/ou d'importants flux d'eau (variabilité saisonnière) nécessiteront de nombreux chenaux (Figure 1.32B)
- Une fois le nouveau chenal formé à l'interface glace-substrat, sa position est fixe. Le chenal se développe dans le substrat à mesure que le matériel liquéfié sera expulsé vers l'exutoire. La position de la vallée tunnel qui résulte de mécanismes est donc exactement la position du chenal dont elle dérive à l'origine.

Figure 1.32 (Page suivante): A) Modèle simplifié du couplage entre l'aquifère et les chenaux sous-glaciaires (Boulton et al., 2007a). Les zones de plus faible perméabilité (à gauche) ne peuvent pas assumer la totalité du transfert des eaux de fontes, et des chenaux se forment à l'interface glace-substrat pour compenser. Plus la perméabilité est faible, plus le nombre de chenaux nécessaires est élevé. B) Evolution dans le temps des gradients de pression dans l'aquifère sous la calotte. On note l'augmentation des pressions jusqu'à l'apparition des 3 premiers chenaux qui permettent de réduire considérablement la pression. Les chenaux se mettent en place à l'aplomb des pressions d'eau (P_w) les plus élevées. Ces pressions s'exercent contre le poids de la glace et causent une instabilité locale avec une pression effective quasi nulle ($P_e = P_i - P_w$). La formation des chenaux a pour but de compenser l'augmentation de la pression d'eau dans les sédiments.



3. BILAN

Cette synthèse bibliographique a permis d'apporter les premiers éléments de réponse concernant l'environnement sous-glaciaire et les vallées tunnel. Ainsi, les points suivant peuvent être retenus :

L'environnement sous-glaciaire constitue donc une interface complexe, avec la coexistence dans l'espace des conditions thermiques et rhéologiques de la glace et donc de processus de sédimentation, d'érosion et de déformation. Cette variabilité spatiale se double également d'une variabilité temporelle. Les conditions de couplage évoluent à différentes échelles de temps, au cours des cycles de glaciation/déglaciation ou au cours des saisons. L'environnement sous-glaciaire généralement associé aux faciès grossiers et mal triés, souvent déformés, qui enregistrent les phases de couplage entre la glace et le substrat (till, diamictites). Il peut également être associé à des faciès tractifs lors des phases de découplage. Ces dernières permettent ainsi le stockage de sédiments transférés sous la glace. Néanmoins, ces faciès posséderont des caractéristiques propres en termes de géométrie, de processus sédimentaire ou de mécanismes de déformation ([Brodzikowski & van Loon, 1991](#), [Kjær et al., 2006](#), [Denis et al., 2009 ; 2010](#)).

Les travaux réalisés sur les vallées tunnel quaternaires et ordoviciennes permettent de définir les grandes caractéristiques morphologiques de ces objets, d'appréhender la nature du remplissage et les processus de dépôt. Néanmoins, certains points sont encore débattus, parmi lesquels la dynamique de remplissage de ces vallées tunnel, notamment à travers la définition d'un modèle de remplissage, illustrant les environnements et processus de dépôt, ainsi que la géométrie des corps sédimentaires qui leurs sont associés. La synthèse bibliographique met également en évidence le débat qui persiste autour de l'origine de ces vallées. Les questions posées concernent le rôle des eaux de fonte sous la calotte dans les mécanismes de creusement, mais également le rôle de la lithologie et de l'héritage structural sur la localisation des vallées tunnel. Les surpressions fluides qui provoquent la liquéfaction et le modèle de formation de la vallée par érosion continue, développé par [Boulon & Hindmarsh \(1987\)](#), s'expriment sur un substrat meuble non-consolidé. Le modèle catastrophique ([Piotrowski, 1994](#)) lié à la présence d'un permafrost, implique une terminaison continentale. Ce modèle, appliqué à l'Ordovicien par [Le Heron et al. \(2004\)](#), peine cependant à s'appliquer dans le cas d'une calotte avec une terminaison marine.

CHAPITRE II

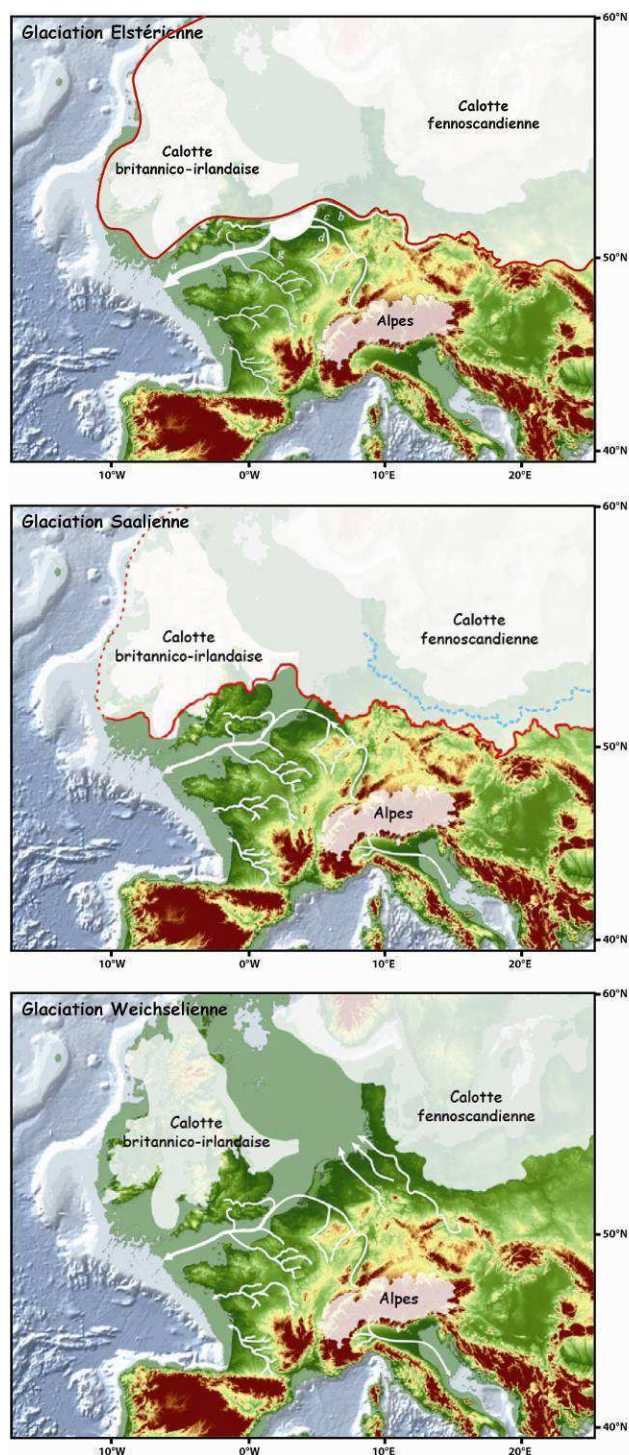
Dynamique sédimentaire d'une
marge glaciaire :

Critères de reconnaissance de
l'environnement sous-glaciaire

1. CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE ET PALEOGLACIOLOGIQUE

1.1. Glaciations en Europe au Pléistocène

Au cours du Pléistocène moyen et supérieur, le continent européen est marqué par une succession de périodes glaciaires et interglaciaires, associées à des phases de croissance et de fonte de grandes calottes glaciaires (Figure 2.1). Trois grands épisodes de glaciation peuvent être définis (Ehlers & Gibbard, 2004 ; Gibbard & Cohen, 2008), également identifiés par les différentes générations de vallées tunnel en Mer du Nord (Huuse & Lykke-Andresen 2000 ; Stewart & Lonergan, 2009) :



La glaciation Elstérienne ou Anglienne qui constitue une glaciation majeure du Pléistocène, caractérisée par une extension importante des calottes britanniques et scandinaves, probablement coalescentes (Ehlers & Gibbard, 2004), ont atteint les régions situées au nord de la Tamise en Angleterre (Bowen, 1999 ; Clark et al., 2004) et les régions de Thuringe et de Saxe en Allemagne (Ehlers et al., 2004).

La glaciation Saalienne ou Wolstonienne, de moindre envergure que l'épisode Elstérien, se caractérise par la formation d'une calotte de très grande dimension, formée par l'assemblage des calottes britanniques et scandinaves au-dessus de la Mer du Nord (Ehlers & Gibbard, 2004). Toutefois, cette fusion aurait pu être temporaire, laissant alors la possibilité à un réseau fluvial de se développer en Mer du Nord (Ehlers, 1990 ; Ehlers et al., 2004).

Figure 2.1 : Carte d'extension des calottes européennes au Pléistocène au cours des trois grandes glaciations : la glaciation Elstérienne, Saalienne et Weichselienne. (Modifié d'après Ehlers & Gibbard, 2004 ; Toucanne et al., 2009 et le site www.craies.crihan.fr).

- La glaciation Weichselienne ou Devensienne, est la plus récente et la mieux contrainte, son extension est déterminée par la position des moraines frontales associées au stade d'avancée maximale, et est très bien cartographiée. Les hypothèses divergent quant à savoir si les calottes glaciaires scandinaves et britanniques ont fusionné, recouvrant la Mer du Nord, ou bien si celle-ci resta libre de glace et permettant le développement d'un réseau fluvial de se développer (Carr et al., 2000, Sejrup et al., 2000 ; Carr, 2004 ; Boulton & Hagdorn, 2006 ; Bradwell et al., 2008). Alors que cette période représente l'extension la moins importante de la calotte sur l'Europe continentale (Ehlers & Gibbard, 2004), elle est marquée par un stade d'extension importante sur la partie occidentale de la calotte irlandaise (McCabe et al., 2007, Ó Cofaigh & Evans, 2007).

1.2. Paléogéographie des îles britanniques et de l'Irlande au Weichselien

Au niveau de l'Irlande, de très nombreuses études se sont succédées (Eyles & McCabe, 1989, Scourse & Furze, 2001, Bowen et al., 2002, Ballantyne et al., 2008, McCabe et al., 2005, 2007, Ó Cofaigh & Evans, 2007 ; Livingstone et al., 2012) afin d'établir la chronologie des oscillations des calottes irlandaises et britanniques (*British and Irish Ice-Sheet ou BIIS*).

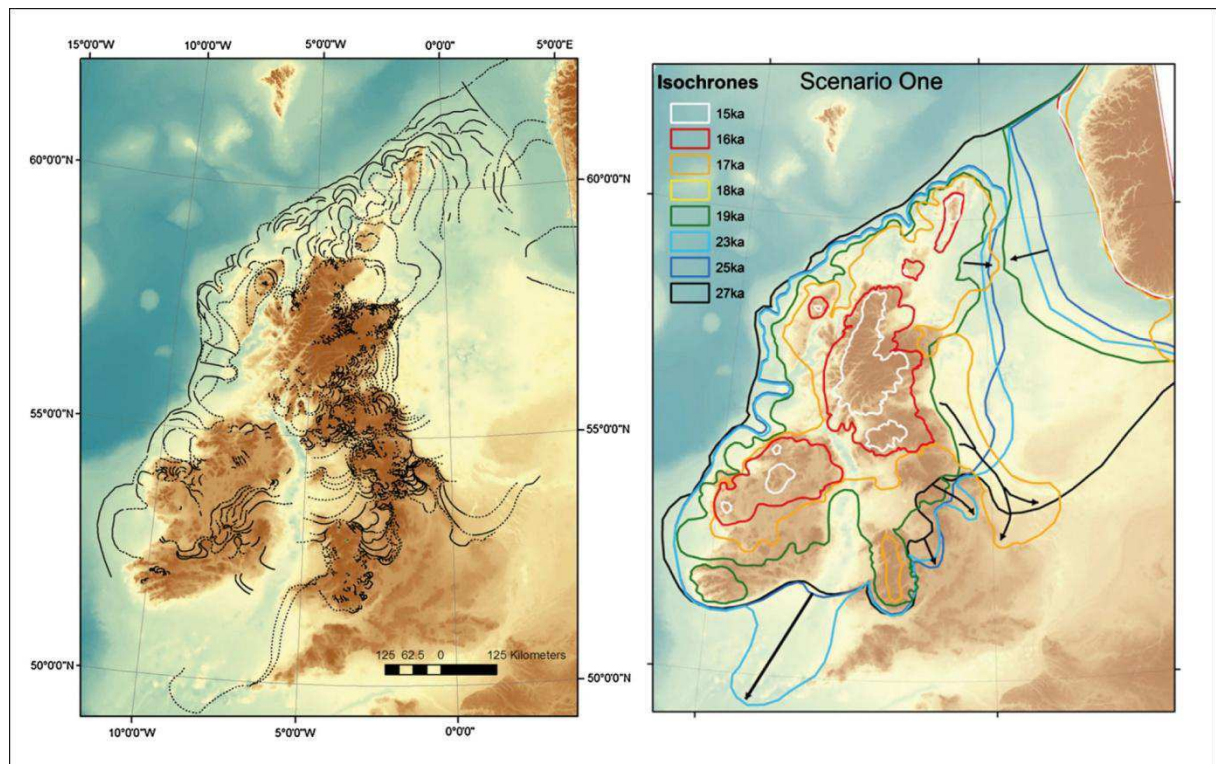


Figure 2.2: Position des moraines frontales de la calotte Weichselienne et reconstitution des phases d'avancées et de retrait au cours du temps (Livingstone et al., 2012).

La première avancée glaciaire majeure, associée au développement de l'*ice-stream* de la Mer d'Irlande (ISIS), a vu le front glaciaire atteindre les Iles Scilly (Hiemstra et al., 2006) avant un retrait rapide à hauteur de la côte sud du Pays de Galles (Figure 2.2). Cette oscillation fut de très courte durée, inférieure à 4000 ans. En effet dès 19ky BP, le front glaciaire se situait très probablement dans le chenal Saint George au nord de Dublin. Les régions continentales actuelles de l'Irlande et du Pays de Galles restaient encore englacées. Ainsi, à cette échelle/résolution, la région de Killiney Bay est très probablement restée sous la calotte entre 27ky BP et 19ky BP.

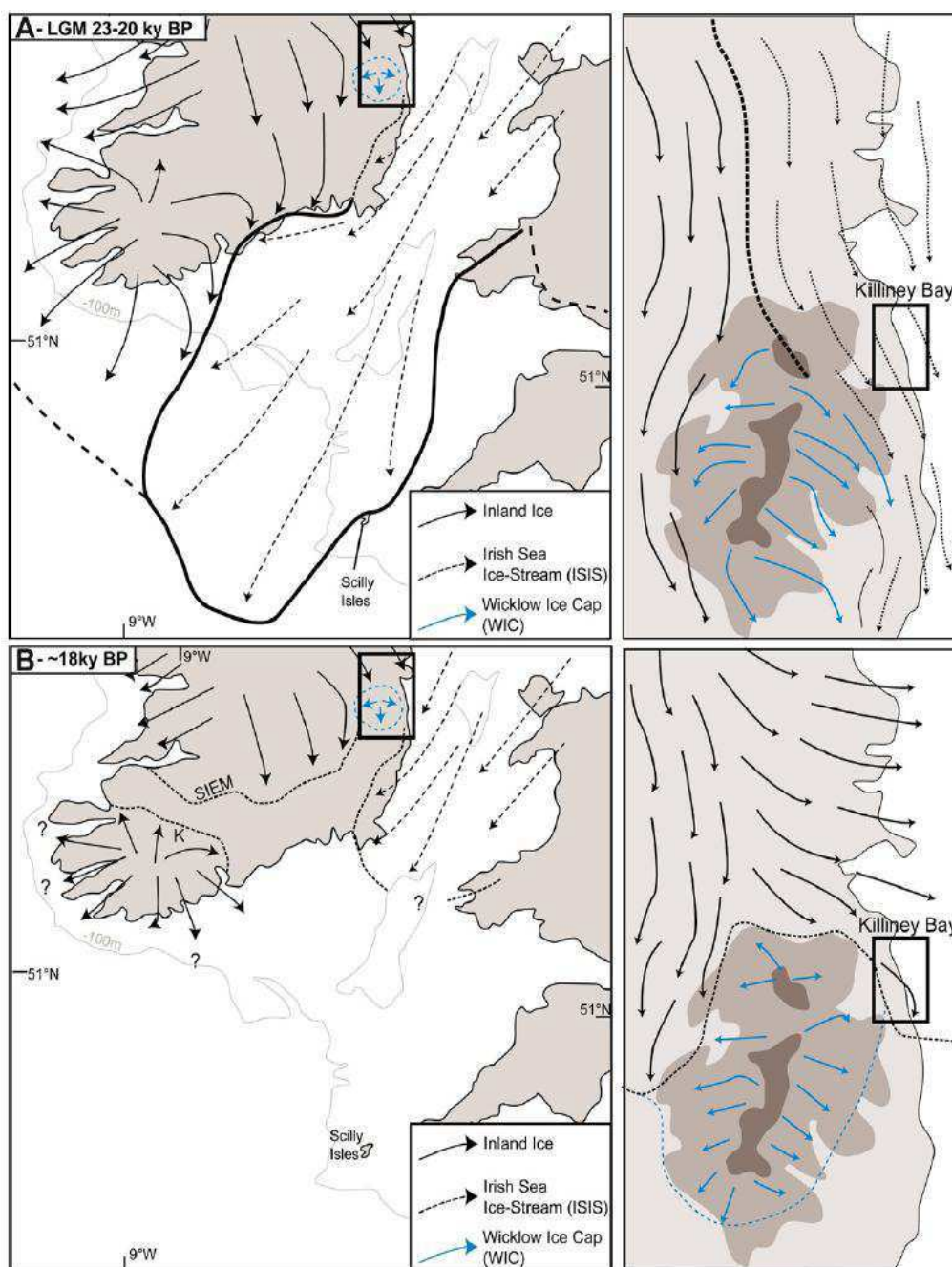


Figure 2.3 : Carte d'extension de la calotte glaciaire sur la Mer d'Irlande et détail des flux de glace au dessus de Killiney Bay au maximum d'extension vers 23-25ky BP (A) et immédiatement après vers 18ky BP (B). (D'après Warren, 1993 ; O Cofaigh & Evans, 2007).

Ces travaux montrent que Killiney Bay est située dans une zone caractérisée par la confluence de plusieurs flux de glace (**Figure 2.3**) :

- Un flux principal correspond à l'*ice-stream* de la Mer d'Irlande, qui drainait alors les régions du nord de l'Irlande et l'Ecosse. L'écoulement était dirigé globalement vers le sud.
- Un écoulement venant des régions internes/centrales d'Irlande, avec une direction globalement vers le sud-est.
- Un écoulement très local, centré sur la chaîne des *Wicklow Mountains*, avec un écoulement radial, globalement vers l'est et le sud-est au niveau de Killiney Bay.

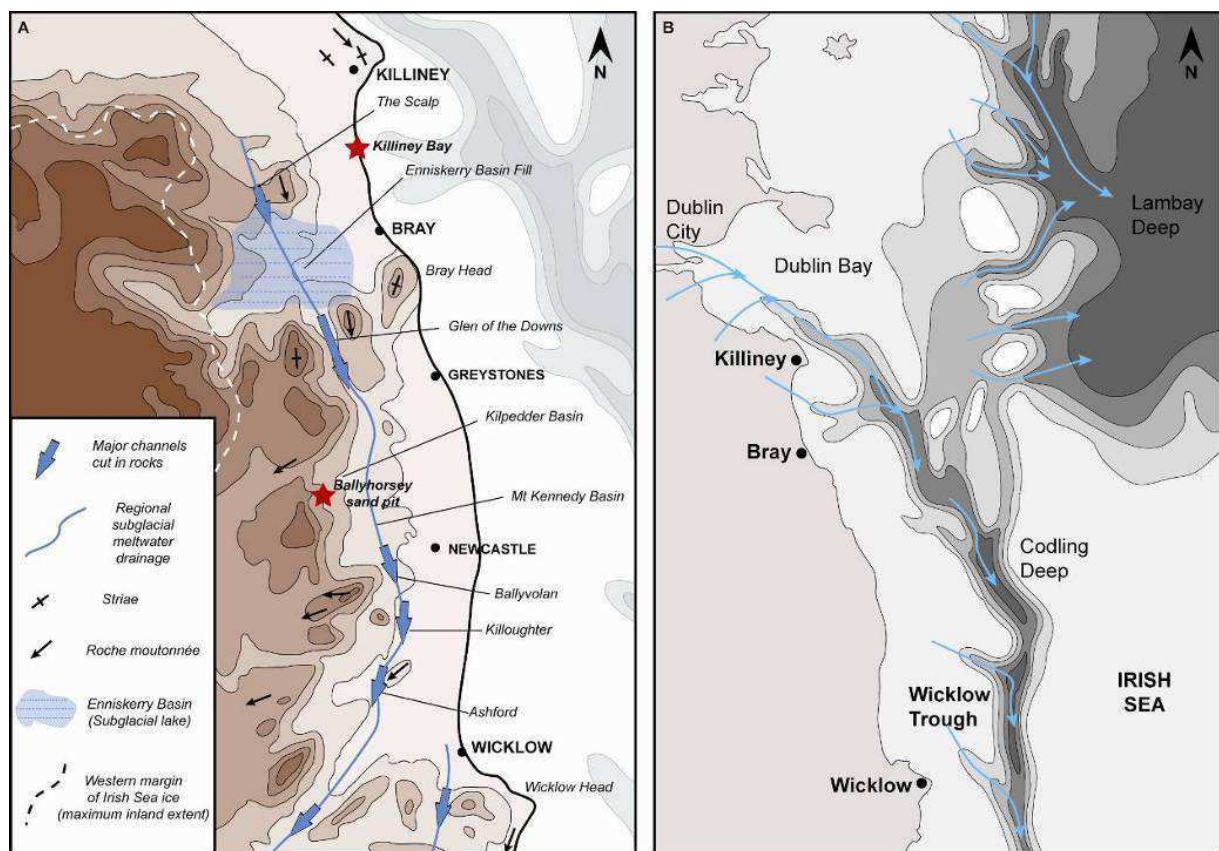


Figure 2.4 : A) Carte topographique simplifiée de la côte du comté des Wicklow Mountains présentant le réseau de drainage sous-glaciaire mis en évidence par McCabe & Ó Cofaigh (1994). Les sites d'étude de Killiney Bay et Ballyhorsey sont également positionnés. B) Carte topographique simplifiée du fond marin à hauteur des Wicklow Mountains, illustrant les canyons sous-marins vraisemblablement en connexion avec le réseau de drainage sous-glaciaire (d'après Eyles & McCabe, 1989).

Le flux majoritaire de l'*ice-stream* de Mer d'Irlande a paradoxalement assez peu influencé Killiney Bay, puisque l'écoulement venant de Mer d'Irlande a pénétré de quelques kilomètres au-delà des côtes actuelles avant de rapidement reculer (McCabe et al., 2007), les deux autres flux de glace redevenant prépondérants au-dessus de la région (Warren, 1993).

Par ailleurs, McCabe & Ó Cofaigh (1994) ont mis en évidence un réseau de drainage sous-glaciaire à l'échelle régionale, formé par des dépressions topographiques, mises en connexion par des chenaux creusés dans la roche. Ce réseau se développe globalement selon un axe nord-sud, à l'est des *Wicklow Mountains* (Figure 2.4A). D'après ces auteurs, l'une des dépressions, le bassin d'Enniskerry a pu fonctionner comme un lac sous-glaciaire. Ce réseau de drainage et la baie de Killiney sont situés en amont d'une dépression orientée NW-SE en mer et qui faisait partie d'un réseau de vallées tunnel qui drainait les eaux de fonte dans le bassin de la Mer d'Irlande et jusqu'au front glaciaire (Figure 2.4B ; Eyles & McCabe, 1989).

2. MODELE DE DEPOT DANS DES CAVITES SOUS-GLACIAIRES – EXEMPLE QUATERNAIRE

2.1. Contexte et objectifs

Le travail mené sur l'enregistrement quaternaire en Irlande a pour but de définir un modèle de dépôt dans un environnement sous-glaciaire, à partir d'un enregistrement sédimentaire mieux préservé qu'à l'Ordovicien et dans un cadre paléogéographique mieux contraint. La baie de Killiney, présente un enregistrement sédimentaire latéralement très continu (6-7 km) et d'environ 10-15 m d'épaisseur. Ce site a été très étudié depuis la fin du 19^{ème} siècle et les différents travaux ont contribué à développer de nombreux modèles, dont les conclusions sont contradictoires et controversées. Rijdsdijk et al. (2010) ont réalisé une étude très détaillée des structures de déformation à l'échelle macroscopique et microscopique sur l'ensemble de l'affleurement, permettant de compléter une première étude réalisée sur un secteur plus réduit (Rijdsdijk et al., 1999). Les résultats illustrent explicitement le caractère sous-glaciaire des diamictites. Néanmoins, cette étude ne propose pas d'analyse détaillée des processus de dépôt des faciès triés de sables et des graviers, et pour lesquels ces auteurs concluent à un environnement de dépôt fluvioglaciaire.

Notre étude est donc basée sur l'acquisition de nouvelles données, dans le but de déterminer des critères diagnostiques permettant de différencier environnements sous-glaciaires et proglaciaires. Ce travail complète les précédents travaux de Rijdsdijk et al. (2010), par une approche intégrée incluant une analyse architecturale et sédimentologique détaillée ainsi qu'une description des structures de déformation en relation avec les associations de faciès définis. Le travail s'est focalisé sur l'unité de sables et de graviers intercalée entre deux diamictites et qui présente une bonne continuité latérale sur environ 3,5 km.

Cette étude a fait l'objet d'une publication au journal *Quaternary Science Reviews* sous la référence:

Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Desaubliaux, G. & Portier E., 2012. Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. *Quaternary Science Reviews* 33, 142-164.

L'article est structuré de la façon suivante : La première partie présente la stratigraphie, les associations de faciès et environnements de dépôt associés aux unités étudiées. La seconde partie répertorie et décrit les différentes structures de déformations associées à chacune des séquences de dépôts et associations de faciès décrites précédemment. La synthèse des informations stratigraphiques, sédimentologiques et associées aux structures de déformations permettent de proposer un modèle de dépôt sous-glaciaire. En discussion, l'article propose de mettre en relation les éléments caractéristiques des processus sédimentaires et de déformation de cavités sous-glaciaires avec la dynamique glaciaire, c'est-à-dire les conditions de couplage/découplage de la glace et du substrat, la morphologie du système de drainage des eaux de fonte sous-glaciaires et les vitesses d'écoulement de la glace.

2.2. Article publié dans *Quaternary Science Reviews*



Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics

Sylvain Clerc^{a,b,*}, Jean-François Buoncristiani^a, Michel Guiraud^a, Guy Desaubliaux^b, Eric Portier^b

^a Laboratoire Biogeosciences UMR/CNRS 5561 Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 DIJON, France

^b GDF Suez, Direction Exploration Production, 1 Place Samuel de Champlain, Faubourg de l'Arche 92930 Paris La Défense Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 July 2011

Received in revised form

25 November 2011

Accepted 1 December 2011

Available online 9 January 2012

Keywords:

Subglacial sedimentation

Subglacial deformation

Dyke

Hydrofracturing

Fluid pressure

Killiney Bay

Ireland

ABSTRACT

Subglacial meltwater drainage and sedimentary processes play a major role in ice-sheet dynamic but there is a lack of study of subglacial environment because modern ice-sheet beds remain inaccessible. Previous authors already intended to provide diagnostic criterion and recent investigations suggest that fluid pressure variations are a key factor in subglacial environment. This paper investigated the late Devensian sedimentary record in order to describe subglacial sedimentological facies associations and deformation features related to fluid overpressures. We used an integrated approach, based on stratigraphy, sedimentology and deformations styles to demonstrate a subglacial depositional model. The studied interval is composed of stratified gravel and sand interbedded with diamicton and boulder pavement, deposited in depressions formed by irregularity of the upper surface of diamicton. Deformation structures include convolutes, dykes and normal micro-faulting. Dykes show different dip directions from vertical, oblique to subhorizontal from which both directions of shortening and extension can be determined. Vertical dykes are formed under pure shear strain related to ice weight only. Oblique dykes imply both ice-bed coupling and simple shear strain between ice and substrate induced by flowing ice related to progressively increasing meltwater drainage intensity. Horizontal dykes are formed when minimum strain is vertical and therefore the overpressure exceeds the weight of overburden. They are associated with high meltwater drainage intensity and ice-bed uncoupling and refer to hydrofracturing. Overall, depositional and deformation sequence also illustrates the increasing intensity of meltwater drainage in small cavity as high energy channelised deposits, and in large cavities where subaqueous fan are deposited under hydraulic jump conditions. Moreover, large cavities represent lee-side cavities formed by fast-flowing ice over an obstacle. Hydrofracturing is likely to occur when a dense fluid, potentially associated with catastrophic drainage of an upstream cavity enters the low-pressure confined environment of a downstream cavity and is injected under pressure in the soft substrate. The studied glacial sequence represents a regional pattern probably related to an allocyclic control on sedimentation linked to long-term glacial dynamics rather than local depositional conditions. Based on these results, we provided a synthetic model linking depositional and deformation processes during ice-sheet growth and decay, but also valid at different timescales from annual to seasonal scale.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Present-day observations of ice-sheets show that meltwater at the ice-bed interface may be of glacial, supraglacial or subglacial origin (Röthlisberger and Lang, 1987; Paterson, 1994; Fountain et al., 2005; Zwally et al., 2005). Glacier mass-balance influences subglacial

meltwater discharge controlling water pressure at the ice-bed interface (Piotrowski et al., 2004, 2006; Boulton et al., 2007a; Denis et al., 2009, 2010). A negative mass-balance is due to high meltwater discharges at the ice-bed interface (IBI), leading to basal water pressure increase, basal friction reduction and an increase in ice-flow velocity. A positive mass-balance corresponds to low meltwater discharge, which draws down basal water pressure, increases basal friction and reduces ice-flow velocity. These discharge patterns vary over different timescales (Liboutry, 1979; Kamb, 1987; Menzies, 2002; Benn and Evans, 2010). During deglaciation phases, a negative mass-balance increases meltwater discharge and glacier motion leading to ice-sheet decay (Bell, 2008; Lüthi, 2010; Schoof, 2010).

* Corresponding author. Laboratoire Biogeosciences UMR/CNRS 5561 Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 DIJON, France. Tel.: +33 0 156654985.

E-mail addresses: sylvain.clerc@u-bourgogne.fr (S. Clerc), jfbuon@u-bourgogne.fr (J.-F. Buoncristiani), michel.guiraud@u-bourgogne.fr (M. Guiraud), guy.desaubliaux@gdfsuez.com (G. Desaubliaux), eric.portier@gdfsuez.com (E. Portier).

Over soft-bedded ice-sheets, fluid pressure variations control sediment rheology, modulating substrate deformation (Boulton and Hindmarsh, 1987; Piotrowski et al., 2004). A significant proportion of glacier flow velocity can be imparted to this deformation, promoting rapid ice-flow referred to as ice-streaming, but also normal 'non-streaming' flow (Alley et al., 1987; Bennett, 2003). High fluid pressure exceeding overburden weight creates localised ice-bed uncoupling, leading to ice-flow over a thin meltwater film (Piotrowski and Tulaczyk, 1999; Munro-Stasiuk, 2000; Kamb, 2001). A fast ice-flow over an uneven bed controls subglacial cavities development behind bedrock relief (Weertman, 1964; Lliboutry, 1979; Kamb, 1987; Dardis and Hanvey, 1994; Schoof, 2005). Under present-day ice-sheets, subglacial lakes and smaller water-filled cavities represent substantial amount of meltwater which can be temporary stored or drained by intermittent interconnections (Siegert and Bamber, 2000; Siegert et al., 2005; Wingham et al., 2006; Bell et al., 2007; Fricker et al., 2007).

Subglacial meltwater drainage and sedimentary processes play a major role in ice-sheet dynamic but there is a lack of study of subglacial environment because modern ice-sheet beds remain mainly inaccessible (Menziés and Shilts, 2002; Bennett, 2003; Boulton et al., 2007a, 2007b). The study of Pleistocene ice-sheet deposits and geomorphology provides opportunities to understand subglacial environments. Yet, there is few sedimentological diagnostic criterion to discriminate subglacial from periglacial environments (Brodzikowski and van Loon, 1991; Piotrowski, 1997; Rijdsdijk et al., 1999, 2010; van der Meer et al., 1999; Menziés and Shilts, 2002; Piotrowski et al., 2006). Recent investigations of deformation structures demonstrate the effect of fluid pressure variations in subglacial environment (Denis et al., 2009, 2010; Lesemann et al., 2010). However, fluid pressure deformations can be spatially restricted, weak or absent, even in a subglacial environment (Piotrowski et al., 2001, 2004; Iverson et al., 2003). The objective of this study is to define a depositional model in subglacial cavities based on an integrated approach that combines stratigraphy, detailed sedimentological characteristics and deformation styles.

This paper examines architecture, sedimentology and deformation structures of glacial sediments in Killiney Bay, Ireland, an area close to the margin of the British and Irish Ice-Sheet during late Devensian deglaciation. In this area, we have an exceptional record of subglacial large and small cavities environments. The objectives are to describe subglacial sedimentological facies associations and deformation features related to fluid overpressures. Based on these results, we aim to provide diagnostic criterion that help discriminate a subglacial depositional environment in order to link sedimentological characteristics, deformation styles and ice-sheet dynamic.

2. Geological setting

The study is based on the examination of a cliff in Killiney Bay (Fig. 1A), on the East-Central Ireland coastline, 15 km south of Dublin. This exposure corresponds to glacial sediments (Bowen, 1973; Hoare, 1977; Eyles and McCabe, 1989; Warren, 1993; Rijdsdijk et al., 1999, 2010), deposited unconformably over Lower Palaeozoic sandstones (Fig. 1B). It is surrounded in the south by a NE–SW ridge (Bray Head) composed of Cambrian metamorphic rocks. Leinster granite, interpreted as a Caledonian intrusion is exposed on the eastern side of the Wicklow Mountains and Killiney Hill. Further north, Dublin lowlands expose Carboniferous Limestones (McConnell et al., 1994).

During the Last Glacial Maximum (Devensian/Midlandian), a huge ice-sheet covered the British Isles and Ireland. Its presence over the study area is attested from 26 ka to 17.3 ka BP (Bowen et al., 2002; McCabe and Clark, 2003; Ballantyne et al., 2006) reaching a maximum extent after 20 ka BP (Ó Cofaigh and Evans, 2007; Evans et al., 2009; Hubbard et al., 2009) (Fig. 2A).

In the study area, glacial paleo ice-flow pattern was characterized by the confluence of the southward-flowing Irish Sea Ice Stream (ISIS), an Irish mainland ice-flow originating in northern and central Ireland and flowing south to south-east, and the local Wicklow Ice Cap over the Wicklow Mountains.

The ISIS did not flow far inland but was constrained along the present-day coastline (Warren, 1993), reaching a maximum inland extent dated at 17.8 ka BP (McCabe and Clark, 2003), after which it rapidly retreated. During the final stages of deglaciation (Fig. 2B), divergent flows (NE–SW to NW–SE) are also reported and are related to the Wicklow Ice Cap (Warren, 1993; Smith and Knight, 2011).

According to Eyles and McCabe (1989), the glacial sequence in Killiney Bay is deposited in a tunnel-valley connected to offshore canyons and related to a subglacial drainage network. A large depression enclosed between bedrock ridges is identified a few kilometres SW of Killiney, near Enniskerry. This depression corresponds to a subglacial lake (Fig. 1A) which belongs to a more regional subglacial meltwater system, nearly 30 km in extension from north to south, parallel to regional ice-flow and composed of interconnected basins linked by bedrock channels (McCabe and Ó Cofaigh, 1994).

Successive studies of the Killiney Bay glacial sequence have led to hypotheses ranging from marine or glaciomarine to terrestrial interpretations, or a combination of all these environments (Rijdsdijk et al., 2010, and references therein). Eyles and McCabe (1989) were the first to use a glacial lithofacies description to justify a glaciomarine environment. Isostatic rebound estimation of relative sea level at +120 m above the present-day level would have allowed glaciomarine conditions to develop immediately after the ice-sheet retreated. Sedimentary units were therefore interpreted as part of an ice-proximal glaciomarine system. Recently, Rijdsdijk et al. (2010) re-interpreted the glacial sequence with a complete glaciotectionic approach based on deformation intensity and style, and macro/microfabric analyses. Their study offers an overview of the complete Killiney Bay section, including every sedimentary units, but mainly focus on deformation structures and the origin of diamictos. Diamictos were interpreted as subglacial tills and proglacial flow tills. Stratified sand and gravel units were interpreted as glaciofluvial deposits and gravel fans in proglacial ponds or lakes, in contact with the glacier margin during a phase of glacier retreat. A later ice-front readvance led the glacier to override previously deposited sediments, overprinting glaciotectionic deformations, and to overconsolidate diamictos (Rijdsdijk et al., 1999, 2010).

Shell fragments identified in the sequence (Sollas and Praeger, 1894, in Rijdsdijk et al., 2010), belong to 68 taxa dated from the Quaternary and pre-Quaternary, encompassing cold and warm conditions and estuarine to deep water environments. According to Rijdsdijk et al. (2010), this fauna is associated with reworked sediments and therefore cannot support the glaciomarine interpretation.

3. Stratigraphy and geometry

The cliff ranges from 8 to 12 m in height but some sections have slumped and are inaccessible for analysis. Only 1.3 km out of the complete section was studied carefully by lateral mapping based on panoramic photographs to sketch major sedimentary units and bounding surfaces (Fig. 3A). In this paper, the interval studied is divided into four smaller sections: Shanganagh Park North (SPN) and South (SPS), Corbawn Lane North (CLN) and South (CLS).

The section (Fig. 3B) includes four diamictos (units numbered 2, 4, 5 and 6) and 2 units of gravel and sand (units numbered 1 and 3).

- Unit 1 is mainly located below beach level, is very poorly exposed, and reaches an apparent maximum of 1 m thickness. It is composed of gravels and is erosively overlain by Unit 2.

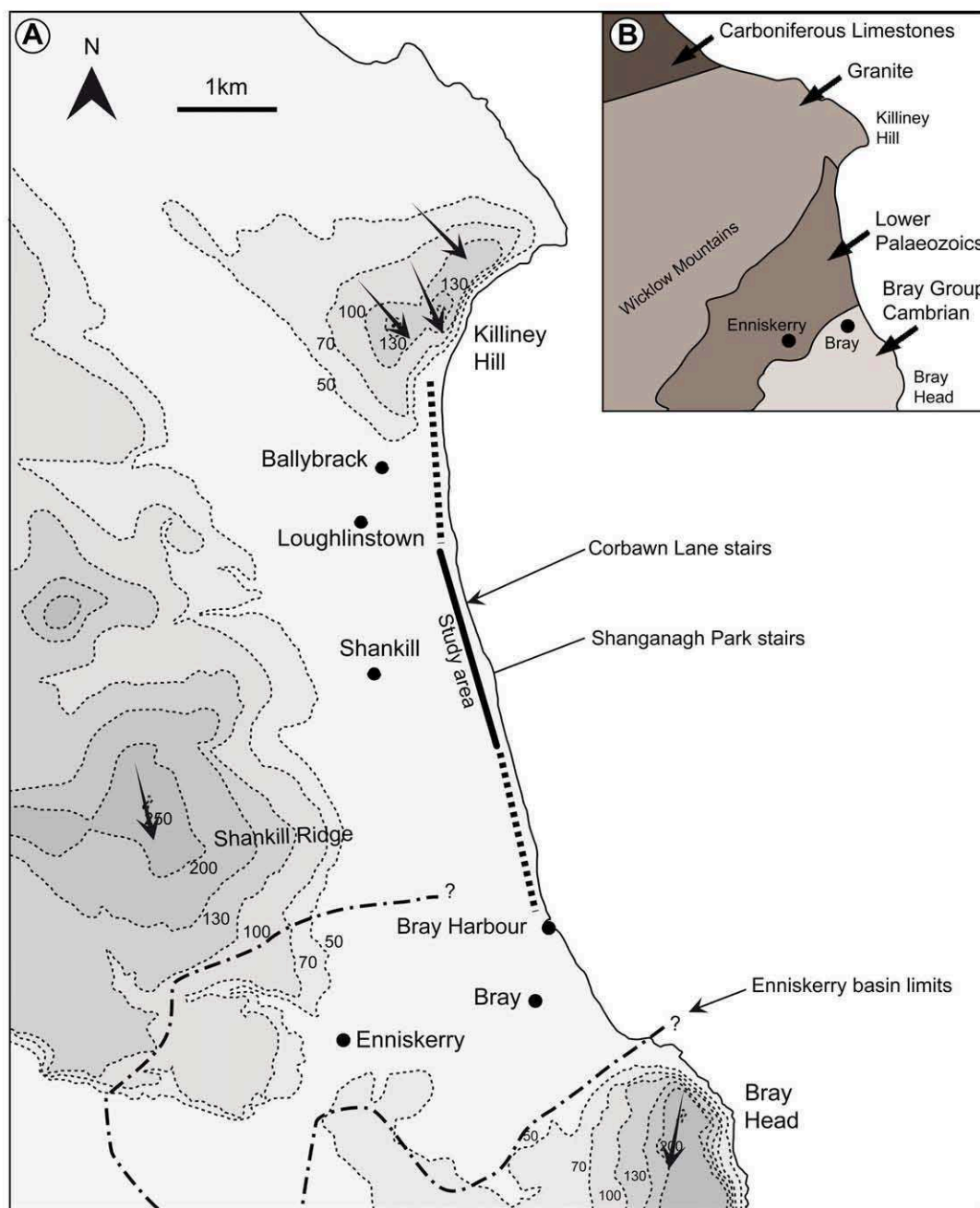


Fig. 1. Location of the study site. A) Topographic map of eastern Wicklow Mountains and Killiney Bay showing the position of the study area. Cliff section with strong glaciodeformation reported from Rijdsdijk et al. (2010) (Dot line). Arrows correspond to ice-flow deduced from roche moutonnées and striae. The position of Enniskerry subglacial lake is also reported (McCabe and Ó Cofaigh, 1994). B) Simplified bedrock geological map adapted from McConnell et al. (1994).

- Unit 2 consists of a laterally very extensive, poorly sorted diamicton. It is composed of fine-grained matrix, including clay and silts, and contains gravel- to boulder-sized clasts. As suggested by clast provenance (Hoare, 1977), this diamicton is related to inland ice-flow. It was first deposited proglacially or subglacially and was then overridden during a glacier readvance, causing overconsolidation and deformations, as demonstrated by ductile deformation and fractures (Rijdsdijk et al., 2010).
- Unit 3 is composed of gravel, sand and silt in various proportions with lateral variations of facies. It is laterally very extensive and sedimentary structures are well preserved. In addition, the Corbawn Lane South section exposes a boulder pavement, over ~15 m in extent, overlain by and partly incorporated

within Unit 3 (Fig. 4). The sedimentological analysis presented in this paper is mainly based on observations of Unit 3.

- Unit 4 is very limited in extent and only crops out in the vicinity of Corbawn Lane South and Shanganagh Park North (Fig. 1A). It consists of an overconsolidated diamicton with a matrix composed of silt and clay. Based on the provenance of erratics and the presence of low viscosity deformation, Unit 4 is interpreted as a subglacial till related to the ISIS (Rijdsdijk et al., 2010), usually referred to as Irish Sea Till.
- Unit 5 mostly consists of poorly sorted matrix-supported gravels. The matrix consists of medium to very coarse sand and gravels. It is laterally very extensive and covers unconformably Unit 2 or 3 or 4. It is interpreted a stratified diamicton of polyphased origin (Rijdsdijk et al., 2010).

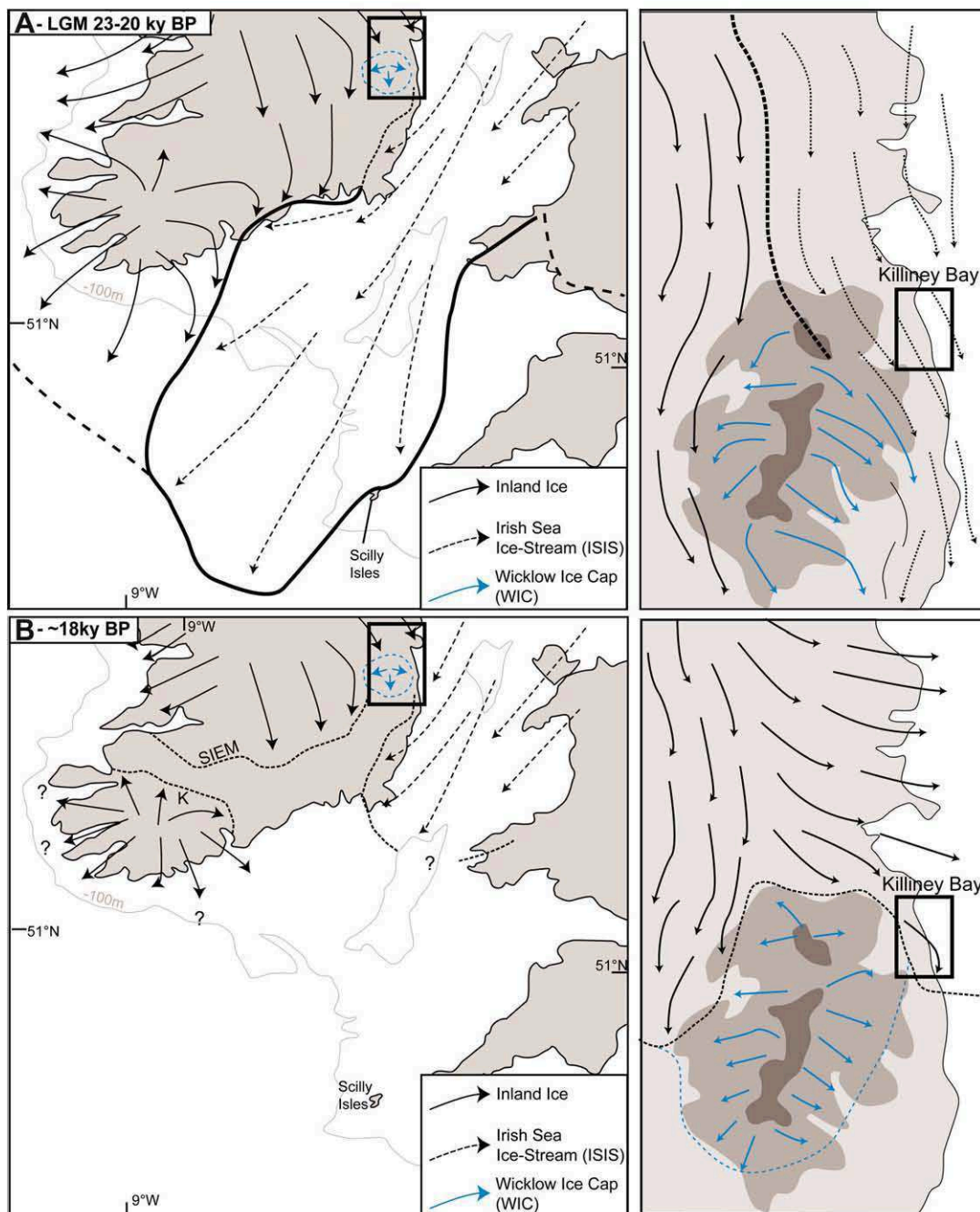


Fig. 2. Palaeogeographic reconstructions of the British-Irish Ice Sheet in Southern Ireland and Celtic Sea at the LGM and during the deglaciation (Ice-sheet position and ice-flow reconstructions are based on Warren, 1993; Ó Cofaigh and Evans, 2007; Hubbard et al., 2009 and Smith and Knight, 2011). A) At LGM, with a major advance of the Irish Sea Ice Stream (bold line) in the narrow corridor between Wales and SE Ireland and reaching the Scilly Isles (Hiemstra et al., 2006); B) Late deglaciation, characterized by a remnant ice-flow in the Irish Sea, and the local ice-flow from the Wicklow Mountains. SIEM refers to South Ireland End Moraine and K refers to Kilumney End Moraine, both interpreted as marking the ice marginal positions during the deglaciation. Offshore ice limits are uncertain for both ISIS during LGM and for inland ice during the retreat.

- Unit 6 is the uppermost unit and consists of diamicton. It is laterally very extensive and represents the last 0.5–2 m of the section. It is interpreted as a subglacial deformed till (Rijsdijk et al., 1999).

Unit 2 varies from 0.5 to 5 m in thickness, with an irregular upper surface that creates depressions of variable size. The Shanganagh Park North and Corbawn Lane South sections expose a series of small depressions 5–8 m in width and 1–3 m in depth, while two large depressions are visible in Corbawn Lane North (~200 m wide and 9 m deep) and Shanganagh Park South (~300 m wide and 10 m

deep). Depressions are preferentially filled with gravel and sand packages, and represent depocentres for Unit 3.

The origin of diamictons are identified in Rijsdijk et al. (2010) and are summarized in the present study to provide a stratigraphic framework. Complementing Rijsdijk et al. (2010), the present study focuses on stratified sand and gravel facies (Unit 3) in order to establish sedimentological and deformation characteristics, together with exposed geometrical relationships with surrounding diamictons (i.e., mainly Unit 2 and 4). The correspondence between FA's given in Rijsdijk et al. (2010) and the present study is given in Table 1.

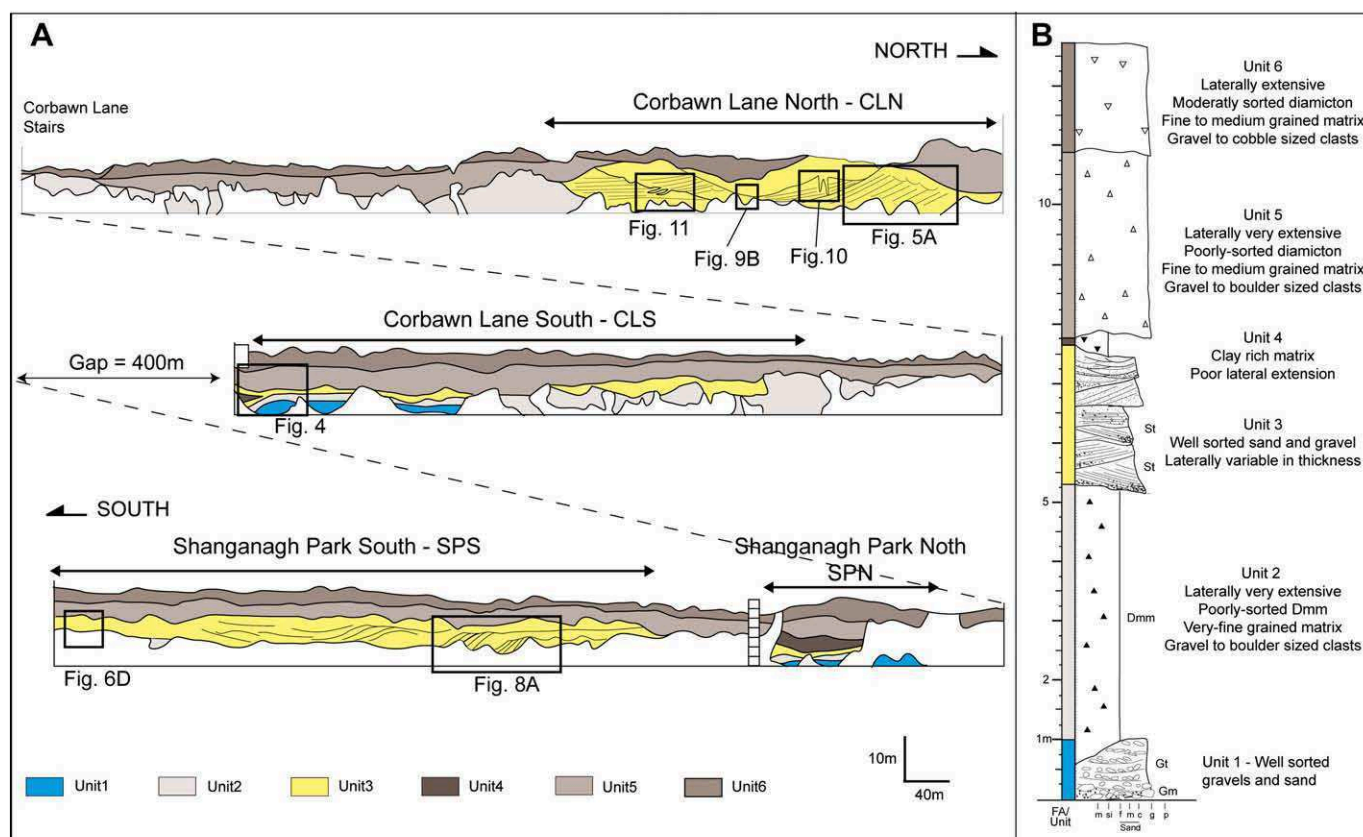


Fig. 3. A) General simplified transect of the study cliff section. Black squares refer to interpreted pictures in the text. B) Synthetic log section of the major glacial units, and characteristics.

4. Sedimentary facies and associations in Unit 3

Unit 3 consists of a 50 cm–2 m thick sediment package, composed dominantly of sand and gravel, but also silt and clay. Unit 3 is deposited in small or large depressions inherited from the topography of the upper surface of Unit 2 (Fig. 3). The sedimentary sequence is composed of 14 lithofacies (Table 2) identified on vertical sections. Based on continuity, lithology, stratigraphy and

sedimentology, these lithofacies were grouped into four main Facies Associations (FA1 to FA4), which will be described in this section.

4.1. FA1 – Subaqueous fan deposits

Description: In Corbawn Lane North, FA1 is very well exposed above Unit 2 and consists of stacked sedimentary bodies composed dominantly of gravel and sand, with a subordinate fraction of silt,

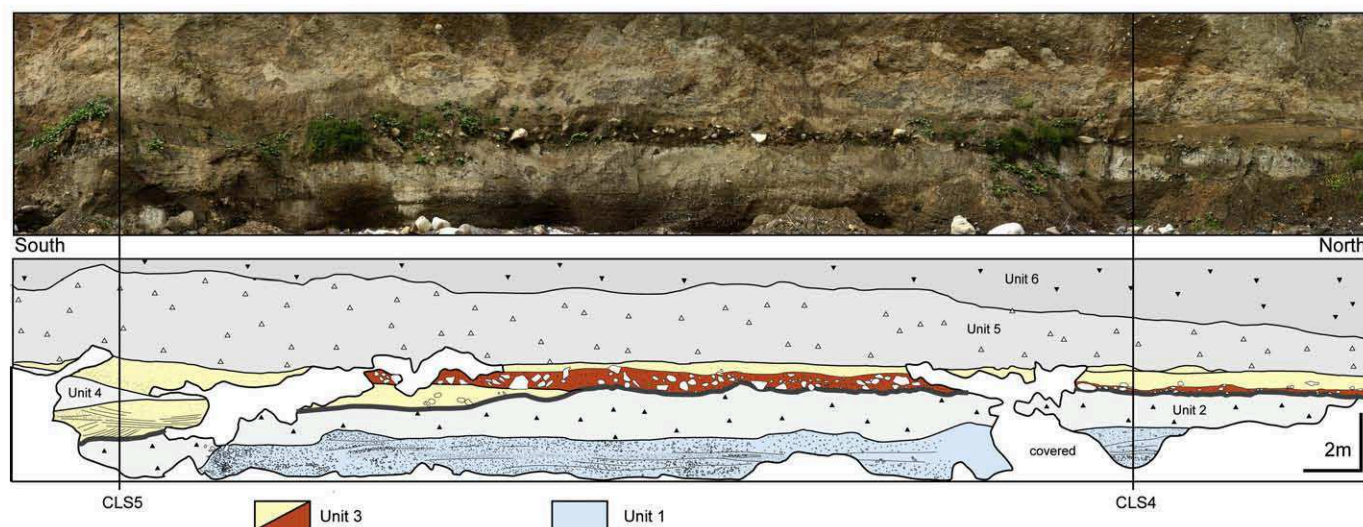


Fig. 4. Interpreted photograph from Corbawn Lane South, showing interbedded sand and gravels units (blue and yellow) with diamicton (grey) and boulder pavement (red). The location along the cliff is reported on Fig. 3. CLS 4 and CLS5 refer to log section illustrated in Fig. 6. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Table 1

Comparative table of facies associations defined in Rijdsdijk et al. (2010) and the stratigraphic units in the present study.

Description	Rijdsdijk et al., 2010	This study
Overconsolidated sands and gravel (poor exposure)	FA2 Glaciofluvial, braided stream deposits	Unit 1
Overconsolidated dark-grey to brown diamicton	FA3 Subglacial till	Unit 2
Stratified sand and gravels. (Good exposure)	FA4 Glaciofluvial braided stream and fan deposits	Unit 3
Overconsolidated clast-poor silty diamicton	FA5 Subglacial till	Unit 4
Overconsolidated diamicton	FA6/FA7 Polyphase till	Unit 5
Orange-brown diamicton, with good lateral extent	FA8 Subglacial polyphase till	Unit 6

and arranged in a southward-dipping asymmetric wedge (Fig. 5A). The facies association is characterized by a general decrease in grain size towards the south, from gravel to sand.

Massive gravels typically form beds of 1–2 m in thickness, with limited lateral extension, and locally display clast imbrications and clustering. Clast-supported gravels are arranged in small scours (30–40 cm deep, 70–100 cm wide; Fig. 5B), with local open-work fabric. Laterally, these scours evolve into southward-dipping foresets, with an apparent dip of 5°–14°, and each bed is characterized by internal normal grading from gravel to fine sand and silt (Fig. 5C). Further south, the foresets evolve towards megaripples (20–25 cm amplitude, 1.5–1.8 m wavelength) and gravel and sand ripples. Single sets are typically mantled by silty sand and locally perforated by isolated outsized clasts (Fig. 5D). Locally, climbing-ripple sequences composed of medium to coarse sand display

Table 2

Summary table of lithofacies codes, sedimentary structures and interpreted depositional processes.

Code	Sedimentary structures	Depositional process
D	Diamicton	
Dmm	Matrix-supported, massive	Glacigenic (Till)
G	Gravel (Pebbles, cobbles, boulders)	
Gm	Clast supported, massive	Hyperconcentrated flow
Gt	Trough-cross-bedded	Traction deposition from high energy migrating 3D dune in scours
Gp	Planar-cross-bedded	Traction deposition by migrating 2D dune
S	Sand: particles of 0.063–2 mm	
St	Trough-cross-bedded	Traction deposition from 3D dunes
Ssi	Sigmoidally-trough cross-bedded	3D dunes and flow expansion in scours
Sp	Planar cross-bedded	Traction deposition from 2D dunes
Sm	Massive	High-density turbidity current of sandy debris flow freezing
Sg	Graded	Deposition from waxing/waning low-density turbidity currents
Sh	Horizontally bedded	Unidirectional current associated with low-density laminar flow
Sr	Ripple-bedded/ megaripple-bedded	Traction deposition from low-density turbidity flow
Scr	Climbing-ripples	Traction and suspension deposition from waning flow
F	Silt and clay	
Fl	Fine lamination, may be undulating	Suspension settling with minor traction
F	Massive clay and silt	Suspension setting

Complements: (d): affected by dropstones; (cl) clustered pebbles, (i) imbricated pebbles.

general S–SE orientation and show upward transition from A type to B type, ending locally with sinusoidal laminations. Downflow, FA1 evolves towards ripple bedding (Sr), composed of coarse to fine sand (3–6 cm amplitude; 10–15 cm wavelength), horizontally bedded sand and planar laminations of silt and sand. Some rare outsized clasts (all gravel-sized) are contained within horizontally bedded sand (Sh).

Vertically, lithofacies are either separated by reactivation surfaces, with fine-grained planar laminations erosively overlain by current-ripples, or show gradual transition with a fining-upward sequence from current-ripples to horizontal bedding and planar laminations.

Interpretation: This association is characterized by fan-shaped geometry and a rapid decrease in grain size downflow. Upflow, intensive scouring and massive gravels with moderate sorting are typical of a proximal ice-contact fan (Shaw and Gorrell, 1991; Russell and Arnott, 2003) where sedimentation of large clasts is due to a rapid decrease in the transporting capacity of meltwater flow (Lowe, 1982; Mulder and Alexander, 2001). Continuous flow energy decrease allows foreset development associated with hyperconcentrated and concentrated flows (Rust and Romanelli, 1975; Cheel and Rust, 1982), evolving downflow into megaripple-bedded gravel and sand. Ripple-bedded facies record traction deposition associated with unidirectional low-density laminar flow (Lowe, 1982; Mulder and Alexander, 2001). Horizontal bedding and climbing-ripples are related to various depositional processes which all involved high sediment concentration (Cheel and Rust, 1982; Lowe, 1982; Postma et al., 1983; Gorrell and Shaw, 1991). Climbing-ripples are associated with a flow which decelerates rapidly when entering a larger water mass (Jopling and Walker, 1968; Ashley et al., 1982). The evolution from type A to type B climbing-ripples records the progressive predominance of suspension settling processes over traction current processes. Sinusoidal laminations correspond to aggradational processes related exclusively to suspension sedimentation. Gravel megaripples formed under a relatively high flow velocity of at least 1 m/s, while sand megaripples and current-ripples formed under lower flow velocities of ~0.8 m/s and ~0.4 m/s respectively (Collinson et al., 2006). Silt draping on megaripples demonstrates rhythmicity in hydrodynamism that allows suspension sedimentation between meltwater flow phases.

FA1 records a proximal subaqueous fan formed by traction-current processes controlled by decelerating meltwater flow, with a high sediment load. It is generally located in front of a feeder conduit emerging in the water-mass either in a proglacial or subglacial setting (Powell and Molnia, 1989; McCabe and Ó Cofaigh, 1994; Russell and Arnott, 2003; Hornung et al., 2007).

4.2. FA2 – channelised deposits

Description: These deposits are exposed in Shanganagh Park South and Corbawn Lane South, and consist either of tabular units of limited lateral extension or lenticular units contained within small depressions. FA2 is characterized by a limited vertical extension (1.5–2 m in thickness) and is enclosed between diamicton facies (Figs. 4 and 6A).

FA 2 consists of sigmoidally to trough cross-bedded (20–50 cm wide and 20–30 cm deep), medium to coarse-grained sand, sometimes draped by a fine sand to silt mm-thick layer (Fig. 6B). FA2 also includes planar cross-bedded sand (Fig. 6C), 15–35 cm high, as well as horizontally bedded sand and massive sand beds. Beds are typically 20–40 cm thick, alternately composed of gravels, sand and silt, stacked upon one another and separated by reactivation surfaces (Fig. 6D). Less commonly, gradual changes are exposed in fining-upward sequences, from trough cross-bedded sand (St) or planar cross-bedded sand (Sp) to horizontally bedded sand (Sh) or massive

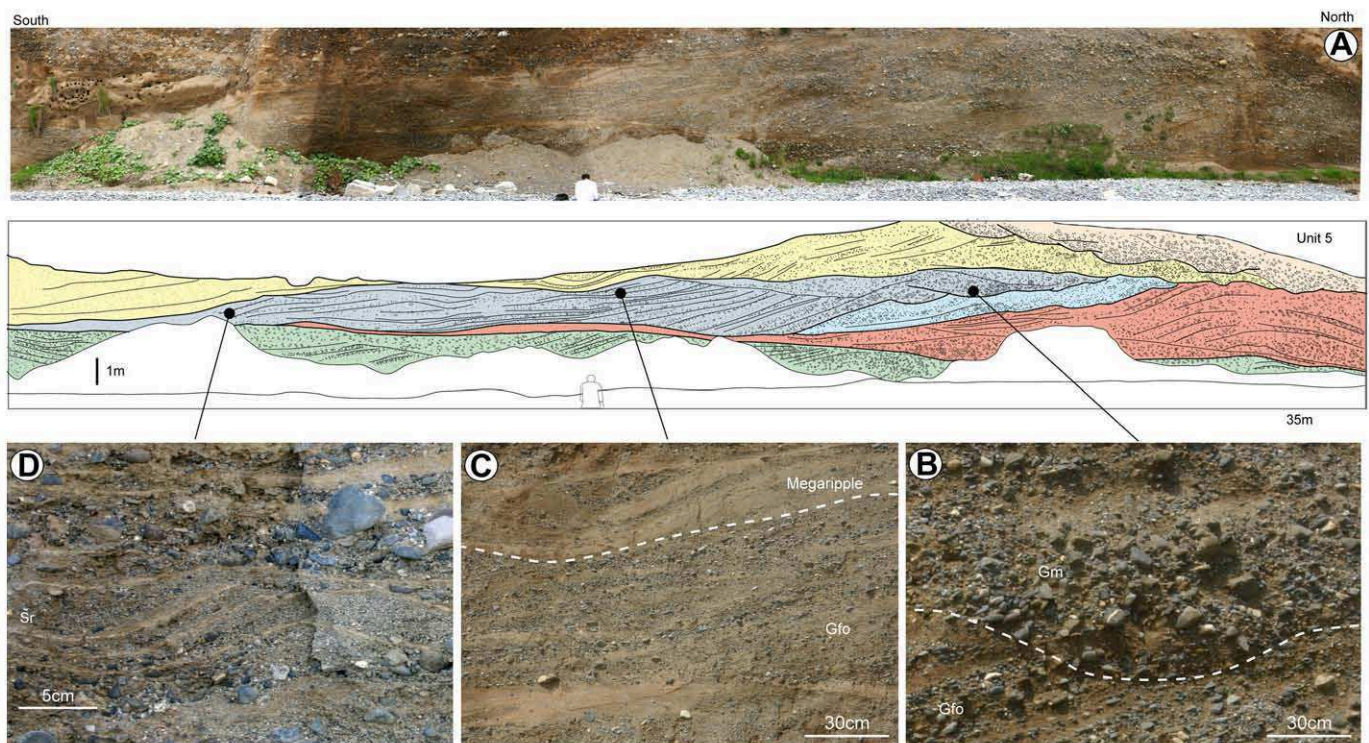


Fig. 5. Subaqueous fan deposits. A) Interpreted panoramic photograph of Corbawn Lane North. The sections mainly exposed FA1, composed of five stacked southward prograding sequences (large-scale planar –cross stratifications, connected up-flow to massive gravel in scours, and evolving downflow, towards FA2, composed of megaripples and ripple-cross stratification of sand. B) Massive gravels, in scours, erosive on large-scale planar-bedded gravel and sand. C) Downflow, massive gravels feed gravelly foresets that evolves vertically and laterally towards megaripples. D) Gravelly sand arranged in current-ripple bedding (with minor climbing component), draped by silt and disrupted by a dropstone, on the upper-right corner.

sand (Sm). Flow directions were measured from 2D and 3D sedimentary structures in beds at different stratigraphic positions in FA2 along the cliff section. The results display a very high variability, with values ranging between N190 and N350 and most directions between N30 and N170 (Fig. 6E).

Some outsized clasts of gravel to pebble size are identified in horizontally bedded and massive sand, but no deformation of underlying sediments is observed.

Interpretation: Trough cross-bedded and planar cross-bedded structures represent respectively 3D and 2D megaripple migration downflow, in channels under sustained turbulent meltwater flow (Allen, 1982; Mulder and Alexander, 2001), and fining-upward sequences indicating waning flow conditions. Depending on their mean-grain size, trough cross-bedding is formed under a flow velocity ~ 0.8 m/s and planar cross-bedding under a flow velocity of ~ 0.6 m/s (Collinson et al., 2006). Intercalated mm-thick layers of silty sand with trough cross-bedded sand represent episodes of flow quiescence immediately after megaripple development. The many directions of trough cross-bedding and ripple bedding correspond to a high capacity for lateral shifting. The predominance of reactivation surfaces instead of gradational transitions between lithofacies suggests fluctuating depositional processes, and probably episodic meltwater flows.

Although the diagnostic criterion for dropstone recognition consists of deformations in the underlying sediment, outsized clasts can be interpreted as dropstones. Weak deformation is explained by weak clast impact on the bed. FA2 is characteristic of channelised deposits associated with episodic depositional processes, under rhythmic, short-lived meltwater flows, as demonstrated by the predominance of reactivation/erosion surfaces over gradual transitions between these lithofacies and rare suspension sedimentation during flow quiescence. Flow directions are consistent with

a generally south to south-east direction of ice-flow, resulting from convergent ice masses over Killiney Bay.

4.3. FA3 – decantation deposits

Description: FA3 consists of fine-grained sand and silts and is identified interbedded in FA2, as lenticular beds of limited lateral extent or overlying diamicton (Unit 2) at the base of FA2.

When interbedded with FA2, FA3 consists of 10–30 cm thick beds, characterized by general fining-upward sequences, containing rare outsized clasts of gravel size. This sequence is composed of cm-thick layers of normal graded or massive sand, sometimes with microlaminations of slightly coarser sand, interbedded with silt and clay (Fig. 7A).

When identified at the base of FA2, FA3 consists of cm-thick layers of laminated silt and clay, containing outsized clasts of gravel and pebble size and interbedded with diamicton (Fig. 7B). In both case, outsized clasts are associated with very weak deformation of the underlying sediment.

Interpretation: Laminated fine sand, and massive silt and clay indicates depositional processes alternating between low-energy underflow current and suspensions settling, respectively. They demonstrate episodic underflow in a quite environment of stagnant waters (Plink-Björklund and Ronnert, 1999; Mulder and Alexander, 2001; Bennett et al., 2006). Outsized clasts observed in silt and clay can be dropstones, characterizing a proglacial setting with shallow ponds, a glaciomarine setting with icebergs and floating ice or a subglacial environment with rainout processes originated from the ice roof (Gibbard, 1980; Brodzikowski and van Loon, 1991; Bennett et al., 2006). As with FA2, the lack of deformations in layering associated with dropstones could result from

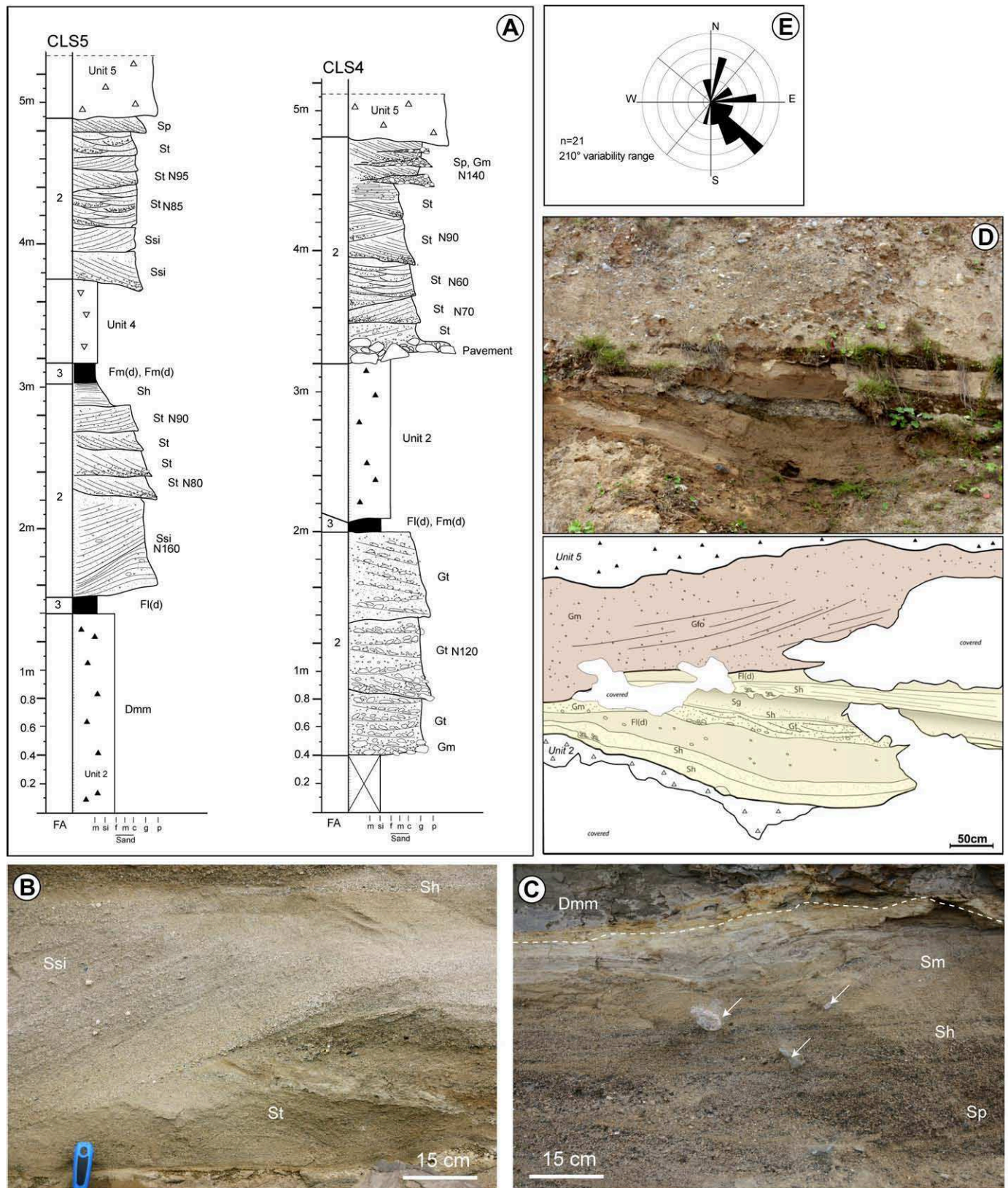


Fig. 6. Channelised deposits. A) Stratigraphic logs at Corbawn Lane South section, illustrating channelised deposits (FA2) characterized by frequent reactivation surfaces. FA2 is interbedded between diamictons (Unit 2, 4 and 5). Note also the boulder pavement developed at the base of FA2 in CLS4, characterized by a limited lateral extent. B) Sigmoidally to trough cross-bedded pebbly sand; C) Fining-up sequence of small-scale planar cross-bedded, horizontally-bedded, and massive sand, affected by dropstones (arrows) and erosively overlaid and deformed by diamicton (Unit 4); D) Channelised deposits are interbedded with diamicton (Unit 2 and 5) and preferentially fill small depressions, created by irregularity in the upper surface of Unit 2. FA2 is characterized by frequent reactivation surfaces and interbedding of gravels, sand and silts, suggests very variable hydrodynamism. It is erosively overlaid by southward dipping foresets (Gfo – FA4). Note also the presence of convolute deformations in sandy facies (Sh). E) Widespread flow-direction measurements from traction current deposits in Unit 3 along Killiney Bay section.

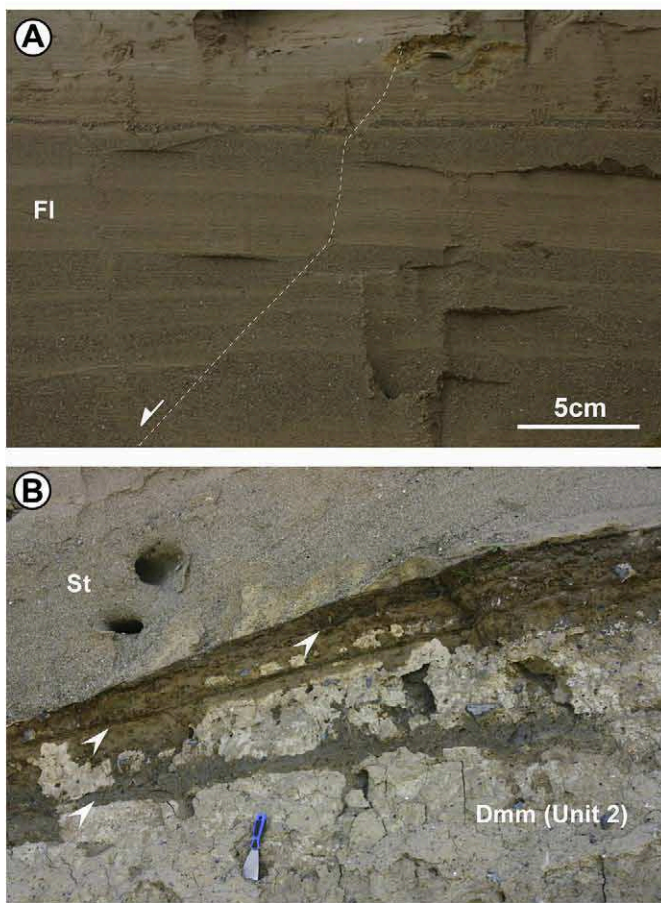


Fig. 7. Decantation deposits. A) Thin-bedded silt and clay. Reactivation surfaces are identified beneath coarser grained lamina. Note the presence of a normal fault, with cm-scale offset affecting the entire sequence B) Upper-surface of Unit 2, showing alternating diamicton and laminated silt and clay (Fl(d)), erosively truncated by coarse-grained trough cross stratifications (FA2).

a weak clast impact on the bed indicating shallow settling depth, precluding a glaciomarine environment with a deep water column.

4.4. FA4 – delta deposits

Description: FA4 is exclusively exposed at the Shanganagh Park South section and consists of southward prograding sedimentary bodies stacked upon one another (Fig. 8A). Grain-size mainly consists of gravel to pebble size clasts, as well as sand and boulders.

FA4 consists of foreset beds (Gfo), prograding towards the south with a relatively steep dip angle (15–25°); each bed displays internal normal grading from pebbles to sand (Fig. 8B). The base of the foresets locally shows chaotic deposits, composed of poorly sorted massive gravel and sand. In a longitudinal direction, grain size differentiation is poorly expressed and the sequence rather shows relatively constant grain size along the prograding foresets. Further south, foresets progressively evolve towards concave erosive structures, alternating with poorly expressed coarse-grained foresets. Prograding foresets are connected up-flow to tabular units of gravel and sand, separated by erosive surfaces. It consists of planar cross-bedded (Gp) and trough cross-bedded (Gt, St) gravels, megaripples and ripple-bedded sand and gravel (Sr), as well as horizontally bedded sand (Sh).

Planar cross-bedded gravels (Gp) are 15–35 cm high, characterized by local variation of dip angle bedding. They display oblique reactivation surfaces sub-parallel to the stratification. Megaripple-

bedded sand is characterized by a 20–25 cm amplitude and 1.5–1.8 m wavelength and is locally draped by a cm-thick silt layer (Fig. 8C). Ripple and megaripple structures have a general direction of progradation towards the south.

Interpretation: Prograding foresets with internal normal grading are related to bedload transport and avalanching processes. Matrix-supported, steep gravel foresets imply bedload transport and deposition from suspension on the foreset avalanche face (Shaw and Gorrell, 1991). Chaotic massive gravels at the base of the foresets are related to debris fall from the steep upper foreset slope (Nemec et al., 1999). Upflow, they are connected to small-scale planar and trough cross-bedded units, stacked upon one another. They are related to 2D and 3D dunes respectively, migrating downflow. The continuity of gravel units implies sustained currents at a relatively constant discharge (Kneller and Branney, 1995). Variations in the dip angle bedding related to the crest sinuosity of the megaripple, while unconformable surfaces indicate erosional events (Shaw and Gorrell, 1991). The progressive southward change from foresets to concave structures and poorly expressed foresets reflects a progressive change in the direction of progradation and the predominance of very proximal and chaotic deltaic facies. Similar large-scale foresets are described from proglacial (Lønne, 1995; Winsemann et al., 2007, 2009) and subglacial settings (McCabe and Ó Cofaigh, 1994).

5. Relationship between deformation structures and pore fluid overpressure

5.1. Description

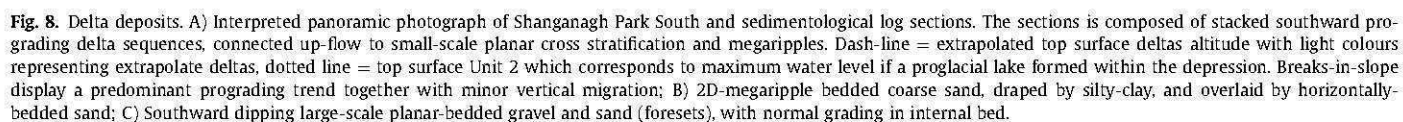
Sandy lithofacies associations display centimetre-scale convolute deformations, affecting FA1 and FA2 (Fig. 9A). The deformations are interbedded with undeformed layers of similar facies and is reported either in different log sections or in the same log section, at different positions within the vertical sequence.

Four dyke sets of different generations are observed in Unit 3. These sets are numbered DS1 to DS4 and described in a chronological order based on cross-cutting relationships and their occurrence in specific stratigraphic units.

The first dyke set (DS1) ranges from 2 to 10 cm in thickness but shows local widening up to 15–20 cm, where two or more dykes merge (Fig. 9A). They are filled with fine-grained sediment, mostly silt and clay, with a subordinate amount of very fine sand, and show thin internal laminae, sub-parallel to dyke margins. Dykes display frequent vertical orientation but often rapidly bifurcate so that their global orientations are oblique (Fig. 9B) to sub-horizontal (Fig. 9A), parallel to the host sediment bedding.

The narrow, bifurcating sand dykes in Dyke Set 1 (DS1) are disrupted and cross-cut by a later generation of wide sand dykes (Dyke Set 2). These vertical dykes (DS2) are 40–45 cm wide, slightly narrowing downward. Infill is slightly coarser than the host sediment and consists of medium sand, probably originating from FA1 or FA2. Internal structures display anastomosing/cross-cutting laminae composed of silt, sub-parallel to fracture walls. Dyke walls are irregular, with centimetre-scale indentations (Fig. 9B). The first two generations of dykes are cross-cut by a third generation (DS3), sourced in coarse-grained facies and propagating into sand-grained facies.

The third generation (DS3) shown in Fig. 10, crosscuts previous generations of dykes. These vertical dykes are relatively wide (1–1.4 m) but thin downwards and terminate 2.5 m deeper. They are sourced in overlying FA1 (Gm) and contain very poorly sorted sediments, from silty clay to boulders. The infill is mostly massive but in some places, the long axis of the clasts is aligned parallel to the dyke margins. Similar poorly sorted sediments are also found in



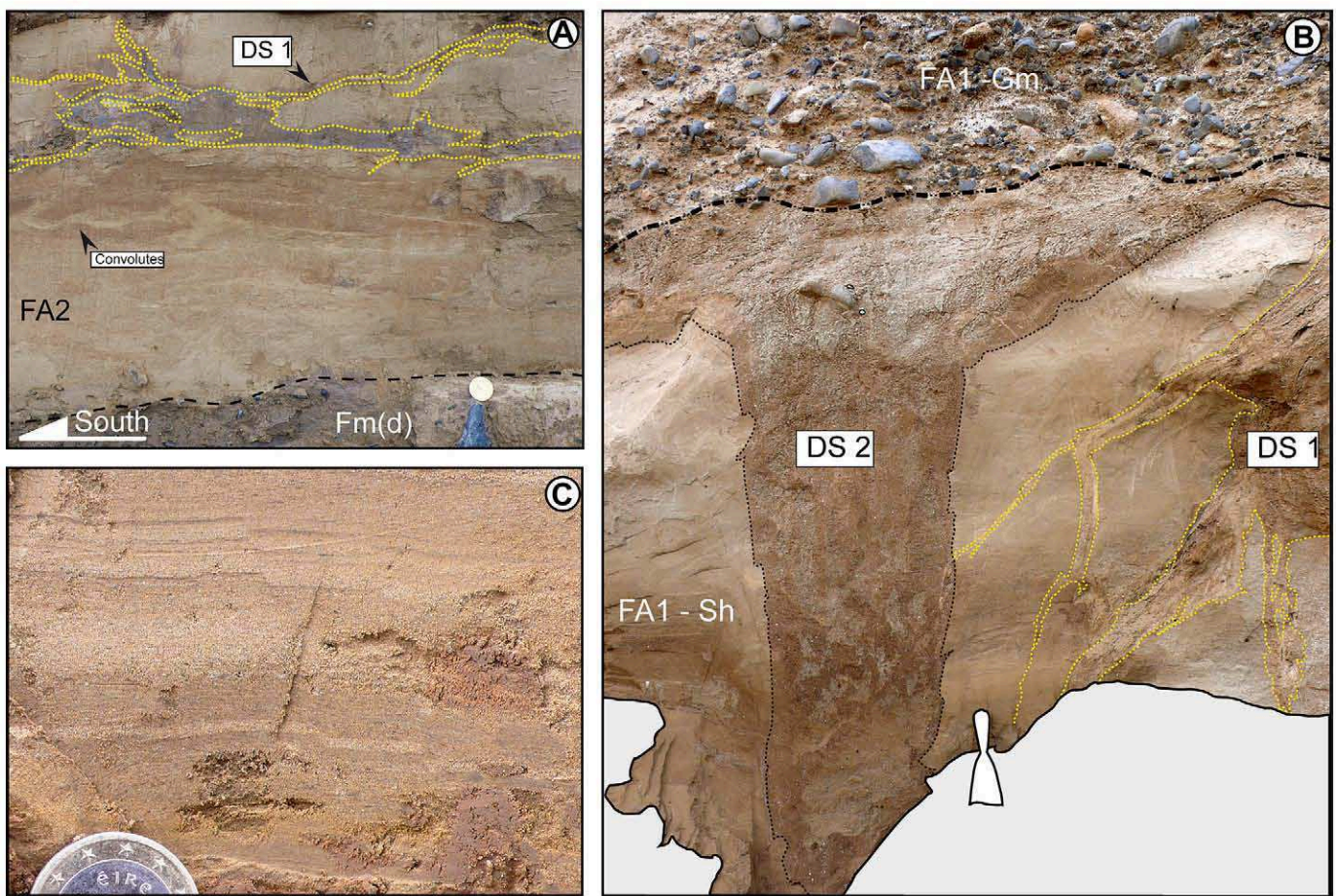


Fig. 9. Deformation structures. A) Convolutes deformation affecting FA2. It is then affected by the first generation of dyke that displays oblique to sub-horizontal direction of propagation. B) The two first generations of dykes. DS 1 consists of vertical to oblique (southward dipping) narrow dykes with fine-grained infill material. Generally, infill is characterized by internal laminae of silt sub-parallel to dyke margins. DS 1 is cross-cut by DS 2 which consists of large vertical dyke with moderately-sorted sand. Conversely to DS 1, infill is characterized by cross-cutting (anastomosing) laminae of silt. Both generations of erosively overlaid by massive and poorly-sorted gravels (Gm – FA1). C) Normal micro-faulting with mm-offset affecting planar laminated silts and sand.

a small pocket in FA2, as well as in a horizontal structure between and in connection with the vertical dykes. Fig. 11 shows more dykes of the third generation that are nearly 2 m wide at the top, only 40 cm wide at the bottom and 1.5 m deep. These asymmetric dykes tend to propagate southward, obliquely to sub-horizontally within FA1 (Sh). Infill consists of poorly to moderately sorted gravels, coarse sand, silt and a small amount of clay. The final generation (DS4) consists of a single 30 cm-wide dyke, propagating sub-vertically into poorly sorted gravels (FA1 – Gm) in the upper part of Unit 3. The infill is moderately sorted coarse sand and gravel, sourced in the overlying foresets (FA1 – Gfo).

Normal microfaulting with centimetre- to decimetre-scale offsets are identified in FA2, FA3 and FA4 (Fig. 9C). Microfaulting shows significant changes in dip angle reflecting the rheology of the affected layers (Fig. 7A). Typically, micro-faulting does not propagate deep into the sediment, affecting only the top 10–20 cm of the beds (Fig. 7B). Locally, microfaulting terminates within the overlying ductile clay layer (Fig. 7A).

The uppermost part of the cliff section exposes the transition between Unit 3 and Unit 6 characterized by discontinuous pebble imbrications, with their long axis dipping towards the north (Fig. 11).

5.2. Interpretation

Convolutes characterize plastic deformation where primary sedimentary structures are preserved. This deformational process is

defined as hydroplastic deformation and implies that fluid pressure is close to the grain weight (Guiraud and Seguret, 1987; Owen, 1987). It also implies that deformation affected water-saturated sands under relatively low strain rates (Lowe, 1975). Convolute deformations are limited to discrete beds between undeformed layers, suggesting repeated (polyphased) deformation rather than a single deformation event affecting the entire sequence or at least, the greater part of the sediment package.

The dykes are characterized by different dip directions (vertical, oblique and subhorizontal) reflecting variations in deformation ellipsoid represented by $\lambda_1 < \lambda_2 < \lambda_3$ (Fig. 12). The direction of fracturing is co-linear to λ_3 (shortening axis) and the fracture plane is oriented parallel to both λ_3 and λ_2 . The direction of opening is co-linear to the lengthening axis (λ_1), normal to the fracture plane.

- **Vertical dykes** are produced when λ_1 is horizontal and λ_3 (shortening axis) is vertical (Fig. 12A). In a glacial setting, the strain can be applied by a slow-flowing ice and therefore implies ice-bed coupling.
- **Oblique dykes** are formed when λ_3 is oblique (Fig. 12B) and imply both ice-bed coupling and simple shear strain between the ice and the substrate induced by a flowing ice. A dilatational oblique dyke will form and open normal to λ_3 , very similar indeed to the tension gashes model (Fig. 13A; Mattauer, 1973; Becker and Gross, 1999).

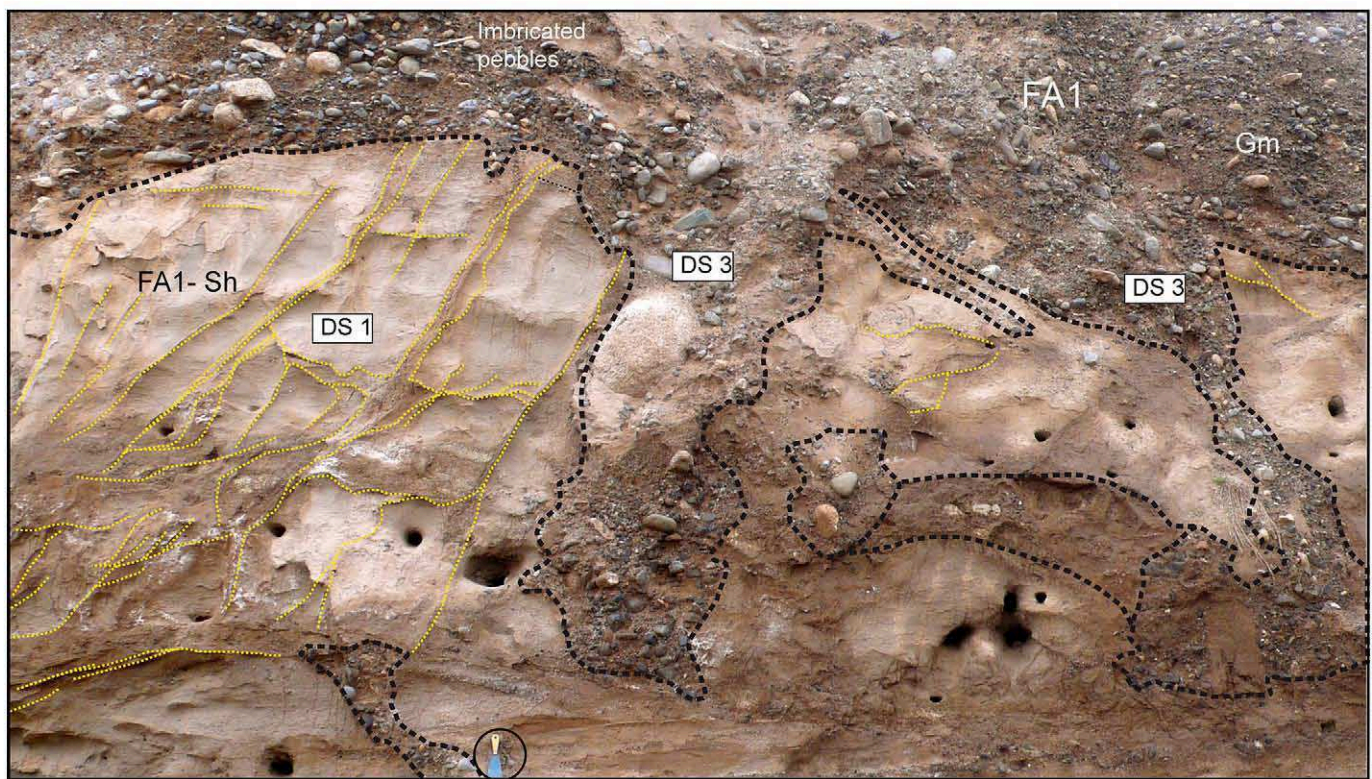


Fig. 10. Interpreted photograph of two dyke generations at Corbawn Lane North. DS 1 shows southward orientation and horizontal branching. It is cross-cut by large dyke of the third generation (DS 3). These fractures form a 3D network composed of dykes, sills and disconnected pods of dyke material. Dykes walls are slightly deformed, probably collapsed during their infill. The bounding surface between massive gravel (FA1-Gm) and horizontally-bedded sand (FA1-Sh) corresponds to an erosion surfaces that truncates Dyke 1.

- *Horizontal dykes* are formed when λ_3 is horizontal and λ_1 is vertical. The vertical fluid pressure applied to open the fracture overcome the weight of the ice-sheet and is greater than the material strength (Fig. 12C). Ice weight is not affecting the substrate which implies ice-bed uncoupling probably due to a high meltwater input at the ice-bed interface which in turn, enhanced ice-flow velocity.

Several authors have defined overpressure as the main factor for the development of hydraulic fracturing (Mandl and Harkness, 1987; Cosgrove, 1995, 2001; Jolly and Lonergan, 2002; Vandromme, 2007; Rodrigues et al., 2009). Three major controlling factors determine the orientation of hydrofracturing: (1) overpressure magnitude; (2) the deformation ellipsoid and (3) sediment properties (cohesion, nature of sediment, planes of weakness, etc). Rodrigues et al. (2009) demonstrate that vertical fluid flows within the sediment and resulting from an overpressure gradient lead to the progressive development of horizontal fractures. These fractures will eventually interconnect when the pore fluid pressure increases enough to produce vertical hydraulic fractures. In Corbawn Lane North (Fig. 11), isolated gravel-filled pockets of dyke material, close to the large dykes and sills (DS 3) suggest interconnections and imply that the intrusion expanded and grew laterally to form a three-dimensional network of hydrofractures. Both horizontal and vertical dykes are related to hydrofracturing but, for vertical dykes, overpressure does not exceed the ice weight so that the ice remains coupled to the bed. The dense fluid injected into the fracture may contain fine-grained glacial flour, deposited by standing water at the ice-bed interface during phases of flow quiescence.

The dip direction of the dykes is controlled by the variations in rotational strain-rate, but also by the local variations of the host

sediment properties which modify the stress field. Such variations refer to changes in clay fraction, cohesion or a discontinuity (e.g., erosion surface, bedding) that behaves as a plane of weakness. Nevertheless, one single dyke can display different directions of propagation, especially in a glacial environment, where the pressure gradient is changing with depth (Le Heron and Etienne, 2005). For instance, DS2 displays different directions from subvertical to subhorizontal, but exclusively southward dipping, revealing sustained simple shear strain deformation during a single event of hydrofracturing.

Different types of infill probably document different processes involved in dyke genesis. Anastomosing internal laminae (DS2) are characteristic of material fluidised during fracturing extension and propagation. Fluid overpressure exceeds sediment shear strength and cohesion, eventually causing fluidisation (Huguen et al., 2001). Conversely, internal laminations parallel to dyke margins (DS1) suggest polyphased dyke infill due to repeated fracturing and expansion of the sediment. This process represents an alternative injection model, very similar to the crack-seal mechanism (Ramsay, 1980) which is reported in recent glacial deposits (Le Heron and Etienne, 2005; Denis et al., 2009; van der Meer et al., 2009). The fine-grained material injected into the fracture and draping the margins forms impermeable layers, preventing overpressure from being dissipated laterally, and forcing the fracture to propagate further away. It can explain the high length-to-width ratio of Dyke Set 1 (DS1), compared to other dyke generations. The intrusive material in the first two dyke generations consists of moderately to well-sorted, very fine to fine-grained sediment.

Conversely, the third generation (DS3) is characterized by very poorly sorted material from silt to boulders, while DS4 dykes are filled with moderately sorted, coarse-grained sand and gravels

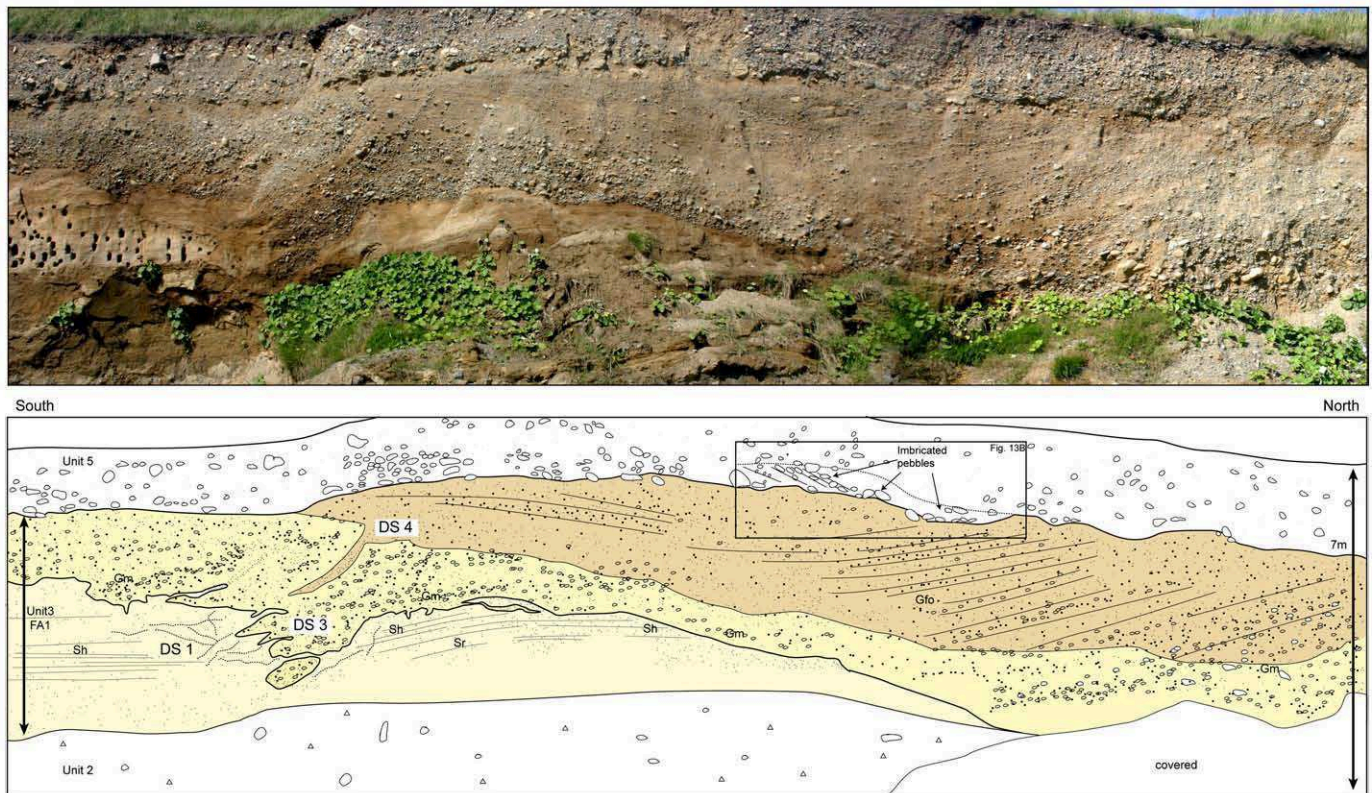


Fig. 11. Interpreted panoramic photograph of Corbawn Lane North (See Fig. 3 for position), illustrating depositional and deformation structures of Unit 3, deposited over Unit 2. Sandy facies (FA1 – Sh, Sr, Sm) are affected by the first generations of dyke (DS 1 and DS 2) and are cross-cut by the third generation. DS 3 are associated laterally with an erosion surface. They show are oblique, oriented southward and are filled with poorly sorted gravel and sand (Gm). The latest generation of dyke (DS 4) affect the previously deposited massive gravel and are filled with sand and gravel that correspond laterally to gravel beddings. Massive diamicton (Unit 5) is erosively deposited over previous units.

sourced from overlying foresets (Gfo). Compared to dykes in DS2, those in DS3 and DS4 have a lower length-to-width ratio, probably due to a more rapid overpressure release and subsequent “flow freezing” after injection.

At the transition between Unit 3 and Unit 6, imbricated pebbles are associated with southward-oriented simple shear strain (Fig. 11; Fig. 13B). As this the material is composed of large, poorly sorted elements (i.e., higher clay content) and characterized by a low water content, grain re-arrangement is very limited. The clasts will align in the most stable configuration, with their long axis dipping northwards, co-linear to the shortening axis. Clast alignments forms S-planes and C-planes correspond to the decollement surface, which is at the boundary between Unit 3 and Unit 6, characterized by very different lithologies (Fig. 13B). This configuration resembles the S–C plane deformation model under simple shear strain.

Finally, brittle deformation is suggested by normal micro-faulting characteristic of radial extensional regime (Guiraud et al., 1989; Denis et al., 2010) due to vertical shortening and radial horizontal lengthening, related to ice-bed coupling and a low water-content sediment. The vertical strain is probably induced by the ice weight.

6. Discussion

6.1. Subglacial environment evidence

6.1.1. Architectural evidence

Cliff section geometry shows alternating lithologies with diamictons interbedded with stratified sand and gravel units. Laterally, diamictons are connected to a boulder pavement (Fig. 4). Usually,

boulder pavements are associated with a till base, but an alternative hypothesis related to subglacial erosion has been proposed by Lesemann et al. (2010). According to their observations, a similar boulder pavement is interpreted as a boulder lag, released from the glacier sole by meltwater eroding the ice. In this case, the boulder pavement is an erosional remnant of the basal ice load, associated with repeated, local ice-bed-recoupling, that allowed localised meltwater drainage. The transition from the boulder pavement, partly incorporated in overlying trough cross-bedded sands (FA2) suggests continuity in the depositional sequence between boulder lag and channelised meltwater drainage. Although non-equivocal for subglacial environment interpretations, this stratal pattern demonstrate alternating coupling/uncoupling conditions, which are recognized in a subglacial depositional setting (Shaw, 1983; Brodzikowski and van Loon, 1991; Boyce and Eyles, 2000; Munro-Stasiuk, 2000). This sequence illustrates the continuum of processes between two end-members: 1) meltwater-dominated processes (subglacial drainage network and sedimentation) and 2) deformation processes (diamicton and local boulder pavement) (Knight, 2003).

6.1.2. Sedimentological evidence

Unit 3 consists of amalgamated units of rhythmically alternating gravel, sand and silt, with sharp and erosive bed contact demonstrating variable hydrodynamism. Rhythmicity, inferred from changes in sediment supply or temporal changes in flow competence, is often associated with glacial depositional environments, where meltwater discharge can be highly variable at different timescales.

Recent experiments involving pressure-driven flow pathways demonstrate that high pressure on channel flanks induces rapid changes in flow direction (Catania and Paola, 2001). In these

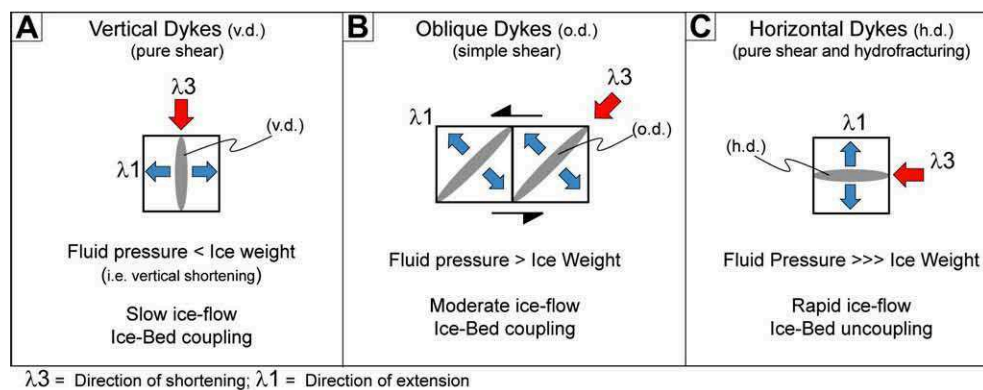


Fig. 12. Relationship between the direction of shortening (λ_3) and extension (λ_1) for vertical dykes (A), oblique dykes (B) and horizontal dykes (C).

experiments, flow directions of traction current facies in free-surface conditions are characterized by a variability range limited to $\sim 150^\circ$. Conversely, the diagnostic criteria for subglacial flow conditions are intense stream braiding, high channel curvature and flow direction variability reaching $\sim 200^\circ$. Observations and measurements of flow direction in stratified sand and gravel facies in Killiney Bay section, characterized by high variability ranging from N350 to N190, higher than 150° (Fig. 6E) are therefore inconsistent with a proglacial depositional environment and rather illustrate subglacial settings.

Alternating high energy and quiescent phases, opposite flow directions, and highly variable stacking patterns for sedimentary structures between diamictos represent meltwater-dominated sedimentation in a subglacial drainage system, also termed “subglaciofluvial” deposits (Eyles et al., 1982; Shaw and Sharpe, 1987; Brodzikowski and van Loon, 1991; Boyce and Eyles, 2000; Menzies and Shilts, 2002).

Antidunes are relatively common in proglacial settings, generally associated with subaqueous fans formed under hydraulic jump conditions (Russell and Arnott, 2003; Hornung et al., 2007). Occasionally, “antidune-like” structures can develop subglacially under very specific conditions such as below the undulating morphology of the ice roof (Fischer et al., 2003), but in most cases, antidunes cannot form because the water depth is too limited by the ice roof and backflow cannot develop (Brodzikowski and van Loon, 1991). The absence of antidune structures in the sequence could support the subglacial hypothesis.

Dropstones refer to different origin from proglacial to subglacial setting. Nevertheless, the base of FA3 composed of laminated fine-grained sediments with sparse gravels is interbedded with and overlying tills (Fig. 7B). This stratal pattern reflect rapidly fluctuating depositional processes, from coupling with shearing to uncoupling with suspension settling. The lack of deformation precludes proglacial ice-sheet readvance over a proglacial pond. Conversely, in a context of subglaciofluvial environments, it probably reveals subglacial ice-bed coupling/uncoupling by fluid overpressure at the ice-bed interface rather than rain-out processes in proglacial pond. The lack of deformation is also consistent with a shallow settling depth, controlled by the cavity height. Consequently, FA3 could record to the onset of deposition in subglacial cavities (Gibbard, 1980; Brodzikowski and van Loon, 1991; Bennett et al., 2006), where fine-grained sediments derived from reworked diamicton matrix and clasts are provided by rain-out processes.

6.1.3. Evidence from fluid overpressure deformation

Convolute deformation structures interbedded with undeformed layers demonstrate repeated discrete deformation in a hydroplastic state (Guiraud and Seguret, 1987). Vertical dykes reveal a vertical

compressive strain (pure shear mechanism), thus the predominance of ice weight in a glacial context, where overpressure is applied from above (Le Heron and Etienne, 2005). Oblique dykes reveal simple shear strain that is very likely to be associated to an ice-sheet flowing over the substrate, promoted by increasing meltwater drainage. Horizontal dykes, and in a lesser extent vertical dykes, are related to hydrofracturing or overpressure release associated to the water content in the substrate (Boulton and Caban, 1995; van der Meer et al., 1999; Cosgrove, 2001; Cobbold and Rodrigues, 2007).

Overpressurising of sediments can result in hydraulic fracturing, allowing material to be injected (Jolly and Lonergan, 2002; Le Heron and Etienne, 2005). Therefore, the orientation of dykes reflects the state of the stress field at the time of overpressure. In addition, any change or decrease in dip of the dyke downwards implies a change in the orientation of the stress field in the sediment with increasing depth, revealing the evolution of the pressure gradient in a subglacial setting (Le Heron and Etienne, 2005). These directions changes can characterize a single dyke set, as observed in DS1.

Conversely, based on sedimentological observations, it appears that each dyke generation is separated by an erosion surface (Fig. 9B) demonstrating that they represent successive deformation events alternating with periods of sediment transport and deposition by meltwaters. Likewise, cross-cutting relationship is observed between DS1 and DS3, demonstrating different dyke generations are separated event rather than a single generation, with local changes of direction of propagation. This pattern demonstrate that deformation by fluid overpressure and deposition are pene-contemporaneous and cyclical.

Dewatering structures can be identified in both glaciofluvial (Boulton and Caban, 1995) and subglacial environments (Rijsdijk et al., 1999; Kjær et al., 2006), but a single deformation event, resulting from an ice-sheet overriding proglacial sediments, is expected to affect the entire sediment package, with various degrees of deformation. Conversely, field observations show discrete deformed cm-thick layers interbedded with undeformed beds. Once again, such pattern suggests cyclical deformation due to overpressure and coeval sediment deposition, both in a subglacial environment, rather than successive phases of glacier retreats and readvances (See Lesemann et al., 2010). Overall, deformation styles demonstrate subglacial deformation either by ice-bed coupling or hydrofracturing due to fluid overpressure, both associated with a sequence of increasing meltwater drainage.

6.2. Specificity of delta deposits

Subglacial deltaic deposits are relatively rare in the sedimentary record and Brodzikowski and van Loon (1991) highlighted three major characteristics of these deposits to help differentiate

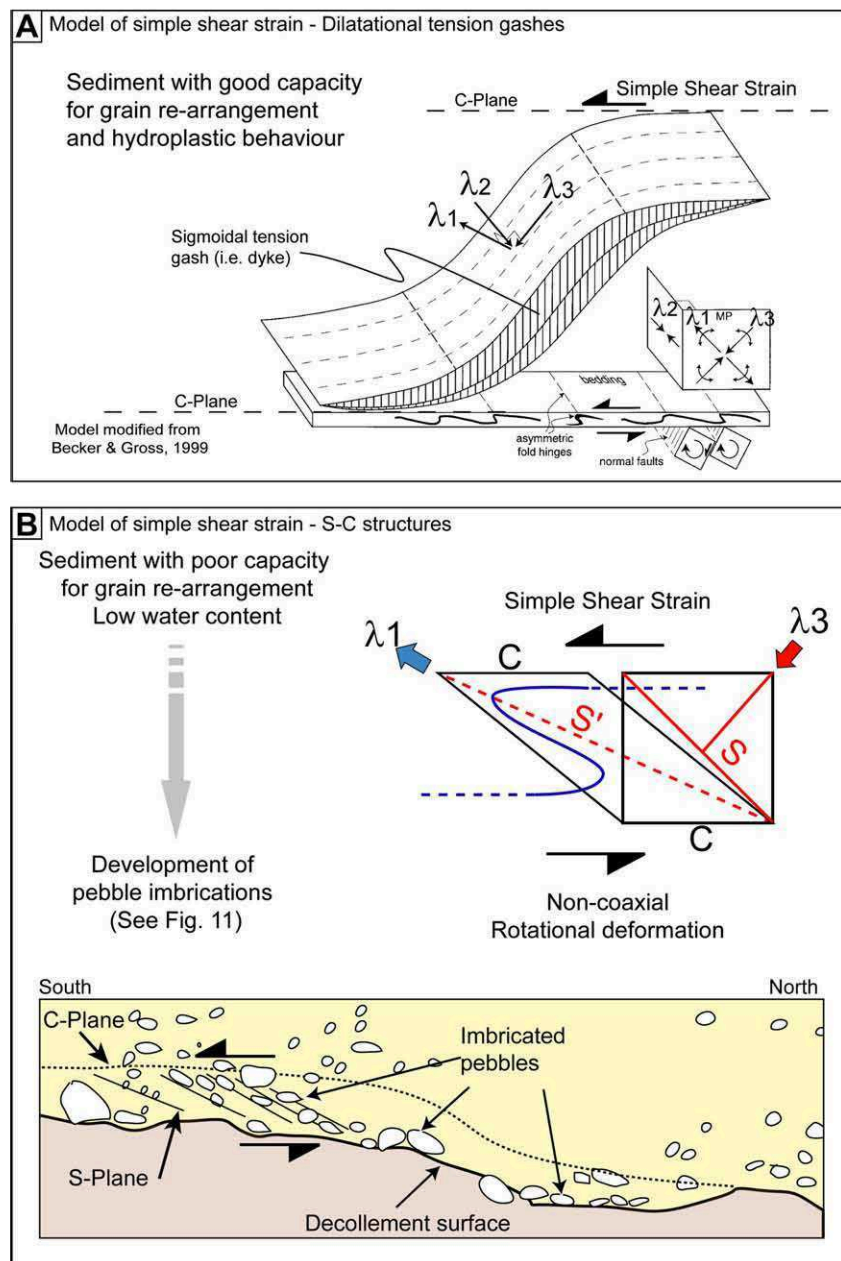


Fig. 13. Model of simple shear strain. A) Deformation structures associated with a simple shear stress over sediment with a good capacity for grain re-arrangement (well sorted sand) and hydroplastic behaviour due to high fluid pressure. The direction of extension gives the direction of the fracture expansion, similarly to the dilatational tension gash model (Becker and Gross, 1999). B) Under similar simple shear strain, sediment with poor capacity for grain re-arrangement (i.e., poorly sorted pebbles) and low water content, will lead to the formation of clast imbrications similar to S–C structures, which represent the most stable configuration.

between subglacial and proglacial depositional environment. (1) Stratigraphically, subglacial deltas are located at the same level as subglacial tills and channelised deposits, interbedded within diamictons. This characteristic implies that these deltas do not have the classical deltaic form and rarely exceed a few metres in thickness. (2) Delta material is expected to be moderately to poorly sorted, with a continuous supply of particle of all sizes, falling from the ice roof. In addition, gravity-induced mass flow on the delta slope is expected to partially mask grain-size differentiation in a longitudinal direction. (3) Subglacial deltas are characterized by relatively predominant progradation processes, because the depth of the depression to be filled is limited under the ice roof, causing the delta to move forward rapidly. Likewise, the predominance of particle-rich, hyperpycnal currents may also contribute to the

rapidly prograding character of the delta. These characteristics are necessary to demonstrate a subglacial depositional environment, but they are not sufficient; they cannot be considered alone as a diagnostic criterion, as they can be equally applied to proglacial counterpart.

At Shanganagh Park South, five stacked sequences of foresets (FA1) are identified. The first sequence of foresets is fully preserved whereas the upper part of the following delta sequences, downflow, is eroded by the overlying diamicton of Unit 5 (Fig. 8). This pattern suggests that during their construction the top of the deltas was higher, which means that the present-day top surface represents a minimum altitude. Delta foresets represent clinoforms whose shape, stacking pattern and position of breaks-in-slope can provide complementary information on sequence stratigraphy, by

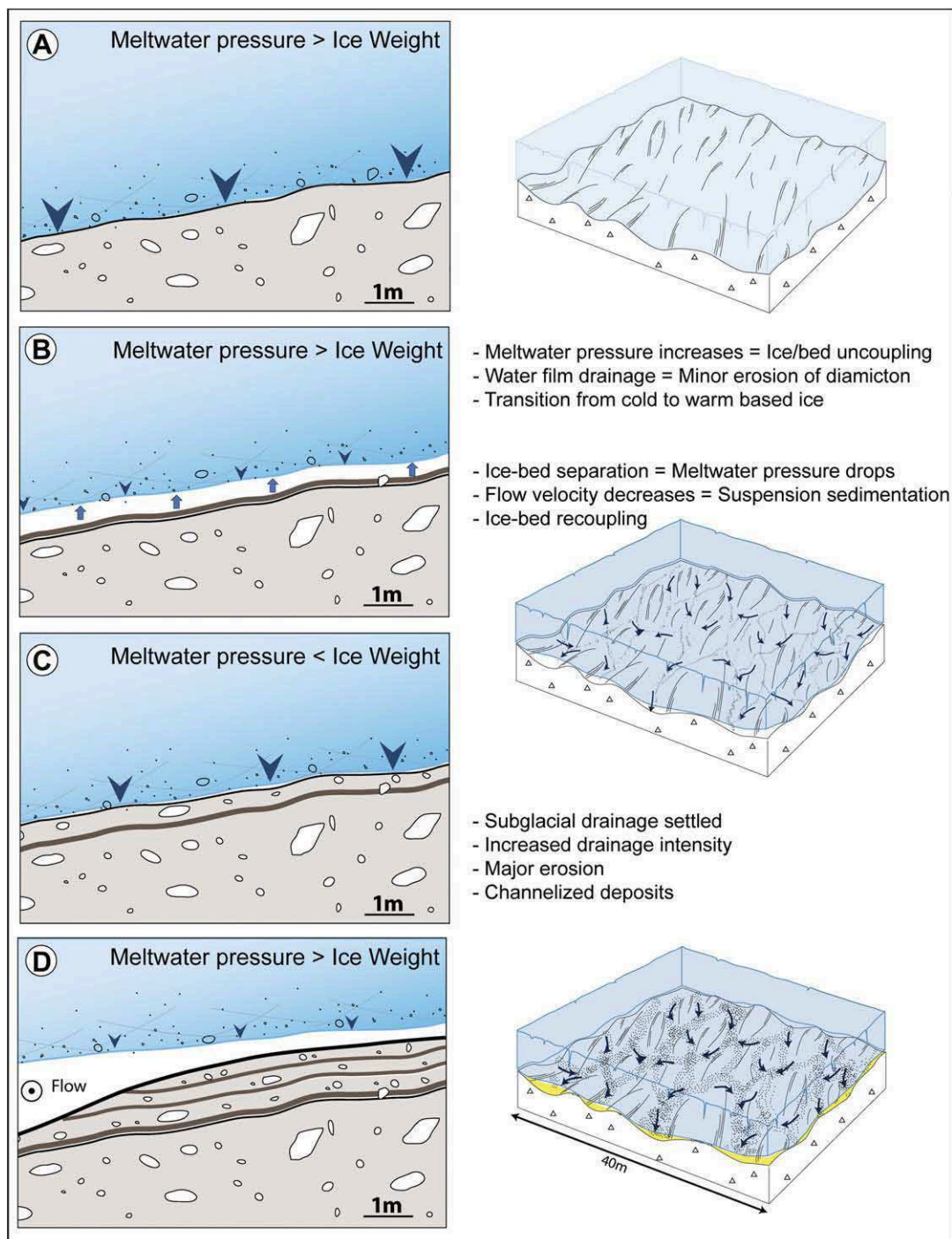


Fig. 14. Subglacial drainage onset resulting from meltwater pressure competing against the weight of overburden at the ice-bed interface. After the deposition of diamicton (A) meltwater input at the ice-bed interface allows ice to lift from its bed and enable the development of a film flow transporting fine-grained particle provided by diamicton erosion, which then enable the overpressure to be released and suspension sediment to occur (B). Ice-bed recoupling lead to the deposition of diamicton plastered over previously deposited sediment (C). Several episodes of ice-bed uncoupling are likely to occur during the early stage of flow drainage (D), that are replaced by the major erosion when meltwater drainage is fully established, and recorded as channelised deposits (FA2).

quantifying both vertical and lateral migration (Catuneanu et al., 2009; Helland-Hansen and Hampson, 2009; Martins-Neto and Catuneanu, 2010). The position of breaks-in-slope, visible on fully preserved deltas or inferred from delta top surface extrapolation, suggests major prograding (~150 m) and minor aggrading (<8 m) trends.

Stratigraphically, deltaic deposits are at the same level as subglacial channelised (FA2) and subglacial fan (FA1) deposits. In

addition, deltaic foresets (FA4) are described at the southern edge of the depression, at SPS6 log section, immediately over subglacial channelised deposits (Fig. 6D).

Although we can admit that the characteristics provided by Brodzikowski and van Loon (1991) are necessary but not sufficient to preclude a proglacial depositional environment, the depositional context and the stratigraphic pattern, and geometrical relationship with subglacial deposits may indicate a subglacial origin for the

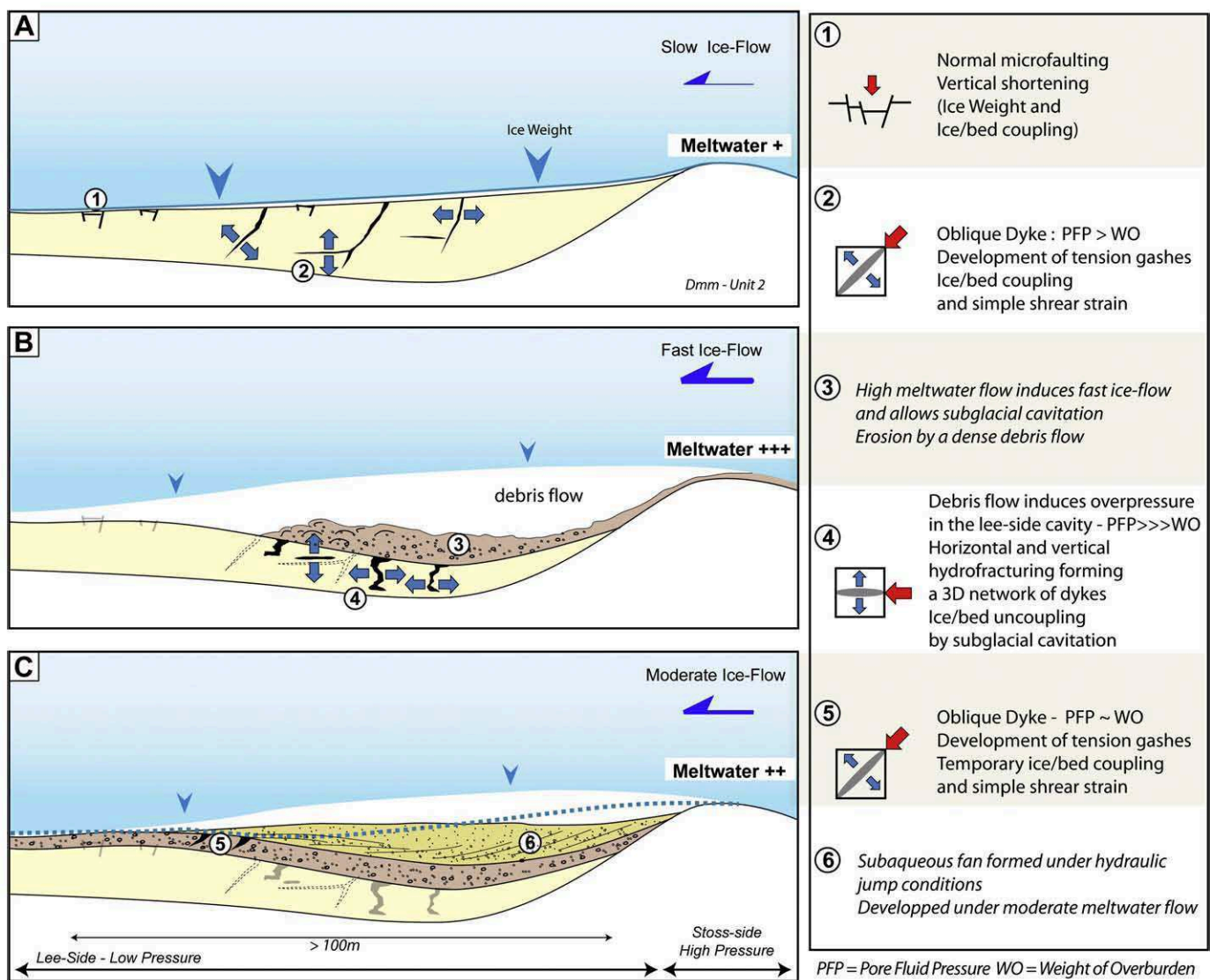


Fig. 15. Depositional and deformation model based on observation at Corbawn Lane North sections. (A) Normal micro-faulting, vertical and oblique fractures demonstrate deformation under pure and simple strain, related to stagnant or slowly flowing ice. It is related to a low meltwater input at the ice-bed interface. (B) Increasing meltwater input promotes ice-flow velocities that create favourable conditions for ice-bed uncoupling by subglacial cavitation when ice is flowing over an irregular bed. Resistance to ice flow induces high pressure conditions on the stoss-side of an obstacle and low-pressure conditions on the lee-side where deposition occurs. 3D hydrofracturing represented by DS 3, is related to a massive, poorly-sorted debris flow deposit that creates overpressure in the cavity and the soft sediment substrate. (C) Similarly, sustained meltwater flow at the ice-bed interface allows the development of a subaqueous fan under hydraulic jump conditions in a subglacial cavity. Prior to the fan development, the last generation of dyke indicates simple shear strain associated with temporary and/or local recoupling.

deltatic deposits in Shanganagh Park South. However, the lack of deformation, recognized as abundant in subglacial delta deposits (Brodzikowski and van Loon, 1991) and identified in every other section of the glacial sequence of Killiney Bay, may also favour the alternative explanation of a proglacial (ice-contact) depositional setting (Rijsdijk et al., 2010).

6.3. Depositional/deformation model

6.3.1. Subglacial cavity development

Architectural, sedimentological and deformational evidence presented above, although non-equivocal when taken alone, are all together consistent with a subglacial environment. They represent an array of evidence that makes the subglacial depositional environment the most likely, in the stratigraphic framework of Killiney Bay section. Based on subglacial evidence inferred from the architecture, the sedimentological characteristics and the deformation

styles, the depressions at the top of Unit 2 are interpreted as subglacial cavities. The deposition of sediment in subglacial cavities implies that the ice decoupled from the bed. Two different mechanisms of uncoupling are presented in the literature.

The first mechanism refers to ice-bed uncoupling by cavitation. Simulations and field observations demonstrate the development of subglacial cavities on the lee-side of obstacles (Liboutry, 1979; Walder, 1986; Kamb, 1987; Sugden et al., 1992; Dardis and Hanvey, 1994; Bennett et al., 2006; Schoof, 2005) if ice is rapidly flowing over its bed. Resistance to ice flow induces high pressure conditions on the stoss-side of the obstacle and low-pressure conditions (i.e., pressure shadow) on the lee-side, together with slow and fast ice-flow respectively. The development of lee-side cavities, generally of some to hundreds of metres in length, will be favoured by high flow velocity, low normal strain exerted by the ice, and high height-to-width ratio of the obstacle (Boulton, 1982; Schoof, 2005). These cavities are often linked by narrow connections forming a linked-

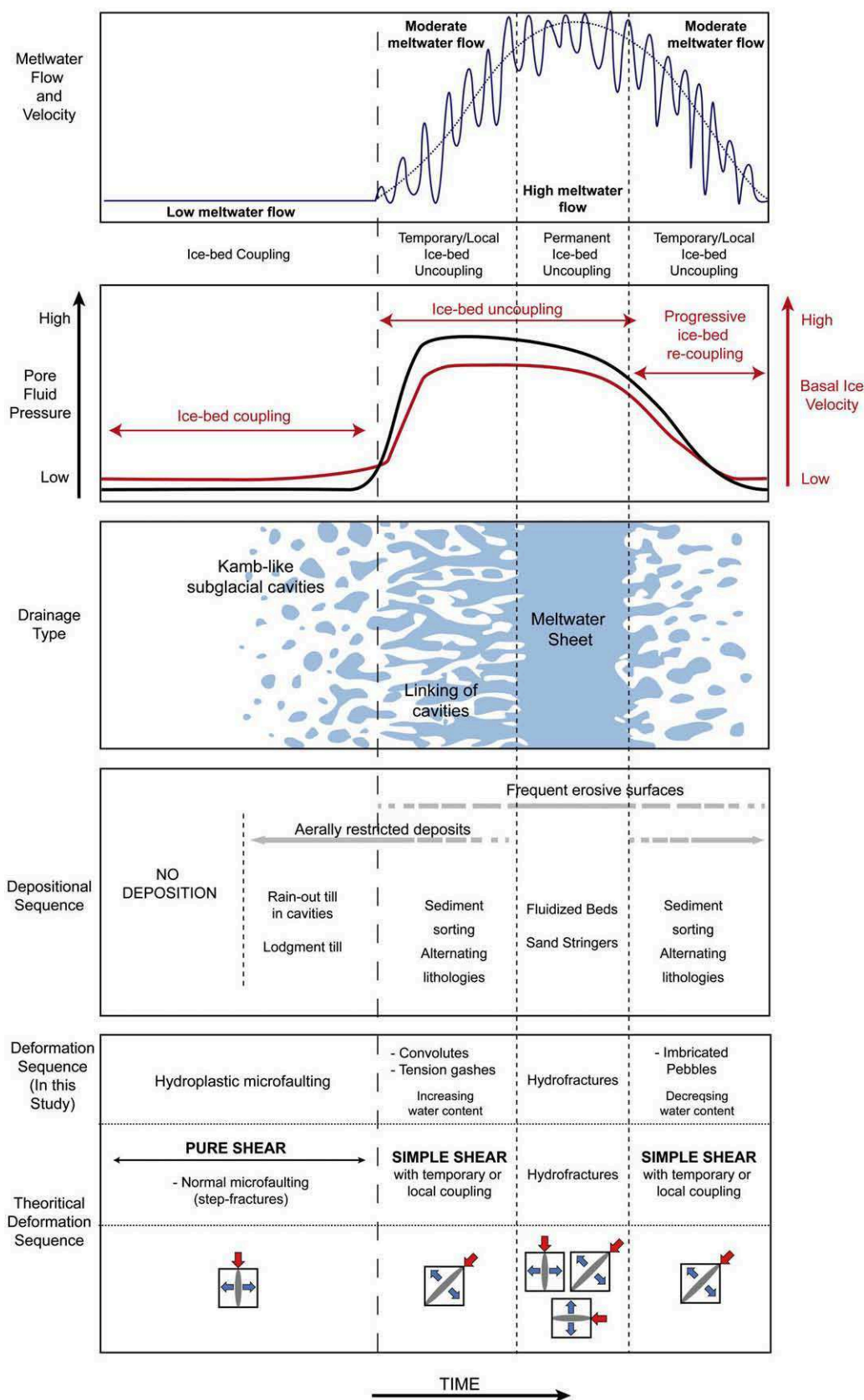


Fig. 16. Schematic diagram showing the relationship between Fluid Pressure, Meltwater flow velocity, meltwater drainage type, deformation sequence and depositional sequence. This glacial dynamic represents variations over long period of time, for instance during ice-sheet growth and decay, but is also applicable on shorter period of time, over seasonal to annual timescales.

cavity network (Kamb, 1987), temporary lakes or ponds in poorly connected cavities and episodic, possibly catastrophic, water drainage. Typically, these conditions are fulfilled behind “*roches moutonnées*”, drumlins or ribbed moraines (Sugden et al., 1992; Dardis and Hanvey, 1994; Bennett et al., 2006; Lindén et al., 2008; Benn and Evans, 2010). The drainage in such system is expected to display a wide range of flow direction.

The second mechanism refers to ice-bed uncoupling by fluid overpressure and does not necessarily imply significant ice-flow at the ice-bed interface. The cavity is limited to some centimetres to decimetres in depth, but potentially very extensive (over several km²). They develop at the ice/bed interface when the basal water pressure exceeds the local ice weight (Iverson et al., 1995; Munro-Stasiuk, 2000) because of an impermeable substrate formed by an overconsolidated diamicton (i.e., Unit 2).

6.3.2. Small cavities

In this study, observations lead to conclude to the development of a channelised meltwater system (FA2) developed at the ice-bed interface, probably similar to linked-cavity system (Liboutry, 1979). Before drainage is established (Fig. 14A), subglacial conditions are dominated by shear strain deformation because of low water content in the substrate (Knight, 2003).

Cyclicity in meltwater discharge at different timescale, from diurnal, seasonal to centennial timescales characterizes glacial and subglacial environments. Variations of meltwater discharge in such confined environments are linked to connections between supraglacial and subglacial hydraulic systems, opening and closure of subglacial channels, or episodic discharge of large supraglacial or subglacial water masses. At the beginning of the melt season, when the basal drainage system is recharged, the basal meltwater pressure is expected to be progressively increasing. High discharge in confined environment is likely to influence coupling conditions and create an zone of bypass for sediment leading to erosion of the diamicton. Since the drainage system is regulated in its degree of interconnection, size and shape by fluctuating meltwater pressure, discharge and hence, ice-flow velocity (Lindén et al., 2008), some cavities can be temporary disconnected from the main routing system, leading stagnant meltwaters to be temporary stored. Sudden pressure drops and flow energy decrease lead to the deposition of laminated silt and clay resulting from suspension sedimentation and recording early stage of cavity development (Fig. 14B; Gibbard, 1980; Brodzikowski and van Loon, 1991; Menzies, 2002; Lesemann et al., 2010). This process can be repeated, leading to the deposition of interbedded diamictons and silty-clay layers (Fig. 14C). A major erosional surface that truncates interbedded diamicton and fine-grained draping indicates a high velocity channelised flow (Fig. 14D). Irrespective of the initial drainage type, meltwater flow will eventually evolve towards a channelised flow. Bed and ice sole irregularities lead to an anisotropic water film, causing a lateral hydraulic pressure gradient that forces the water film to collapse into a channelised flow (Menzies, 2002; Russell and Arnott, 2003; Lesemann et al., 2010).

6.3.3. Large cavities

In larger cavities (e.g., Corbawn Lane North and Shanganagh Park South), where the water column is higher, larger sedimentary bodies will develop and form subaqueous fan deposits (FA1). In these subglacial cavities, depositional processes will be closely linked to variations in fluid overpressure at the ice-bed interface, and pore fluid pressure within the sediment.

Field observations show four generations of dykes characterized by different morphologies and different infill. In the sand injectite model (Cosgrove, 1995, 2001; Jolly and Lonergan, 2002; Vandromme, 2007; Rodrigues et al., 2009), increasing fluid pressure leads the pressure gradient within the fracture to increase,

enhancing the injection flow rate and the fracture propagation. Under such conditions, grain size and particle sorting will therefore fluctuate in relation to variations in fluid pressure.

- The largest grain size and the maximum of fracture opening indicates the maximum flow rate within the fractures during injection and therefore the highest fluid pressure exerted on the sediment. This is necessary depending on material availability.
- The smallest grain size indicates the minimum flow rate within the fractures and therefore the lowest fluid pressure after overpressure has been released by hydrofracturing. If the fluid overpressure is close to null, the finest-grained particles may settle, while moderate fluid pressure will induce moderate flow rate and partial sorting.
- The rate of overpressure release can explain different length-to-width ratios. For instance, a high rate and a sudden overpressure release will promote immediate “flow-freezing” of injected material.

At the study site, the preservation of different types of cross-cutting structures affecting the sedimentary succession allows the chronological sequence of subglacial deposition and deformation to be reconstructed (Fig. 15).

First, the environment was characterized by low fluid pressure and meltwater input associated to slow-flowing ice masses. This configuration induced vertical shortening (λ_3) causing normal microfaulting. This deformation affected a subaqueous fan that was previously deposited in a subglacial cavity.

The presence of an overconsolidated till (Unit 2) forming an impermeable layer enhanced fluid pressure in Unit 3 and at the ice-bed interface by increasing meltwater input. This progressively increasing fluid pressure lowered sediment shear strength and hydroplastic deformation occurred, first as convolute deformation.

Then, when fluid pressure exceeded sediment shear strength and the normal pressure of the ice-sheet, hydrofracturing occurred in order to release fluid overpressure. Different dyke generations were formed under different stress fields. Oblique dykes imply simple shear strain associated to southward flowing ice masses over the bed (Fig. 15A), enhanced by enhanced meltwater discharge beneath the ice-sheet. Part of the meltwater discharge occurs within the sediment (Piotrowski, 2006) but when the maximum transport capacity of the sediment is reached, free flowing meltwater discharge occurs at the ice-bed interface. The hydroplastic behaviour of a water-saturated sediment due to fluid overpressure enabled fracturing similar to the dilatational “tension gash” model (Fig. 13A; Mattauer, 1973; Becker and Gross, 1999). Local changes in the direction of the dykes (e.g., DS1) are related to changes in sediment properties inducing variations in the rate of rotational simple shear strain.

The next step corresponds to a major erosion surface, associated with a massive gravel unit deposited as a proximal subaqueous fan. This demonstrates that a meltwater drainage system was well established, capable of transporting large clasts and promoting ice-flow cavitation. At this stage, ice was locally separated from its bed and subglacial cavities could be temporarily connected through episodic, high-energy drainage. It is likely that dense material entering a lee-side cavity characterized by low-pressure conditions, was associated to overpressure, forming a 3D network of hydrofractures (DS3).

An interpretation of DS3 as till wedgies is inconsistent with observations. Although Rijdsdijk et al. (2010) identified till wedgies in the sections, they were located higher in the section, associated with overlying diamictons (unit 5 and 6 in the present paper). Till material were injected in fractures, due to simple shear strain and overpressure during ice-bed coupling phases. Conversely DS3

developed within Unit 3, sourced in overlying debris flow material. DS3 forms a 3D network of hydrofractures, not exclusively southward oriented, and associated with debris flow deposits, during uncoupling conditions.

The last generation of dykes (Fig. 15C) is oblique and infill material is finer than in the previous generation (DS3) suggesting moderate fluid overpressure, certainly lower than during the formation of Dyke Set 4. The dyke was sourced in overlying foreset beds (FA1) interpreted as a subaqueous fan, deposited under hydraulic jump conditions, as suggested by sedimentary structures and architecture (i.e., concave-up morphology). Three hypotheses can be stated for the development of Dyke Set 4:

- A development under simple shear strain during the early stage of cavitation, before the ice-bed separated, and with progressive development of the cavity and fan building.
- A mechanism similar to DS3, related to a dense fluid intrusion and a moderate fluid overpressure.
- Alternatively, a high-density flow producing a subaqueous fan would be expected to produce hydroplastic deformation (flame structures) related to fluid overpressure in hydraulic jump deposits (Postma et al., 2009). In this case, dip direction would reflect density flow direction rather than ice flow and would not imply ice-bed coupling.

Finally, imbricated pebbles at the base of Unit 6, associated to simple shear strain and low-water content (cold-base ice) demonstrate southward flowing ice associated to the deposition of the overlying diamicton (Fig. 13B) and indicate a new glacial advance.

Overall the depositional/deformation sequence shows variations in meltwater drainage and deformation styles related to glacier dynamic. Limited deformation and low meltwater input transporting fine-grained material (*glacial flour*) and associated with slow-flowing ice would be consistent with a cold-based glacier during the very early stage of deglaciation. The maximum rate of retreat coincided with maximum meltwater flow, grain size and deformation intensity (DS 3) as well as a fast-flowing ice-sheet.

Meltwaters was preferentially drained along the valley axis, where this study was carried out. Subsequent meltwater pressure increases decreased the resistance to sliding and thereby, promoted fluid overpressure deformation and ice-bed uncoupling. In order to maintain the overall pressure balance, the negative basal stress was compensated and transferred to adjacent areas (Fisher and Clarke, 2001), resulting in a deformed and non-deformed mosaic of subglacial sediments. As a result, deformation beneath the ice-sheet could be spatially restricted, weak or even absent (Piotrowski et al., 2001, 2004; Iverson et al., 2003). This compensation mechanism explains the distribution of deformation intensity and style, with fluid overpressure deformation mainly located along the main axis of the valley, while large-scale glaciotectionic features, including thrusting, are identified along the valley flanks (Rijsdijk et al., 2010).

The studied sequence only records a temporary oscillations during a global deglaciation trend, because (1) the depositional environment remains subglacial and (2) a new advance phase or a surge is recorded by overlying diamictons (Rijsdijk et al., 1999, 2010). The regional pattern described from outcrops in the vicinity of Killiney, showing sand and gravel units interbedded between diamictons, suggests allocyclic control on sedimentation, related to long-term ice-sheet dynamics.

6.4. The relationship between ice dynamics, meltwater drainage, deformation and depositional processes in a subglacial context

The link between ice motion and subglacial drainage evolution over diurnal, seasonal and centennial timescales is known for Alpine

glaciers (Lliboutry, 1979; Kamb, 1987; Mair et al., 2003). In addition, recent investigations in Greenland and Antarctica point towards similar behaviour for ice-sheets (Shepherd et al., 2009; Bartholomew et al., 2010), suggesting a unified mechanism for ice masses over different timescales. The present study demonstrates the link between meltwater, overpressure and depositional/deformation processes at the ice-bed interface. Fig. 16 presents one possible evolution of a subglacial system over a glacial cycle of growth and decay, in order to correlate meltwater input, ice-flow velocity, depositional and deformation processes, in a subglacial context.

During ice-sheet growth, the mass-balance is positive with accumulation exceeding ablation and therefore limited meltwater production. Meltwater production is only supported by frictional heating and heat fluxes at the ice-bed interface (Boulton et al., 2007b; Röthlisberger and Lang, 1987; Menzies, 2002). Low water content at the ice-bed interface limits basal decollement, reduces ice-flow velocity and maintains low fluid pressure (Boulton et al., 2007a). In addition, sediments produced are stored at the ice-bed interface and cannot be transferred to the ice margin, because of the inefficient drainage system. These characteristics point towards pure shear strain, due to ice weight exclusively affecting the sediment and promoting the development of normal microfaulting. Sediment deposition is very limited but the contact between the ice and the bed leads to the deposition of tills.

During ice-sheet decay, the mass-balance is negative, with ablation exceeding accumulation, providing large volumes of water, resembling spring and summer conditions at a seasonal scale. During this period, the bulk of sediment is transferred and deposited at the glacier margins but part of this material can be deposited in subglacial cavities.

During the early stage of retreat, the flowing ice-sheet induces deformation characterized by simple shear strain recorded by oblique dykes. Oblique dip directions are not exclusive and local variations in dip angle are explained by local variations in host sediment properties such as cohesion, clay fraction or weakness plane. During this period, meltwater drainage is established as a discontinuous channelised system. Sedimentological characteristics include sediment sorting, alternating lithologies in channelised deposits with many different flow directions. Increasing meltwater production and transfer at the ice-bed interface leads to increasing basal water pressure, basal friction reduction and ice acceleration. The topography resulting from subglacial conditions prior to the establishment of the meltwater drainage (drumlins, *roches moutonnées*, and ribbed moraines) will create obstacles for ice flow and facilitate ice-bed uncoupling by subglacial cavitation (Lliboutry, 1979; Walder, 1986; Kamb, 1987; Sugden et al., 1992; Dardis and Hanvey, 1994; Schoof, 2005). Low-pressure on the lee-side of the obstacle (i.e., pressure shadow) allows sediment deposition by meltwater-driven processes. Sedimentological characteristics include sediment sorting, reactivation and erosion surfaces, subaqueous fans and debris flow deposits.

The maximum of retreat coincides with the maximum of meltwater production. When the overpressure in a subglacial cavity exceeds the ice strength that maintains the cavity confined, a temporary connection between subglacial cavities can occur (Kamb, 1987). This configuration can be seen as a channelised meltwater sheet flow. Sediments are transferred from one cavity to another by massive debris flow deposits. Subsequent and sudden fluid overpressure also causes hydrofracturing (van der Meer et al., 1999, 2009; Rijsdijk et al., 1999; Rodrigues et al., 2009). It is very likely that fractures will develop in every directions forming a 3D network of dykes and sills. This stage is also favourable to the formation of fluidized beds (Kjær et al., 2006) that promote ice-bed uncoupling and high ice-flow velocity. However, meltwater sheet flow is unstable and corresponds to a short-lived configuration. Irregularities of ice sole and beds create an anisotropic water film causing a lateral hydraulic

gradient that forces the water to collapse into a channelised flow (Menzies, 2002; Russell and Arnott, 2003; Lesemann et al., 2010)

Depletion of meltwater sources coincides with fluid pressure decrease and progressive ice-bed recoupling. Ice-flow over the bed implies simple shear strain affecting the sediment. Because of lower meltwater availability, together with very coarse material associated with maximum flow capacity, simple shear strain may not form oblique dykes but cobble imbrications, characteristic of S–C structures. Progressively decreasing meltwater flow and ice-flow velocity change the deformation process from simple shear strain to pure shear strain. Therefore, ice fully recouples on its bed and remnant water cavities are preserved in which sediments can be trapped and tills deposited.

7. Conclusions

This study documents a depositional model of subglacial cavities inferred from a stratified sand and gravel unit, embedded between overconsolidated massive diamictos and a boulder pavement. The integrated approach that combines stratigraphy, detailed sedimentological characteristics and deformation styles, provided diagnostic criterion for the subglacial environment.

- Vertical sedimentary sequences are characterized by alternating lithologies, tractive-current facies, boulder pavement or subglacial diamictos and frequent erosive surfaces rather than gradual transitions between facies.
- Sedimentary structures are characteristic of four subaqueous depositional environments: subaqueous fan, channelised deposits with many current directions, decantation and delta deposits.
- Deformation styles affecting the sedimentological record consist of dykes and hydrofracturing characterized by different direction of propagation and nature of infill.
- Vertical dykes are formed under pure shear strain under nearly stagnant or low velocity ice and implies ice-bed coupling.
- Oblique dykes are formed by simple shear strain under moderately flowing ice masses and still implies ice-bed-coupling.
- Horizontal dykes imply ice-bed uncoupling due to very high fluid pressure to allow the fractures to open vertically against both ice and sediment weight. Vertical direction of extension indicates low vertical strain, demonstrating subglacial cavitation.

These observations provide new insights into glacial dynamic. Depositional and deformation processes reveal increasing meltwater drainage discharge at the ice-bed interface and subsequent ice-flow velocity increase. This dynamic favoured ice-bed uncoupling and subglacial cavitation providing available space for sedimentation. Observations and interpretations illustrate the dynamic interplay between meltwater flow, ice-flow velocities, overpressure and depositional/deformation processes operating at the ice-bed interface at various timescales, from a glacial cycle of growth and decay to annual and seasonal changes.

Acknowledgments

The authors want to thank GDF Suez E&P Division for the funding of this study and its permission to publish this work. The work represents a contribution from “SEDS” (Systèmes, Environnements et Dynamique Sédimentaire) research team in the Laboratoire Biogeosciences-UMR/CNRS 5561 from the University of Burgundy. We would like to take this opportunity to thank John F. Hiemstra for discussion on the field, Laurent Jeannin for discussion about hydrofracturing and Carmela Chateau-Smith for carefully proofreading the English.

References

- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis. Development in Sedimentology 30A. Elsevier, Amsterdam.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Rooney, S.T., Bentley, C.R., 1987. Till beneath ice stream B. 3. Till deformation – evidence and implications. *Journal of Geophysical Research* 92 (B9), 8921–8929.
- Ashley, G.M., Southard, J.B., Boothroyd, J.C., 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29, 67–79.
- Ballantyne, C.K., McCarroll, D., Stone, J.O., 2006. Vertical dimensions and age of the Wicklow Mountains ice dome, Eastern Ireland, and implications for the extent of the last Irish ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25, 2048–2058.
- Bartholomew, I., Nienow, P., Mair, D., Hubbard, A., King, M.A., Sole, A., 2010. Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier. *Nature Geoscience* 3, 408–411.
- Becker, A., Gross, M.R., 1999. Sigmoidal wall-rock fragments: application to the origin, geometry and kinematics of en échelon vein arrays. *Journal of Structural Geology* 21, 703–710.
- Bell, R.E., 2008. The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. *Nature Geoscience* 1, 297–304.
- Bell, R.E., Studinger, M., Shuman, C.A., Fahnestock, M.A., Joughin, I., 2007. Large subglacial lakes I East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams. *Nature* 445, 904–907.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 2010. *Glaciers and Glaciations*, second ed. Edward Arnold, London.
- Bennett, M.R., 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews* 61, 309–339.
- Bennett, M.R., Huddart, D., Waller, R.I., 2006. Diamict fans in subglacial water-filled cavities – a new glacial environment. *Quaternary Science Reviews* 25, 3050–3069.
- Boulton, G.S., 1982. Subglacial processes and the development of glacial bed-forms. In: Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (Eds.), *Research in Glacial, Glacio-fluvial, and Glacio-lacustrine Systems*. Geo Books, Norwich, pp. 1–31.
- Boulton, G.S., Caban, P.E., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: part II – its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Science Reviews* 14, 563–587.
- Boulton, G.S., Hindmarsh, R.C.A., 1987. Sediment deformation beneath glaciers; rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research* 92B, 9059–9082.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007a. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling and the origin of esker systems: Part I – glaciological observations. *Quaternary Science Reviews* 26, 1067–1090.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007b. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part II – theory and simulation of a modern system. *Quaternary Science Reviews* 26, 1091–1105.
- Bowen, D.Q., 1973. The Pleistocene succession of the Irish Sea. *Proceedings of the Geologists Association* 84, 249–272.
- Bowen, D.Q., Phillips, F.M., McCabe, A.M., Knutz, P.C., Sykes, G.A., 2002. New data for the last glacial maximum in Great Britain and Ireland. *Quaternary Science Reviews* 21, 89–101.
- Boyce, J.L., Eyles, N., 2000. Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 112, 98–118.
- Brodzikowski, K., van Loon, A.J., 1991. Glacigenic Sediments. In: *Collection Development in Sedimentology*, vol. 19. Elsevier, Amsterdam.
- Catania, G., Paola, C., 2001. Braiding under glass. *Geology* 29, 259–262.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, 1–33.
- Cheel, R.J., Rust, B.R., 1982. Coarse-grained facies of glaciomarine deposits near Ottawa, Canada. In: Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (Eds.), *Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*. Research in glacial, glaciofluvial and Glaciolacustrine systems. Geobooks, Norwich, pp. 279–292.
- Cobbold, P.R., Rodrigues, N., 2007. Seepage forces, important factors in the formation of horizontal fractures and bedding-parallel fibrous veins (‘beef’ and ‘cone-in-cone’). *Geofluids* 7, 313–322.
- Collinson, J.D., Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures*, third ed. Terra Publishing, Harpenden, Hertfordshire, England.
- Cosgrove, J.W., 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen, M.S. (Ed.), *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*. Geological Society Special Publication 92, pp. 187–196. London.
- Cosgrove, J.W., 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: a factor in the dewatering of low-permeability sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 737–748.
- Dardis, G.F., Hanvey, P.M., 1994. Sedimentation in a drumlin lee-side subglacial wave cavity, Northwest Ireland. *Sedimentary Geology* 91, 97–114.

- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., 2009. Fluid-pressure controlled soft-bed deformation sequence beneath the surging Breidamerkjökull (Iceland, Little ice age). *Sedimentary Geology* 221, 71–86.
- Denis, M., Guiraud, M., Konaté, M., Buoncristiani, J.-F., 2010. Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice-stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). *International Journal of Earth Sciences* 99, 1399–1425.
- Evans, D.J.A., Livingstone, S.J., Vieli, A., Ó Cofaigh, C., 2009. The palaeoglaciology of the central sector of the British and Irish ice-sheet: reconciling glacial geomorphology and preliminary ice sheet modellings. *Quaternary Science Reviews* 28, 739–757.
- Eyles, N., McCabe, A.M., 1989. Glaciomarine facies within subglacial tunnel valleys: the sedimentary record of glacioisostatic downwarping in the Irish Sea basin. *Sedimentology* 36, 431–448.
- Eyles, N., Sladen, J.A., Gilroy, S., 1982. A depositional model for stratigraphic complexes and facies superimposition in lodgment tills. *Boreas* 11, 317–333.
- Fischer, T.G., Taylor, L.D., Jol, H.M., 2003. Boulder-gravel hummocks and wavy basal till contacts: products of subglacial meltwater flow beneath the Saginaw Lobe, south-central Michigan USA. *Boreas* 32, 328–336.
- Fisher, U.H., Clarke, G.K.C., 2001. Review of subglacial hydro-mechanical coupling: Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada. *Quaternary International* 86, 29–43.
- Fountain, A.G., Jacobel, R.W., Schlichting, R., Jansson, P., 2005. Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers. *Nature* 433, 618–621.
- Fricker, H.A., Scambos, T., Bindshadler, R., Padman, L., 2007. An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space. *Science* 315, 1544–1548.
- Gibbard, P., 1980. The origin of stratified Catfish Creek till by basal melting. *Boreas* 9, 71–85.
- Gorrell, G., Shaw, J., 1991. Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology* 72, 285–314.
- Guiraud, M., Seguret, M., 1987. Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain). In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary rocks*. Geological Society, Special Publication 29, pp. 123–136. London.
- Guiraud, M., Laborde, O., Philip, H., 1989. Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics* 170, 289–316.
- Helland-Hansen, W., Hampson, G., 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research* 21, 454–483.
- Hiemstra, J.F., Evans, D.J.A., Scourse, J.D., McCarroll, D., Furse, M.F.A., Rhodes, E., 2006. New evidence for a grounded Irish Sea glaciation of the Isles of Scilly, UK. *Quaternary Science Reviews* 25, 299–309.
- Hoare, P.G., 1977. Dublin. In: *The Glacial Stratigraphy in Shanganagh and Adjoining Townlands, South-east County*. Proceedings of the Royal Irish Academy 77, pp. 295–305.
- Hornung, J.J., Aspö, U., Winsemann, J., 2007. Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. *Sedimentary Geology* 193, 167–192.
- Hubbard, A., Bradwell, T., Golledge, N., Hall, A., Patton, H., Sugden, D., Cooper, R.A., Stoker, M., 2009. Dynamic cycles, ice-streams and their impact on the extent, chronology and deglaciation of the British-Irish ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 28, 758–776.
- Huguen, C., Guiraud, M., Benkheil, J., Mascle, J., 2001. Synlithification deformation processes of the Cretaceous sediments of the Ivory Coast-Ghana transform margin: a way to detail the margin history. *Tectonics* 20, 959–975.
- Iverson, N.R., Hanson, B., Hooke, R.L., Jansson, P., 1995. Flow mechanism of glaciers on soft beds. *Science* 267, 80–81.
- Iverson, N.R., Cohen, D., Hooyer, T.S., Fischer, U.H., Jackson, M., Moore, P.L., Lappagard, G., Kohler, J., 2003. Effects of basal debris on glacier flow. *Science* 301, 81–84.
- Jolly, R.J.H., Lonergan, L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society of London* 159, 605–617.
- Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 971–984.
- Kamb, B., 1987. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research* B92, 9083–9100.
- Kamb, B., 2001. Basal zone of the West Antarctic ice streams and its role in lubrication of their rapid motion. In: Alley, R.B., Bindshadler, R.A. (Eds.), *The West Antarctic Ice Sheet: Behaviour and Environment*. Antarctic Research Series, vol. 77. American Geophysical Union, Washington DC, pp. 157–199.
- Kjær, K.H., Larsen, E., van der Meer, J.J.M., Ingólfsson, Ó., Krüger, J., Benediktsson, Í.Ö., Knudsen, C.G., Schomaker, A., 2006. Subglacial decoupling at the sediment interface: a new mechanism for rapid flowing ice. *Quaternary Science Reviews* 25, 2704–2712.
- Kneller, B.C., Branney, M.J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42, 607–616.
- Knight, J., 2003. Temporal changes in subglacial meltwater activity: field evidence from the late Devensian in the north of Ireland. *Sedimentary Geology* 160, 291–307.
- Le Heron, D.P., Etienne, J.L., 2005. A complex subglacial clastic dyke swarm, Sólheimajökull, southern Iceland. *Sedimentary Geology* 181, 25–37.
- Lesemann, J.-E., Aslop, G.I., Piotrowski, J.A., 2010. Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. *Quaternary Science Reviews* 29, 3212–3229.
- Lindén, M., Möller, P., Adrielsson, L., 2008. Ribbed moraine formed by subglacial folding, thrust stacking and lee-side cavity infill. *Boreas* 37, 102–131.
- Liboutry, L., 1979. Local friction laws for glaciers: a critical review and new openings. *Journal of Glaciology* 39, 67–95.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 175–204.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special references to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279–297.
- Lønne, I., 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology* 98, 13–43.
- Lüthi, M.P., 2010. Greenland's glacial basics. *Nature* 468, 776–777.
- Mair, D., Willis, I., Fischer, U.H., Hubbard, B., Nienow, P., Hubbard, A., 2003. Hydrological controls on patterns of surface, internal and basal motion during three 'spring events': Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 49, 555–567.
- Mandl, G., Harkness, R.M., 1987. Hydrocarbon migration by hydraulic fracturing. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Special Publication 29, Geological Society, pp. 39–53. London.
- Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology* 27, 247–253.
- Mattauer, M., 1973. *Les Déformations des Matériaux de L'écorce Terrestre*. Hermann, Paris.
- McCabe, A.M., Clark, P.U., 2003. Deglacial chronology from County Donegal, Ireland: implications for the deglaciation of the British ice-sheet. *Journal of the Geological Society of London* 60, 847–855.
- McCabe, A.M., Ó Cofaigh, C., 1994. Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 91, 57–95.
- McConnell, B., Philcox, M.E., Sleeman, A.G., Stanley, G., Flegg, A.M., Daly, E.P., Warren, W.P., 1994. A Geological Description to Accompany the Bedrock Geology 1:10000 Map Series, Sheet 16, Kildare – Wicklow. Geological Survey of Ireland, Dublin, 69 pp.
- van der Meer, J.J.M., Kjær, K.H., Krüger, J., 1999. Subglacial water-escape structures and till structures, Sléttjökull, Iceland. *Journal of Quaternary Science* 14, 191–205.
- van der Meer, J.J.M., Kjær, K.H., Krüger, J., Rabassa, J., Kilfeather, A.A., 2009. Under pressure: clastic dykes in glacial settings. *Quaternary Science Reviews* 28, 708–720.
- Menzies, J., 2002. Ice-flow and hydrology. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth Heinemann, Oxford, pp. 79–181.
- Menzies, J., Shilts, J., 2002. Subglacial environments. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth Heinemann, Oxford, pp. 183–278.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Munro-Stasiuk, M.J., 2000. Rhythmic till sedimentation: evidence for repeated hydraulic lifting of a stagnant ice mass. *Journal of Sedimentary Research* 70, 94–106.
- Nemec, W., Lønne, I., Blikra, L.H., 1999. The Kregnes moraine in Gauldalen, west-central Norway: anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a palaeofjord basin. *Boreas* 28, 454–476.
- Ó Cofaigh, C., Evans, D.J.A., 2007. Radiocarbon constraints on the age of the maximum advance of the British-Irish ice sheet in the Celtic Sea. *Quaternary Science Reviews* 26, 1197–1203.
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary rocks*. Geological Society, Special Publication 29, pp. 11–24. London.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of Glaciers*, third ed. Pergamon, Oxford.
- Piotrowski, J.A., 1997. Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany. *Sedimentary Geology* 111, 217–224.
- Piotrowski, J.A., 2006. Groundwater under ice sheets and glaciers. In: Knight, P.G. (Ed.), *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 50–59.
- Piotrowski, J.A., Tulaczyk, S., 1999. Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quaternary Science Reviews* 18, 737–751.
- Piotrowski, J.A., Mickelson, D.M., Tulaczyk, S., Krzyszowski, D., Junge, F., 2001. Were subglacial deforming beds beneath past ice sheets really widespread? *Quaternary International* 86, 139–150.
- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Junge, F.W., 2004. Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quaternary Science Reviews* 23, 993–1000.
- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Menzies, J., Wysota, W., 2006. Formation of a subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology* 53, 83–106.
- Plink-Björklund, P., Ronnert, L., 1999. Depositional processes and internal architecture of Late Weichselian ice-marine submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology* 46, 215–234.
- Postma, G., Roep, T.B., Ruegg, G.H.J., 1983. Sandy-gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenumsche Beek valley, Veluwe, the Netherlands), with emphasis on plug-flow deposits. *Sedimentary Geology* 34, 59–82.
- Postma, G., Cartigny, M., Kleverlaan, K., 2009. Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current? *Sedimentary Geology* 219, 1–6.

- Powell, R.D., Molnia, B.F., 1989. Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Marine Geology* 85, 359–390.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* 21, 83–99.
- Rijsdijk, K.F., Owen, G., Warren, W.P., McCarroll, D., van der Meer, J.J.M., 1999. Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, Eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 129, 111–126.
- Rijsdijk, K.F., Warren, W.P., van der Meer, J.J.M., 2010. The glacial sequence at Killiney Bay, SE Ireland: terrestrial deglaciation and polyphase glaciotectionic deformation. *Quaternary Science Reviews* 29, 696–719.
- Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Løseth, H., 2009. Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysics* 474, 610–632.
- Russell, H.A.J., Arnott, R.W.C., 2003. Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glaciogenic subaqueous fan: Oak Ridge Moraine, southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 73, 887–905.
- Rust, B.R., Romanelli, R., 1975. Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In: Jopling, A.V., McDonald, B.C. (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM Special Publication 23, pp. 177–192.
- Röthlisberger, H., Lang, H., 1987. Glacial hydrology. In: Gurnell, A.M., Clark, M.J. (Eds.), *Glacio-fluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. Wiley, London, pp. 207–284.
- Schoof, C., 2005. The effect of cavitation on glacier sliding. *Proceedings of the Royal Society* 461, 609–627.
- Schoof, C., 2010. Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature* 468, 803–806.
- Shaw, J., 1983. Drumlin formation related to inverted erosional marks. *Journal of Glaciology* 29, 461–479.
- Shaw, J., Gorrell, G., 1991. Subglacially formed dunes with bimodal and graded gravel in the Trenton drumlin field, Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire* 45, 21–34.
- Shaw, J., Sharpe, D.R., 1987. Drumlin formation by subglacial meltwater erosion. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24, 2316–2322.
- Shepherd, A., Hubbard, A., Nienow, P., King, M., McMillan, M., Joughin, I., 2009. Greenland ice sheet motion coupled with daily melting in late summer. *Geophysical Research Letters* 36, L01501.
- Siegert, M.J., Bamber, J.L., 2000. Subglacial water at the heads of Antarctic ice stream tributaries. *Journal of Glaciology* 46, 702–703.
- Siegert, M.J., Carter, S., Tabacco, I., Popov, S., Blankenship, D.D., 2005. A revised inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science* 17, 453–460.
- Smith, M.J., Knight, J., 2011. Palaeoglaciology of the last Irish ice sheet reconstructed from striae evidence. *Quaternary Science Reviews* 30.
- Sollas, W.J., Praeger, R.L., 1894. A walk along the glacial cliffs of the Killiney Bay. *Irish Naturalist* 3, 13–18.
- Sugden, D.E., Glasser, N.F., Clapperton, C.M., 1992. Evolution of large roches-moutonnées. *Geografiska Annaler: Physical Geography* 74A, 253–264.
- Vandromme, R., 2007. Approche des mécanismes de l'injection sableuse per *descensum*. Ph.D. thesis, Ecole des Mines, Paris, France.
- Walder, J.S., 1986. Hydraulics of subglacial cavities. *Journal of Glaciology* 32, 439–445.
- Warren, P.W., 1993. Wicklow in the Ice Age: An Introduction and Guide to the Glacial Geology of the Wicklow District. Geological Survey of Ireland, Dublin, Ireland.
- Weertman, J., 1964. The theory of glacier sliding. *Journal of Glaciology* 5, 287–303.
- Wingham, D.J., Siegert, M.J., Shepherd, A., Muir, A.S., 2006. Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. *Nature* 440, 1033–1036.
- Winsemann, J., Aspöhn, U., Meyer, T., Schramm, C., 2007. Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany. *Sedimentary Geology* 193, 105–129.
- Winsemann, J., Hornung, J.J., Meinsen, J., Aspöhn, U., Polom, U., Brandes, C., Bußmann, M., Weber, C., 2009. Anatomy of a subaqueous ice-contact fan and delta complex, Middle Pleistocene, north-west Germany. *Sedimentology* 56, 1041–1076.
- Zwally, H.J., Giovinetto, M.B., Li, J., Cornejo, H.G., Beckley, M.A., Brenner, A.C., Saba, J.L., Yi, D., 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *Journal of Glaciology* 51, 509–527.

3. Principales conclusions et implications

Cette étude avait donc pour but de détailler les critères qui caractérisent un environnement de dépôt sous-glaciaire. Ces critères se divisent en trois catégories : (1) la géométrie, (2) les caractéristiques sédimentologiques, et (3) les structures de déformations. Le travail mené permet de définir un certain nombre de critères pour différencier les faciès associés à l'environnement sous-glaciaire, des faciès proglaciaires. Sur la base des critères géométriques, sédimentologiques et des structures de déformations, synthétisés dans le [Tableau 1](#), il est donc possible de différencier ces deux environnements de dépôt.

	SOUS-GLACIAIRE	PROGLACIAIRE
GEOMETRIE	• Alternance haute fréquence de dépôts triés et non-triés • Amalgame des structures liées au manque d'espace • Forte capacité à l'avulsion (cannibalisme des structures) • Présence d'un substrat irrégulier favorable au développement de cavités sous-glaciaires	• Alternance basse fréquence de dépôts triés et non-triés • Peu d'amalgame
SEDIMENTOLOGIE	• Présence de séquences de tills • Prédominance des surfaces d'érosion/réactivation • Directions d'écoulements très variables ($>150^\circ$) • Distribution homogène de dropstones • Possibilité de déconfinement dans des cavités (ressaut hydraulique) • Faible proportion de dépôts fins (rhythmites, varves, ...)	• Prédominance de dépôts triés • Proportions élevées de dépôts fins liés à de la décantation dans des milieux calmes • Directions d'écoulement variables ($<150^\circ$) • Possibilité de déconfinement (ressaut hydraulique)
DEFORAMTION	• Déformations liées au couplage glace/substrat contemporaines des phases de sédimentation • Déformations par cisaillement simple liées à l'écoulement de la glace (plis, plis faillés) • Déformations par aplatissement pur lors de phases de glace stagnante (microfailles normales) • Déformations liées aux surpressions fluides à la base du glacier et dans le sédiment (hydrofractures, dykes) • Liquéfaction et fluidisation du sédiment, avec différents degrés	• Déformations liées à la gravité (failles normales, glissements, ...) • Déformations liées à du cisaillement simple possibles, lors de phases de ré-avancées. Dans ce cas, déformation à large échelle (<i>thrust</i>) plutôt que limités à quelques bancs (déformation discrète)

Tableau 2.1 : Caractéristiques associées aux environnements sous-glaciaire et proglaciaire

L'objectif est de transposer ces critères de reconnaissances aux dépôts glaciaires pré-pléistocènes, en particulier ordoviciens, pour aider à la reconnaissance d'un environnement de dépôt sous-glaciaire et détailler les processus de dépôt qui lui sont associés. La reconnaissance des faciès sous-glaciaires est en effet fondamentale pour déterminer les zones favorables au développement de diagénèse

particulière, spécifique aux fortes pressions fluides ([Tournier et al., 2010](#)). Il est donc nécessaire de qualifier et quantifier cette déformation associée aux environnements de dépôt sous-glaciaire, aussi bien sur le terrain que sur carottes.

Une feuille de description de log est proposée, modifiée et adaptée à ce travail. Elle rassemble les figurés nécessaires à la caractérisation des différents types de déformation (cisaillement simple, aplatissement pur, liquéfaction, fluidisation,...) mais également le degré de déformation/préservation des sédiments. Le résultat des études sédimentologiques facilitera le ciblage des zones d'études pour la diagenèse des réservoirs, dans le but de préciser les modèles géologiques. L'exemplaire de cette feuille de log est fourni en annexe ([Cf. Annexe 1](#)) de ce mémoire.

Il existe des différences paléogéographiques, paléotopographiques et lithologiques entre les glaciations quaternaires et ordoviciennes qui ne permettront pas d'avoir une correspondance exacte des caractéristiques géométriques, sédimentologiques et associées aux processus de déformation. Néanmoins, une certaine cohérence devrait apparaître, relative à la coexistence dans l'espace de processus de sédimentation et de déformation, et donc l'existence de phases de couplage et de découplage caractéristiques de l'environnement sous-glaciaire.

CHAPITRE III

Processus de dépôt et architecture
sédimentaire associés au
remplissage d'une vallée tunnel
ordovicienne

1. Contexte paléogéographique et paléoglacielogique du Paléozoïque inférieur

1.1. Cadre structural et paléogéographique du Nord Gondwana

1.1.1. L'orogénèse panafricaine

A la fin du Néoprotérozoïque (entre 750-580Ma), la dérive puis l'accrétion de l'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Antarctique, de l'Australie, de l'Inde et de la péninsule arabe est à l'origine de la formation du supercontinent Gondwana. (Figure 3.1 & 3.2 ; Black & Fabre, 1980 ; Gray et al., 2008 ; Torsvik & Cocks, 2011). Dans les régions d'Afrique saharienne cette collision se marque par la suture entre le Craton Ouest Africain et le bouclier touareg, qui engendre la fermeture des zones de rifting et des bassins océaniques qui séparaient alors ces deux domaines (Black & Fabre, 1980 ; Gray et al., 2008). Cette collision se marque par la formation de la chaîne panafricaine (Figure 3.3A). Sur la bordure du Craton Ouest Africain, les accidents présentent une direction N-S dans le Hoggar, et évoluent progressivement vers une direction NE-SW dans l'Ougarta et la partie orientale de l'Anti-Atlas, puis E-W dans sa partie occidentale (Bassin de Tindouf) (Figure 3.3B ; Coward & Ries, 2003).

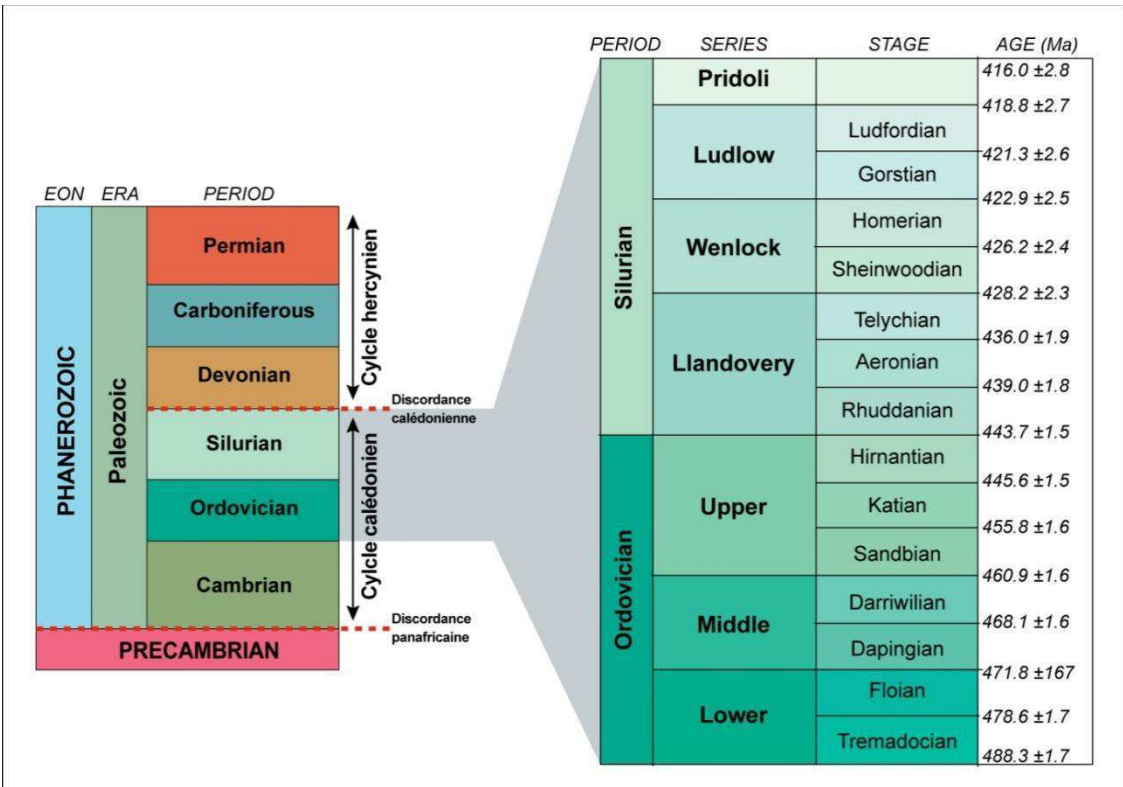


Figure 3.1: Charte stratigraphique du Paléozoïque inférieur (D'après Ogg et al., 2008) et principales phases orogéniques (D'après Foucault & Raoult, 2001).

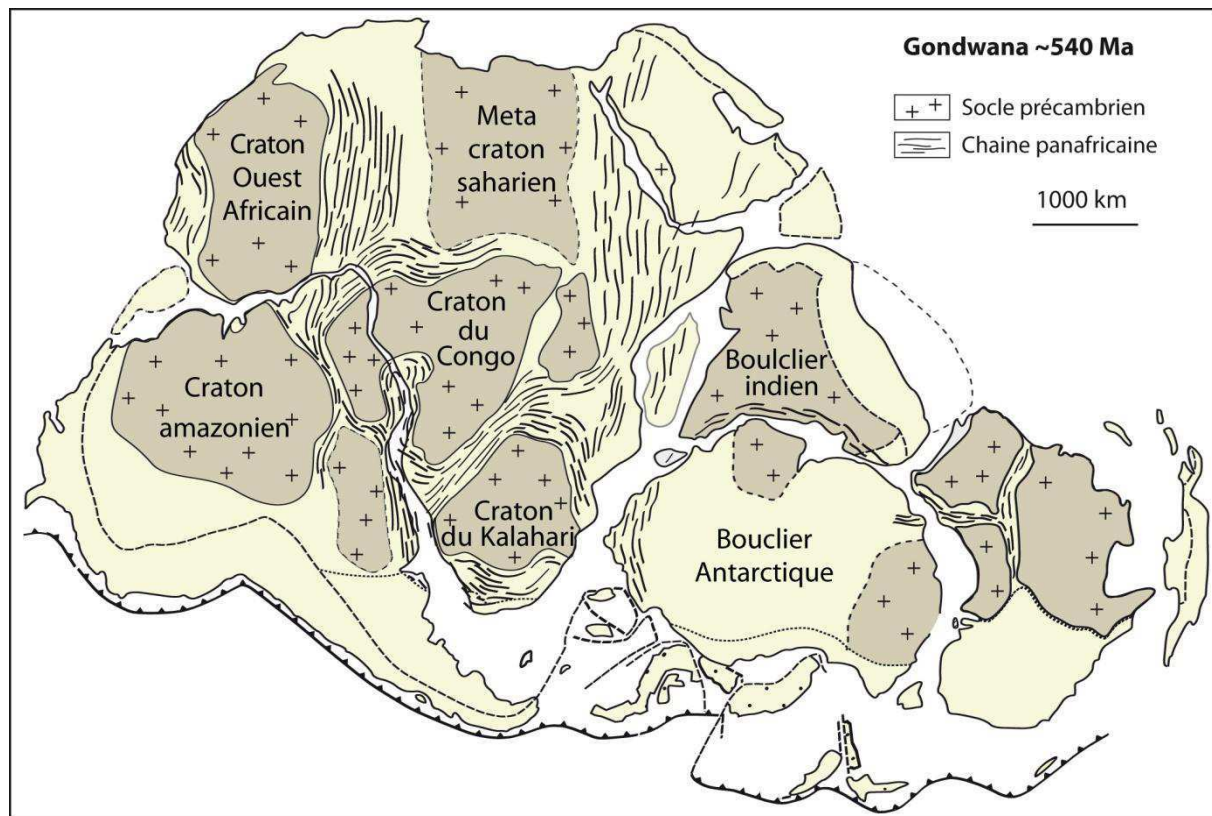


Figure 3.2: Reconstruction paléogéographique du super-continent Gondwana à la fin du Précambrien (~540Ma) (D'après [Gray et al., 2008](#)).

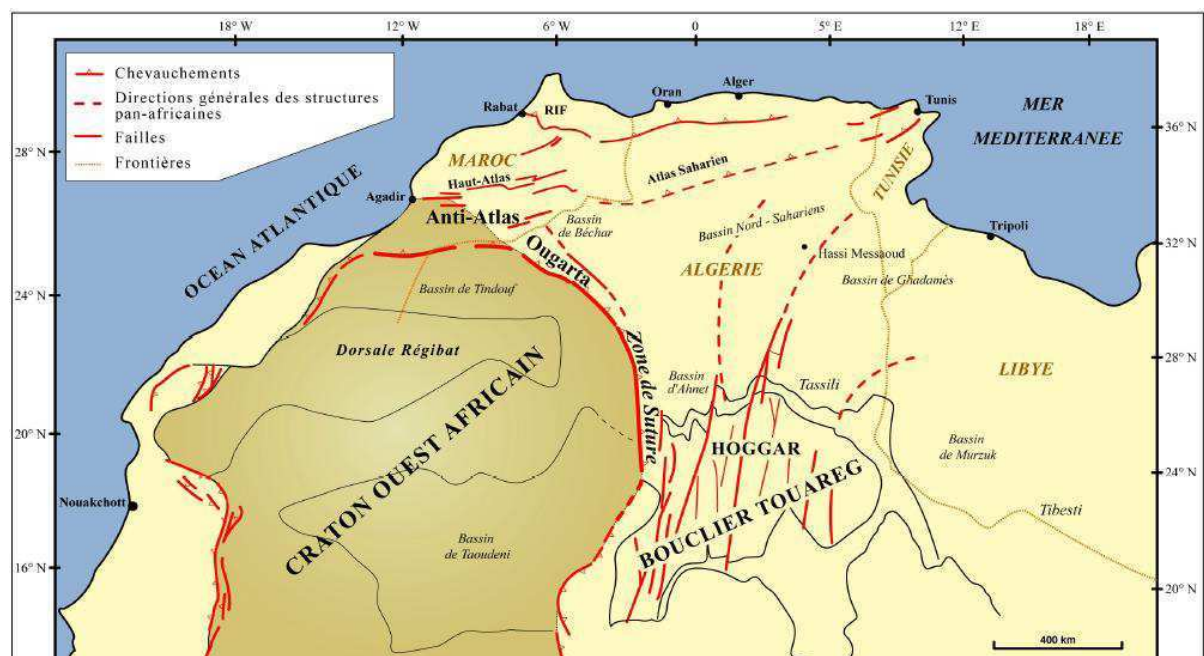


Figure 3.3 : Cartographie des principaux accidents hérités de la collision entre le Craton Ouest Africain et le Bouclier Touareg, lors de l'orogénèse panafricaine (D'après [Coward & Ries, in Marante, 2008](#))

1.1.2. L'extension cambro-ordovicienne

Dès la fin du Néoprotérozoïque, le régime tectonique évolue vers une dynamique extensive, qui perdure au cours du cambro-ordovicien. Les continents Laurentia, Siberia et Baltica se détachent du continent Gondwana, permettant l'ouverture des océans Rhéique et Protothétys (Stampfli & Borel, 2002). Cette dynamique extensive est à l'origine d'une large plate-forme épicontinentale dans la partie nord du Gondwana (Beuf et al., 1971 ; Destombes et al., 1985 ; Torsvik & Cocks, 2011), la marge nord africaine fonctionnant alors en marge passive (Figure 3.4A). La structuration des grands bassins sédimentaires est associée à la formation de horsts, de grabens et de demi-grabens, notamment au niveau de structures décrochantes panafricaines réactivées en failles normales (Beuf et al., 1971 ; Coward & Ries, 2003). A l'Ordovicien, l'extension de la marge nord gondwanienne induit un basculement progressif de la plate-forme saharienne vers le Nord (Beuf et al., 1971). C'est dans ce contexte de subsidence globale et de rifting localisé que débute l'englacement du continent Gondwana à l'Hirnantien (Figure 3.4B). De manière générale, depuis le Cambrien au Silurien, les taux de subsidence restent modérés et homogènes sur la plate-forme nord-africaine, et indiquent une période de relative stabilité tectonique. La région nord-gondwanienne fonctionne comme un bassin intra-cratonique avec une tectonique syn-sédimentaire uniquement contrôlée par la subsidence intra-cratonique et les variations glacio-eustatiques (sag-bassin, Beuf et al., 1971). Durant cette période, quelques épisodes de rifting sont encore enregistrés dans les régions de l'Ougarta et à proximité des zones de sutures avec le Craton Ouest Africain, à la faveur de la réactivation des structures majeures panafricaines (Coward & Ries, 2003).

1.1.3. Les phases tectoniques pré-hercyniennes

A la fin de l'Ordovicien, l'accrétion entre les paléo-continentes Laurentia et Baltica entraîne l'orogénèse taconique (Coward & Ries, 2003). En Afrique du Nord, la discordance taconique est très probablement composite, d'origine tectonique mais également associée à des discordances glacio-isostatiques (Craig et al., 2002). A la transition entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur, l'orogénèse calédonienne permet une différenciation plus nette des bassins sédimentaires en Afrique du Nord, associée à des vitesses de subsidence plus importantes et une accentuation des reliefs existants (Lüning et al., 2005).

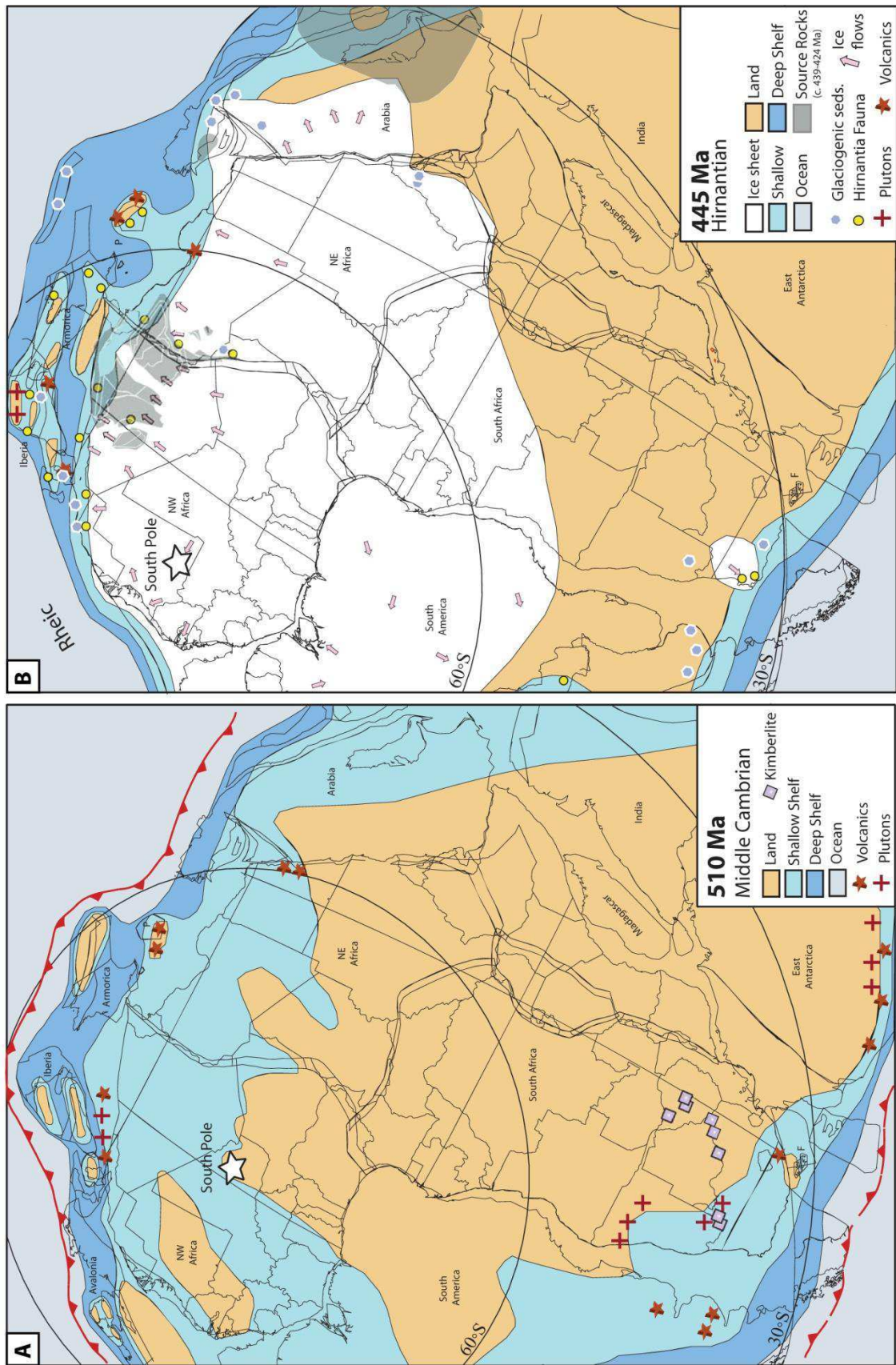


Figure 3.4 : Reconstitutions paléogéographiques du Gondwana au Cambrien moyen (A) et à l'Ordovicien supérieur-Hirnantien (B). (D'après [Torsvik & Cocks, 2011](#)).

1.1.4. L'orogénèse hercynienne

A la fin du Carbonifère, l'orogénèse hercynienne, qui correspond à l'accrétion de la Pangée, constitue un événement tectonique majeur entraînant le soulèvement des séries sédimentaires et le développement d'une surface érosion majeure (Piqué & Michard, 1989 ; Dallmeyer & Lécorché, 1991). La déformation intraplaque est concentrée au niveau des zones mobiles de la suture panafricaine qui constituent encore des zones de faiblesses structurales, par rapport aux cratons archéens (Craig et al., 2008). Cette déformation s'associe à une direction de raccourcissement orientée NE-SW et un soulèvement généralisé de la plate-forme saharienne (Guiraud et al., 2005), qui conduit à une réorganisation importante des aires de sédimentation en Afrique du Nord. De nombreuses lacunes stratigraphiques sont enregistrées dans un très grand nombre de bassins sédimentaires à l'échelle de l'Afrique du Nord (Boote et al., 1998).

1.1.5. Les phases tectoniques post-hercyniennes

Le relief et la structuration actuels de l'Afrique du Nord sont en grande partie hérités des événements post-hercyniens, à travers une succession d'événements tectoniques compressifs qui conduisent à la formation de la chaîne atlasique (Coward & Ries, 2003). La surrection du Massif du Hoggar serait liée à un bombement thermique (Dautria & Lesquer, 1989 ; Wilson & Guiraud, 1992) qui débute dès la fin du Cénozoïque, et engendre un soulèvement de l'ordre de 4000-5000m, permettant alors la mise à l'affleurement des séries sédimentaires paléozoïques.

1.2. La glaciation ordovicienne

1.2.1. Contexte global de la glaciation fini-ordovicienne

A l'Ordovicien, le supercontinent Gondwana était situé dans l'hémisphère Sud, et le pôle Sud devait être situé sur l'Afrique de l'Ouest, approximativement à hauteur de l'actuelle Mauritanie, du Nigeria ou du Ghana (Scotese et al., 1999 ; Cocks & Torsvik, 2002 ; McElhinny et al., 2003 ; Torsvik & Cosks, 2012). La glaciation fini-ordovicienne correspond au développement d'une calotte glaciaire s'étendant sur la partie occidentale du Gondwana, de la péninsule arabique à l'Amérique du sud et du Maroc à l'Afrique du Sud (Beuf et al., 1971 ; Vaslet, 1990 ; Coward & Ries, 2003 ; Ghienne, 2003 ; Monod et al., 2003 ; Young et al., 2004 ; Veevers, 2005 ; Kumpulainen et al., 2006 ; Le Heron et al., 2007 ; Diaz-Martinez & Grahn, 2007 ; Ghienne et al., 2007a). L'hypothèse « maximale » envisage l'existence d'une seule calotte, ayant un diamètre de près de 8000km, ce qui serait bien supérieur à la taille de l'actuelle calotte glaciaire antarctique. Une hypothèse alternative « minimale » propose le développement de plusieurs calottes de taille plus réduite (Ghienne et al., 2007a).

En comparaison avec les autres épisodes glaciaires connus au Paléozoïque puis au Cénozoïque, cette glaciation est atypique. Elle intervient à une période où la pression partielle de dioxyde de carbone dans l'atmosphère ($p\text{CO}_2$) était très élevée, estimée entre 8 et 16 fois les valeurs préindustrielles (Crowley & Baum, 1995 ; Berner, 2006). Elle coïncide également avec de fortes excursions du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, associées à des baisses importantes du niveau marin (Branchley et al., 1994). Enfin, d'importants changements paléo-environnementaux et la disparition de près de 85% des espèces et 60% des genres (Jablonski, 1991), marquent l'existence d'une crise biologique majeure dans l'histoire de la Terre.

1.2.2. Origine et durée de la glaciation

L'entrée en glaciation est encore largement débattue, mais résulterait de la combinaison de facteurs paléoclimatiques, paléogéographiques et biologiques. Cet événement climatique est d'abord mis en évidence par une excursion en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ à la fin de l'Hirnantien (Figure 3.5). Le début de la glaciation se situerait dans la zone à *extraordinarius* et la fin dans la zone à *Persculptus* (Ghienne et al., 2007a), entre 445.6 et $443.7 \pm 1.5\text{Ma}$ (Gradstein et al., 2004). Cette glaciation représenterait donc un épisode court, de 1 à 2 Ma, restreint à l'Hirnantien (Branchley et al., 1994), mais cette hypothèse est encore discutée. D'après Sutcliffe et al. (2000), cette durée pourrait être réduite à 200 000 ans, faisant de la glaciation Hirnantienne un épisode froid extrêmement rapide. Cependant, ces estimations sont basées sur un enregistrement sédimentaire parcellaire et principalement localisé sur la marge nord africaine du paléo-continent Gondwana.

Dans le cadre d'études globales de la transition Ordovicien-Silurien, localisées sur les paléo-continents Laurentia ou Baltica, et non plus limitées au Gondwana, les données isotopiques ont permis de préciser les modalités de l'entrée en glaciation. Saltzman & Young (2005) mettent ainsi en évidence sur le continent Laurentia (*Monitor* et *Antelope Ranges*, Nevada, USA), une excursion en $\delta^{13}\text{C}$, corrélée à une baisse importante du niveau marin, qui enregistre une première période froide, environ 10 Ma avant le maximum glaciaire hirnantien. Cette excursion marquerait alors la fin de la période chaude (*greenhouse*) qui perdurait depuis la fin du Néoprotérozoïque.

De même, Finnegan et al. (2011) démontrent que les variations du $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur des carbonates prélevés sur le paléo-continent Laurentia (coupe de l'île d'Anticosti, Québec, Canada) situé à l'époque en zone tropicale, enregistrent des variations de température qui signeraient de multiples épisodes de glaciation-déglaciation, d'ampleur modérée, depuis le Katien. Armstrong et al. (2009) proposent également que les changements observés dans la position de la Zone de Convergence Inter-Tropicale au cours de l'Ordovicien supérieur, sont la conséquence directe du développement d'une calotte glaciaire, alors suffisamment importante pour influencer les circulations atmosphériques.

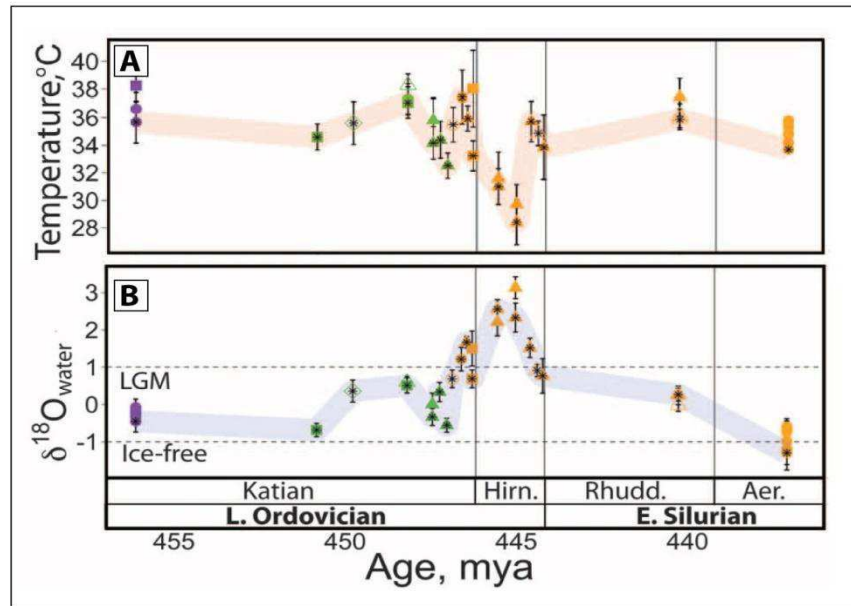


Figure 3.5 : Variations des températures de l'eau de mer (A) et du $\delta^{18}\text{O}$ (B) au cours de la transition Ordovicien supérieur-Silurien inférieur (D'après [Finneghan et al., 2011](#)).

Ces observations confirment donc l'existence de conditions froides mises en évidence par l'enregistrement de dépôts glaciomarine distaux pré-hirnantien en Lybie ([Hallett, 2002](#)), le développement de plate-formes et de *mud-mounds* carbonatés à faunes caractéristiques des eaux froides ([Hamoumi, 1999](#) ; [Álvaro et al., 2007](#) ; [Buttler et al., 2007](#) ; [Cherns & Cheeley, 2007](#)), ou encore par des fluctuations importantes du niveau marin associées à un glacio-eustatisme lié au développement de calottes de taille réduite, situées en zone interne du Gondwana ([Loi et al., 2010](#)). [Lenton et al. \(2012\)](#) mettent en relation directe le développement des premières plantes et le refroidissement progressif dès la base du Katien. Ils démontrent que les plantes jouaient alors le rôle d'un puits de carbone, permettant ainsi d'expliquer des baisses de $p\text{CO}_2$, remettant ainsi en question les hypothèses de fortes $p\text{CO}_2$ proposées jusqu'à présent. Enfin, des indices d'activité glaciaire sont également identifiés à la base du Silurien en Amérique du Sud ([Grahn & Caputo, 1992](#) ; [Diaz-Martinez & Ghran, 2007](#)), potentiellement associée à une calotte glaciaire fragmentée après la transition Ordovicien-Silurien. Ces conditions glaciaires seraient contemporaines de conditions marines post-glaciaires, enregistrées par les dépôts des argiles siluriennes, dans les anciennes zones englacées des régions d'Afrique du Nord et de la péninsule arabique.

En résumé, la glaciation hirnantienne correspond probablement au maximum d'un épisode froid, d'une durée supérieure à 10 Ma, potentiellement associée au développement de calottes de taille réduite dans les régions internes du Gondwana. En revanche, le maximum glaciaire (*climax*) est centré sur l'Hirnantien et associé à la très grande majorité des dépôts sédimentaires préservés en Afrique du Nord et sur la péninsule arabique.

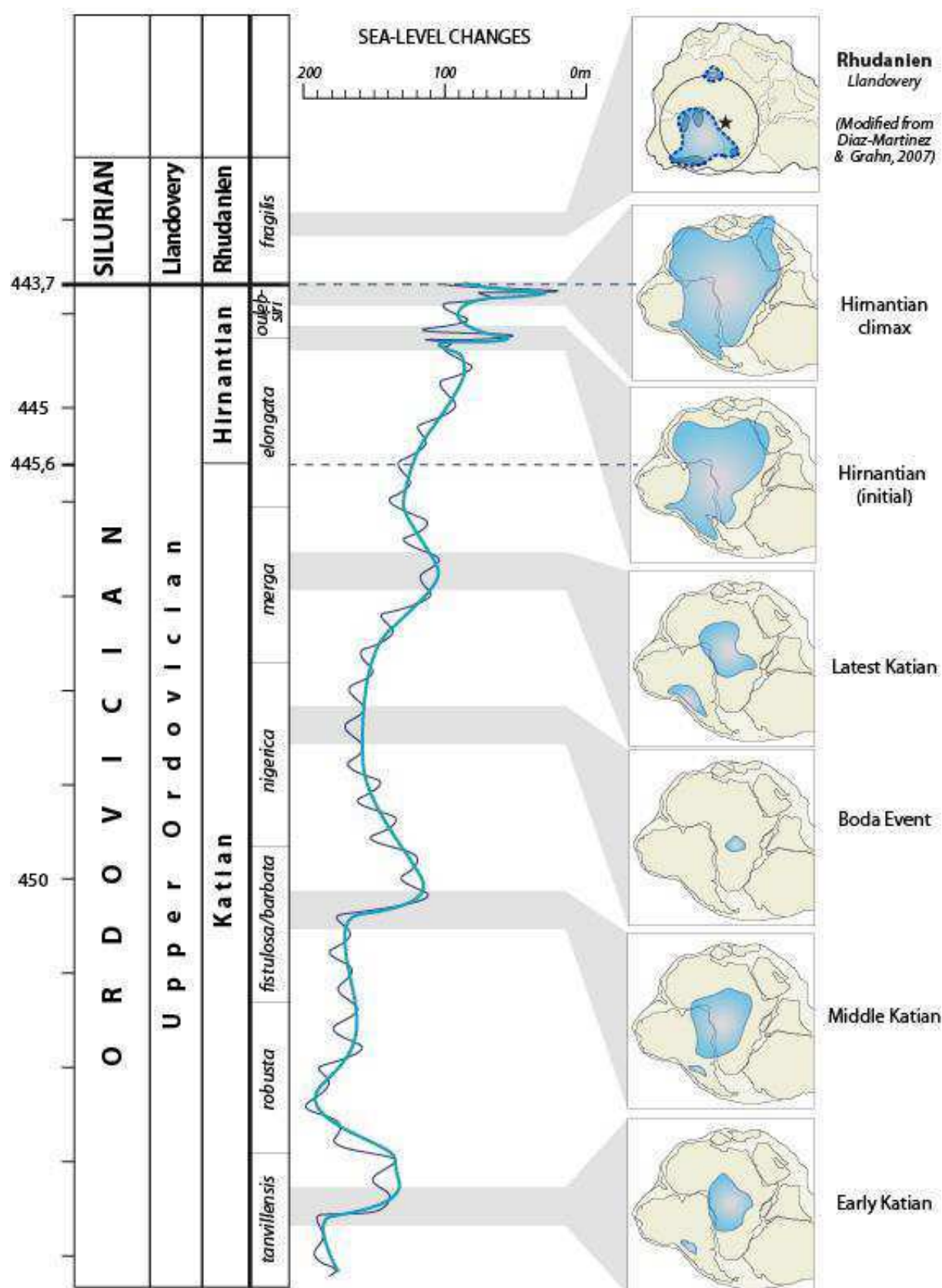


Figure 3.6 : Variations du niveau marin et hypothèses d'évolution des calottes de l'Ordovicien supérieur (D'après [Loi et al., 2010](#)) et au Silurien inférieur (D'après [Diaz-Martinez & Grahn, 2007](#)).

1.2.3. Dynamique de la calotte glaciaire dans le Nord Gondwana

La dynamique de la calotte hirnantiennne est proposée d'après l'étude de l'enregistrement géomorphologique et sédimentologique. Les reconstructions spatiales et chronologiques de la glaciation définissent deux cycles polyphasés (Vaslet, 1990, Sutcliffe et al., 2000 ; Ghienne et al., 2003 ; Denis et al., 2010). La limite entre les deux cycles à basse-fréquence est mise en évidence par le dépôt d'argiles glaciomarines au Niger, indiquant un recul des fronts glaciaires de plus de 2000 km vers le sud. Chacun des cycles à basse-fréquence est composé de plusieurs cycles glaciaires à haute-fréquence qui caractérisent des oscillations du front glaciaire de plus faible amplitude. Le maximum d'extension des fronts glaciaires est associé au quatrième cycle à haute-fréquence (Figure 3.7A). La cartographie des fronts glaciaires est proposée par Ghienne et al. (2007a) pour la marge nord-gondwanienne (Figure 3.7B). Le nombre de planchers glaciaires superposés dans les différents secteurs d'étude permet de déterminer l'extension de chacun des cinq cycles à haute-fréquence. Par exemple, cinq planchers glaciaires sont identifiés dans les zones internes (Bassin de Murzuq, Libye) contre une seule surface glaciaire au nord du Maroc, dans les zones externes.

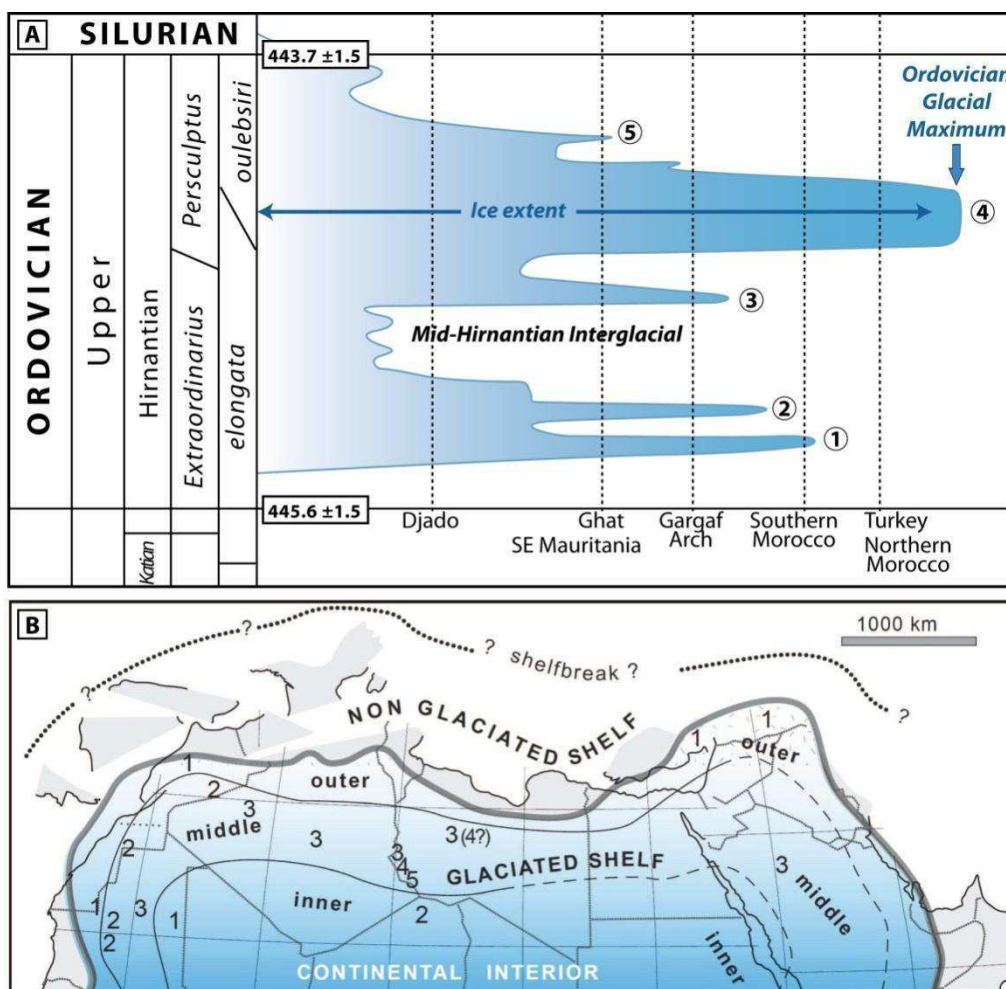


Figure 3.7: A) Cycles glaciaire à l'Ordovicien terminal (Hirnantien) Modifié d'après Moreau (2011). B) Reconstruction des fronts glaciaires associés aux différents cycles glaciaires sur la plate-forme nord-gondwanienne (D'après Ghienne et al., 2007a).

2. La sédimentation au Paléozoïque inférieur

2.1. Cadre stratigraphique du Nord Gondwana

Avant de détailler le cadre stratigraphique de l'Anti-Atlas, il est intéressant de regarder le cadre stratigraphique général de la plate-forme nord-gondwanienne, et en particulier les caractéristiques de la série sédimentaire au cours du Paléozoïque inférieur. La sédimentation au Paléozoïque inférieur sur cette plate-forme intervient dans une phase tectonique extensive, associée à la dislocation du Gondwana, d'Avalonia et d'Armorica.

Les roches plissées précambriennes sont en contact anormal avec les premiers dépôts paléozoïques par l'intermédiaire de la discordance infratassilienne (Beuf et al., 1971, Figure 3.8). Cette surface correspond à une surface d'érosion et de pénépléation des séries précambriennes, et le transfert du matériel érodé en direction du nord pour former le système clastique cambro-ordovicien. Le super continent sera alors relativement stable et les aires de sédimentation peu subsidentes. La plate-forme peu profonde nord-gondwanienne va alors enregistrer des cycles de transgression et régression induisant des variations bathymétriques qui se traduiront par l'alternance de niveaux argilo-gréseux et gréseux (Beuf et al., 1971 ; Ghienne et al., 2007b ; Figure 3.9). Le travail de synthèse réalisé par Beuf et al. (1971) sur les grès du Paléozoïque en Afrique du Nord a permis de dresser les principales caractéristiques des séries sédimentaires. Cette période se caractérise par d'immenses bassins de sédimentation, à dominante silicoclastiques venant du SSE, des dépôts carbonatés identifiés au cours de l'Ordovicien moyen à supérieur (Álvarez et al., 2007), le tout présentant une grande homogénéité des faciès, excepté pour les dépôts glaciaires hirnantiens.

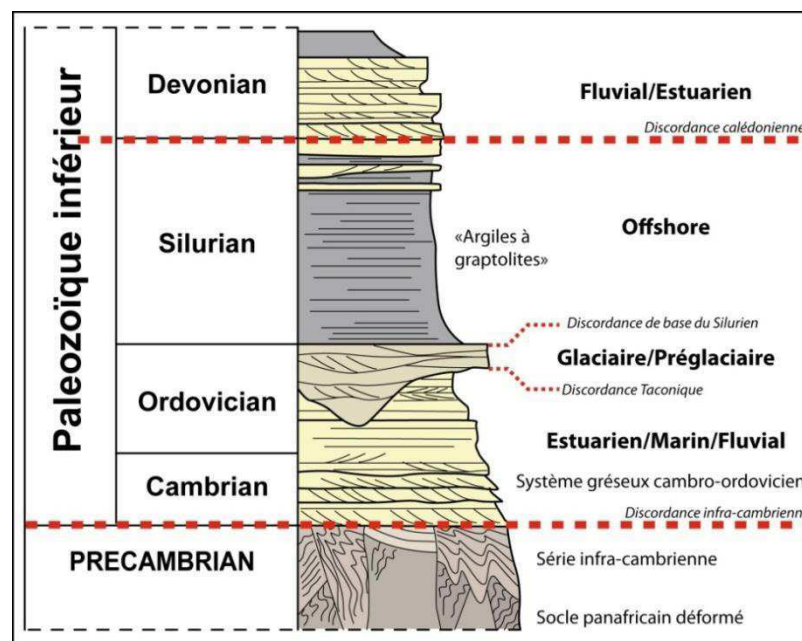


Figure 3.8 : Coupe sédimentologique synthétique du Paléozoïque inférieur au Sahara (D'après Beuf et al., 1971).

La base du Cambrien est composé de grès grossiers associés à la mise en place de systèmes fluviaux en tresse et tidaux, largement étendus depuis le Mali au sud jusqu'au nord du Sahara, le transfert du matériel s'effectuant globalement depuis le SSE en direction du NNW (Beuf et al., 1971 ; Ghienne et al., 2007b ; Fabre et al., 1988). Ces systèmes continentaux évoluent progressivement vers des faciès estuariens puis franchement marins (shoreface à offshore) à l'Ordovicien moyen montrant le développement progressif de plate-formes dominées par des tempêtes et des marées (Beuf et al., 1971 ; Marante, 2008). L'Ordovicien supérieur s'enregistre à l'échelle de la plate-forme par une chute brutale du niveau marin, associée au développement de la calotte glaciaire hirnantiennne qui engendre une surface d'érosion majeure, d'extension régionale au-dessus de laquelle se développent les séries fini-ordoviciennes déposées en contexte glaciaire (Beuf et al., 1971 ; Vaslet, 1990 ; Ghienne, 2003 ; Monod et al., 2003 ; Ghienne et al., 2007a ; Le Heron & Craig, 2008 ; Le Heron et al., 2009 ; 2010, Moreau, 2011). Cet épisode froid (*ice-house*) est suivi par un ennoiment généralisé de la plate-forme nord-gondwanienne, qui s'enregistre par la mise en place des argiles siluriennes à graptolites (Lüning et al., 2000). Ces argiles d'extension suprarégionale sont très épaisses et représentent près de 90% des sources d'hydrocarbures pour les réservoirs du Paléozoïque en Afrique du Nord (Lüning et al., 2005).

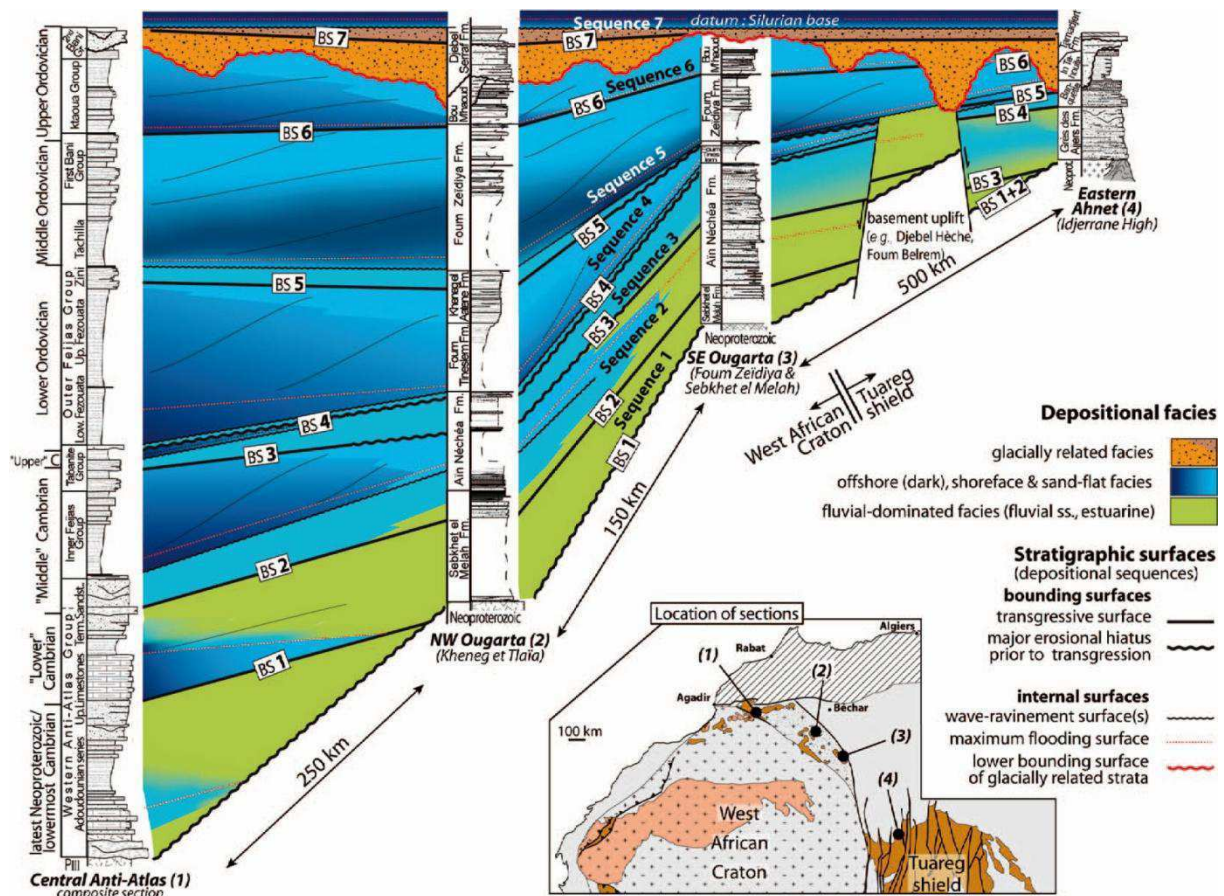


Figure 3.9 : Transect synthétique illustrant l'architecture sédimentaire de la succession cambro-ordovicienne depuis le bassin de l'Ahnnet en Algérie jusqu'à l'Anti-Atlas marocain (Ghienne et al., 2007b).

2.2. Cadre stratigraphique de l'Anti-Atlas

Dans l'Anti-Atlas marocain, les travaux de Destombes (1960 ; 1971 ; 1985) ont permis de détailler l'enregistrement sédimentaire du Paléozoïque inférieur, associé à de très larges plate-formes silico-clastiques marines (Figure 3.9 ; Beuf et al., 1971 ; Destombes et al., 1985 ; Veevers, 2005 ; Álvaro et al., 2007). L'Ordovicien moyen à supérieur est subdivisé en trois groupes lithostratigraphiques (Choubert 1942 ; 1947) : les grès du 1^{er} Bani, les argiles et grès du Ktaoua et les grès du 2^{ème} Bani (Figure 3.10).

		WEST			EAST	
Chrono-stratigraphy	Group	Jbel Bani and Draa Elbow Fom Larjamme	Bou Ingarf	Jbel Tiskauine (West) & Jbel Gaiz-Alnif (East)	Chitinozoans Zones	
SILURIAN					fragilis	443.7 Ma
UPPER ORDOVICIAN	HIRNANTIAN	Upper Second Bani Fm.	Upper Second Bani Fm.	Upper Second Bani Fm.	oulebsiris	
		Lower 2 nd Bani Fm.	Lower 2 nd Bani Fm.		elongata	445.6 Ma
	KATIAN	Lower Second Bani Fm.	Upper Ktaoua Fm.	Upper Ktaoua Fm.	merga	
		Upper Ktaoua Fm.	Upper Ktaoua Fm.	Upper Ktaoua Fm.	nigerica	
		Upper Tiouririne Fm.	Upper Tiouririne Fm.	Upper Tiouririne Fm.	barbata	
		Er Rwaidat Fm.			fistulosa	
	CARADOC	Lower Ktaoua Fm.	Lower Ktaoua Fm.	Lower Ktaoua Fm.	robusta	
					tanvillensis	
					??	455.8 Ma
					dalbyensis	
MIDDLE ORDOVICIAN	SANDBIAN				deunffi	
					poncetti	
	FIRST BANI GROUP	FIRST BANI GROUP	FIRST BANI GROUP	FIRST BANI GROUP	pissotensis	460.9 Ma

Figure 3.10 : Charte stratigraphique de l'Ordovicien supérieur pour le sud de l'Anti-Atlas marocain, depuis le secteur de Fom Larjamme à l'Ouest jusqu'au secteur d'Alnif (Modifié d'après Villas et al., 2006 ; Álvaro et al., 2007 ; Loi et al., 2010).

Les cartes des isopaques des séries de l'Ordovicien moyen à supérieur, établies pour le secteur du Maroc, font état d'importantes variations d'épaisseur des sédiments (Figure 3.11A ; Destombes et al., 1985). Par ailleurs, la correspondance entre les maximums d'épaisseurs et les zones de sutures panafricaines indique l'existence d'un contrôle structural majeur sur les aires de sédimentation (Legrand, 1973 ; Fabre et al., 1988). La réactivation des sutures panafricaines fonctionnant en extension, sur la bordure du craton ouest africain, permet le développement de bassins très subsidents d'orientation N-S à proximité du Massif du Hoggar, et puis NW-SE dans les massifs de l'Ougarta et

de l'Anti-Atlas ([Figure 3.11A](#)). L'Anti-Atlas, localisé à l'aplomb de la suture panafricaine est ainsi considéré comme une zone très subsidente ([Destombes et al., 1985](#) ; [Marante, 2008](#)). Les formations du Paléozoïque inférieur se caractérisent par un épaississement des séries à l'aplomb des régions subsidentes que constituent les zones de sutures panafricaines ([Destombes et al., 1985](#) ; [Hamoumi, 1999](#)). Ainsi l'Ordovicien représente une série de près de 2500 m d'épaisseur dans l'Anti-Atlas dans le secteur de Zagora, constitué par l'alternance d'unités argilo-silteuses et de barres gréseuses ([Figure 3.11B](#)).

- Le groupe du 1^{er} Bani correspond à la transition entre l'Ordovicien moyen et l'Ordovicien supérieur décrit par [Destombes et al. \(1985\)](#). Les récents travaux de [Marante \(2008\)](#) dans le secteur de Zagora, offre une analyse à haute-résolution des faciès et de l'architecture de cette formation. L'enregistrement sédimentaire correspond à des faciès de plate-forme silicoclastique, où les environnements vont du littoral jusqu'au domaine d'offshore. La spécificité des environnements est liée à l'existence de deux systèmes sédimentaires distincts : un système de rampe de faible énergie dominé par les courants géostrophiques et un système de rampe de haute énergie dominé par les tempêtes. Ces systèmes sont par ailleurs associés à des incisions de plusieurs centaines de mètres de large et de quelques dizaines de mètres de profondeur, interprétées comme des sillons d'érosion de tempête.
- Le groupe des Ktaoua constitue une unité argilo-gréseuse, associée à un environnement de plate-forme dominée par les marées et les tempêtes. Elle est subdivisée en trois formations : la formation du Ktaoua inférieur, la formation de Er Rwaidat ou formation du Tiouririne supérieur, et enfin la formation du Ktaoua supérieur ([Destombes et al., 1985](#)). Les deux formations inférieure et supérieure du Ktaoua sont dominées par des dépôts fins, argilo-silteux, riches en faune. Au contraire la formation du Tiouririne supérieur est majoritairement composée de grès associés à des faciès de tempête. D'après [Loi et al. \(2010\)](#), les alternances argilo-gréseuses enregistrent des chutes du niveau marin relatif, induites par le développement des premières calottes de glace en zone interne au début du Katien.
- Le groupe du 2^{ème} Bani est décomposé en deux formations distinctes : la formation inférieure du 2^{ème} Bani, associée à un environnement préglaciaire, et la formation supérieure du 2^{ème} Bani, correspondant à l'enregistrement sédimentaire de la glaciation Hirnantienne. Cette formation inférieure du 2^{ème} Bani n'affleure pas partout dans l'Anti-Atlas, mais est principalement centrée sur la région de Zagora. En revanche, la formation supérieure du 2^{ème} Bani est systématiquement présente au-dessus de la discontinuité majeure que représente la surface d'érosion glaciaire hirnantienne.

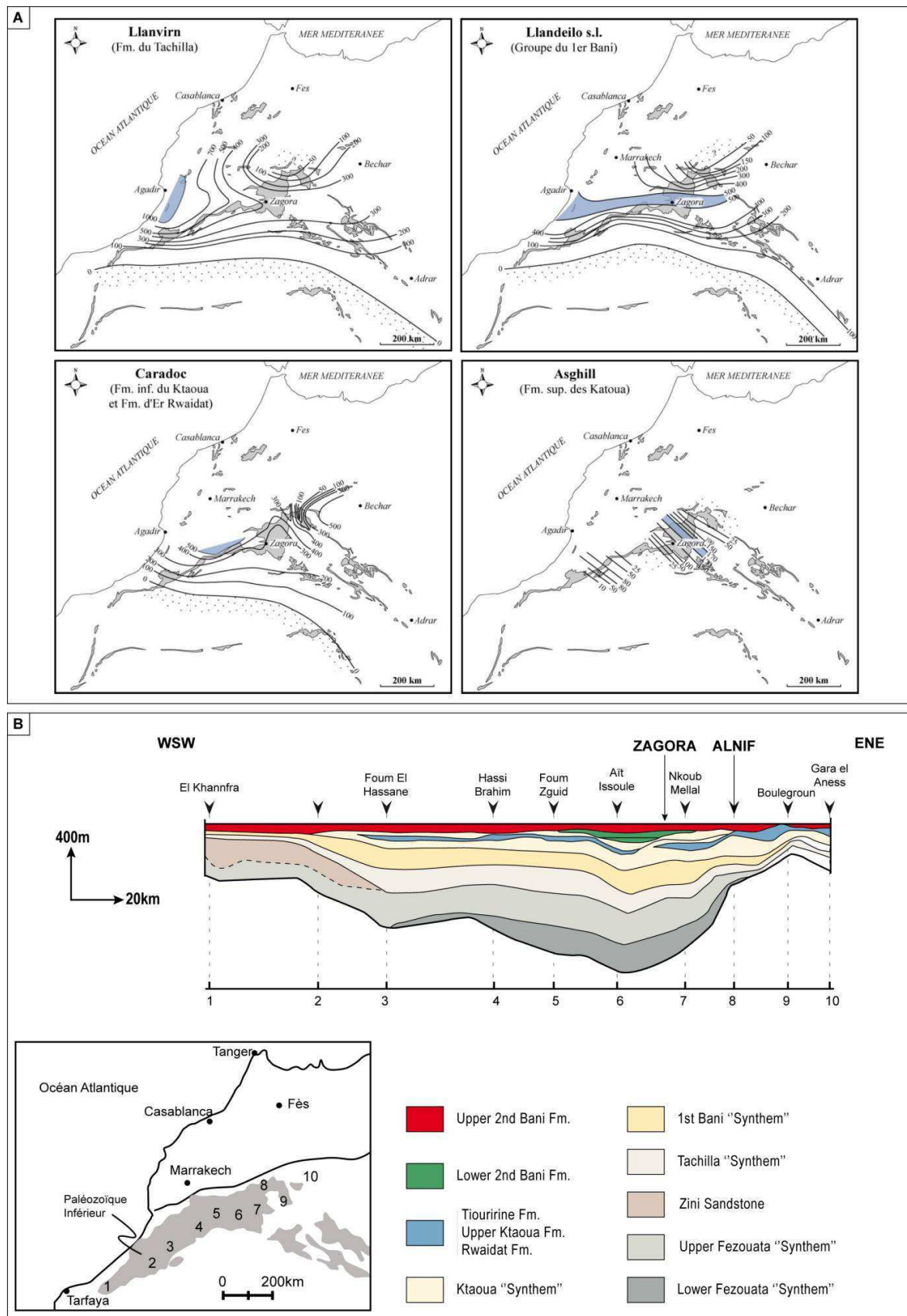


Figure 3.11 : A) Carte des isopaques à l'Ordovicien supérieur dans l'Anti-Atlas et le chaînon de l'Ougarta. La région se Zagora se caractérise par une subsidence très marquée à l'Ashgill (D'après Destombes et al., 1985, in Marante, 2008). B) Coupe transversale à travers l'Anti-Atlas illustrant la géométrie des dépôts ordoviciens contrôlée par la subsidence à l'aplomb de la suture panafricaine (D'après Destombes et al., 1985 ; Hamoumi, 1999).

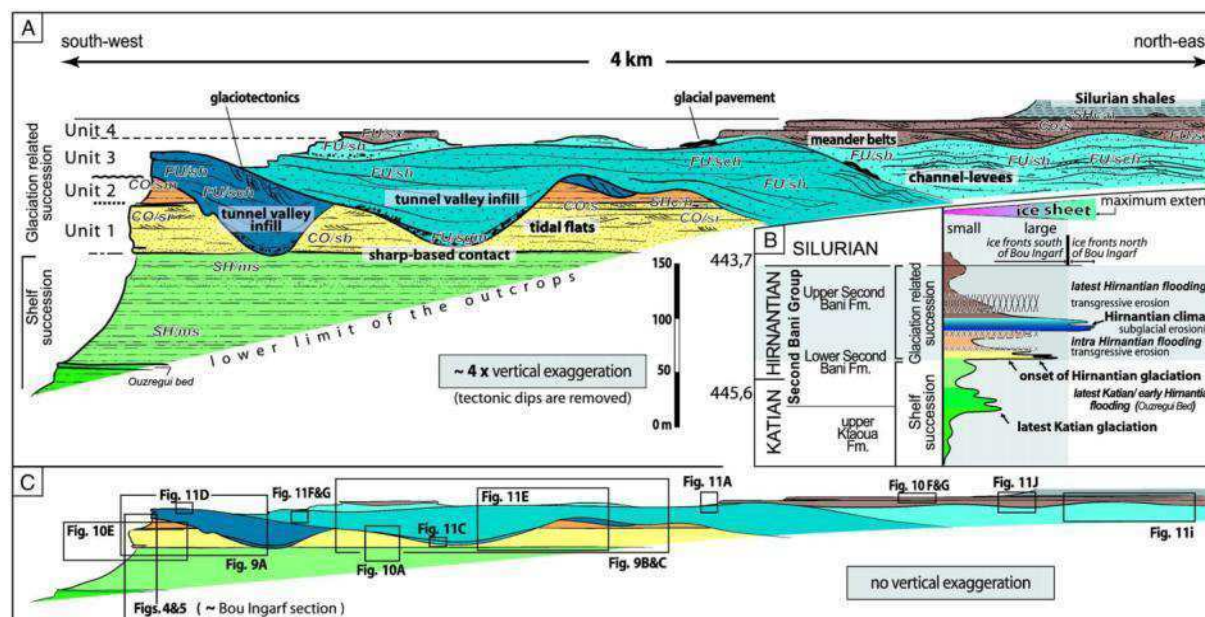


Figure 3.12 : Coupe synthétique de l'Ordovicien supérieur à Bou Ingarf, dans la région de Zagora Anti-Atlas, Maroc (Loi et al., 2010).

La formation inférieure du 2^{ème} Bani a été décrite dans le détail par Loi et al. (2010) dans la région de Zagora (Figure 3.12). L'épaisseur de cette formation est d'environ 150m, composée de faciès globalement fins (argiles à sables fins), avec quelques passées gréseuses plus épaisses, et présentant une bonne continuité latérale. Dans ce secteur la formation inférieure du 2^{ème} Bani est composée à la base de faciès argilo-silteux de plate-forme, puis de dépôts de marée dans des zones d'estran (*tidal flat*). Au-dessus, des faciès estuariens, partiellement préservés, marquent la transition entre le domaine marin et continental. Ces faciès proximaux sont associés par Loi et al. (2010) à une baisse de niveau marin importante dans l'Hirnantien et qui marque donc le début de la glaciation Hirnantienne. La formation supérieure du Deuxième Bani est ici enregistrée par le développement d'un plancher glaciaire, associé à la phase d'extension maximale de la calotte glaciaire. Ce plancher délimite un réseau de vallées tunnel de quelques kilomètres de large pour quelques centaines de mètres de profondeur. Une deuxième surface d'érosion s'enregistre au-dessus de laquelle se développent des environnements interprétés comme fluviatiles continentaux lors du retrait progressif de la calotte. La séquence se termine par les faciès gréseux tidaux puis des faciès argileux (offshore) qui enregistrent l'ennoiement généralisé de la plate-forme au Silurien.

Plus à l'Est, dans le secteur d'Erfoud, l'enregistrement sédimentaire est beaucoup plus réduit du fait d'une dynamique subsidente beaucoup moins importante (Figure 3.11B ; Destombes, 2006). De plus, la structuration des aires de sédimentation liée au régime tectonique extensif est plus complexe (El Maazouz & Hamoumi, 2007) et se traduit par un jeu de blocs basculés à l'échelle de la dizaine de kilomètres qui engendre la formation de hauts-fonds sur lesquels se développent des constructions

carbonatées (bryozoaires), qui alimentent localement des systèmes turbiditiques venant combler les zones les plus subsidentes ([Vennin et al., in. prep.](#)).

Le Silurien marque un changement climatique radical avec la fonte de la calotte glaciaire ordovicienne. Il s'accompagne du dépôt des argiles siluriennes, riches en matière organique et qui représentent la source la plus importante pour les réservoirs d'hydrocarbures d'Afrique du Nord et du Moyen-Orient ([Lüning et al., 2000](#)). Toutefois, le dépôt de ces argiles est diachrone. Dans le secteur d'Erfoud, [Destombes \(2006\)](#) précise que la base du silurien se caractérise par des dépôts très différenciés en faciès et en âge. C'est dans ce secteur qu'il met en évidence le sillon du Llandovery, qui correspond à des dépôts siluriens argileux datés du Llandovery inférieur à supérieur, « remplissant une sorte de chenal très localisé, d'orientation générale N-S ». Cette morphologie sera une dépression héritée du modelé glaciaire et remplie préférentiellement lors des premières phases de montée du niveau marin. Le rôle du modelé glaciaire est plus largement évoqué pour expliquer la préservation et le diachronisme des dépôts du Silurien inférieur à travers la plate-forme nord gondwaniennne ([Lüning et al., 2000](#) ; [Le Heron & Craig, 2008](#) ; [Moreau, 2011](#)).

3. Base de données de terrain

3.1. Méthodologie

3.1.1. Cartographie et coupes sédimentologiques

Dans le cadre de ce travail, la cartographie des séries glaciaires et préglaciaires de l'Ordovicien terminal a été réalisée dans le secteur d'Alnif, à partir de l'interprétation des photos-satellite à haute résolution (*QuickBird* NASA), validée par un travail cartographique de terrain ([Figure 3.13](#) ; [Annexe 8](#)).

L'analyse sédimentologique est basée sur le levé de 25 coupes sédimentologiques détaillées à l'échelle 1/100 ([Figure 3.13](#)), complétées par 5 coupes sédimentologiques au niveau des interfluves ([Figure 3.14](#)). En complément, l'analyse des géométries correspond à l'interprétation de photomontages, validés sur le terrain par des corrélations physiques des bancs repères.

L'ensemble de ces coupes détaillées sert de base à l'analyse sédimentologique, à travers l'identification des différents faciès (F1 à F15), en utilisant les codes de description définis par [Miall \(1978\)](#) et [Eyles et al. \(1983\)](#), ([Tableau 3.1](#)). Les faciès sont ensuite regroupés en associations de faciès, qui permettent une interprétation des environnements de dépôts, présentés dans l'Article 2.

L'ensemble des lieux cités dans le texte sont présentés sur les [Figures 3.13](#) et [3.14](#). Les coupes sédimentologiques sont présentées à l'échelle 1/500 en annexe de ce rapport ([Annexe 16](#)). En complément, des panoramas interprétés sont également présentés dans les [Annexes 9 à 15](#).

Code	Lithofacies description	Code	Lithofacies description
Silts and Clay		Gravels	
Fm	Massive	Gm	Massive
Fl	Fine laminations with current ripples	Gt	Trough cross-bedding
Sand		Boulders	
Sm	Massive	Bms	Matrix-supported, massive
Sh	Planar lamiantions	Bcm	Clast-supported, massive
Sr	Current ripples	Additional information	
Scr_A	Subcritical climbing ripples	---(d)	contain dropstones
Scr_B	Supercritical climbing ripples	---(c)	outsized clasts
Scr_S	Sinusoidal laminations	---(i)	imbrications
St	Trough cross-bedding		

Tableau 3.1 : Codes des lithofaciès utilisés pour l'analyse sédimentologique (Modifié d'après [Miall, 1978](#) ; [Eyles et al., 1983](#))

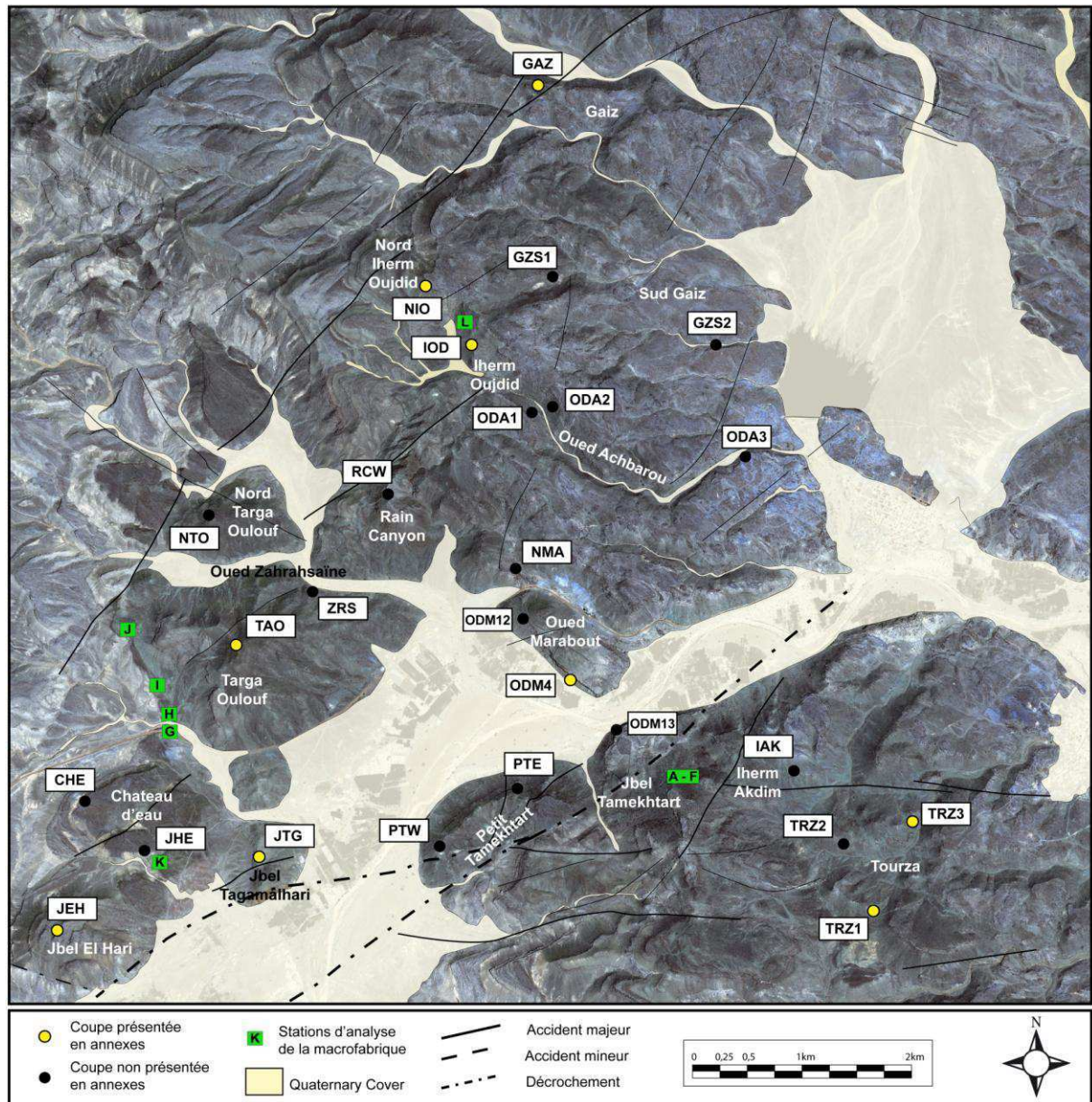


Figure 3.13 : Photo satellite haute résolution *QuickBird* indiquant la position des coupes sédimentologiques réalisées dans la vallée tunnel, les localités citées dans ce manuscrit et les stations de mesure de macrofabrique pour le conglomérat basal dans la vallée d'Alnif.

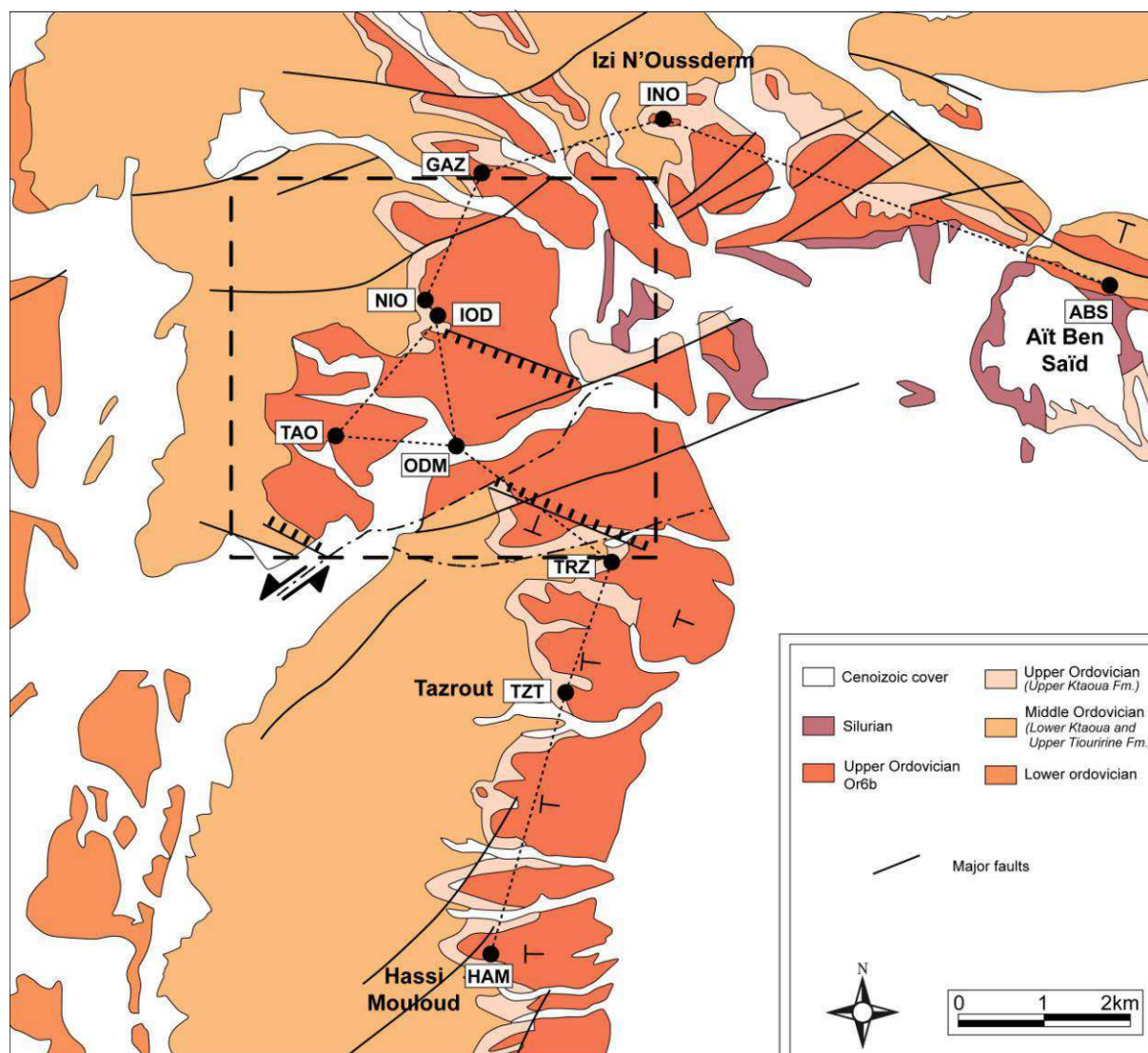


Figure 3.14 : Plan de position des coupes sédimentologiques réalisées au niveau des interfluviaux représentés sur une carte géologique simplifiée du Jbel Tiskaouine et Jbel Gaiz (D'après Destombes, et al., 1985). Les limites de la vallée tunnel d'Alnif sont représentées par les traits hachurés (Le carré en pointillé indique la position de la Figure 3.13). Ces coupes serviront de support pour le transect présenté dans la section 6 de ce chapitre.

3.1.2. Analyse de la macrofabrique du conglomérat basal

Le remplissage de la vallée tunnel d'Alnif débute par un faciès conglomératique, composé de blocs de grès centimétriques à métriques, enchâssés dans une matrice gréseuse très grossière (Faciès F1). Ces premiers faciès conglomératiques enregistrent les processus de dépôt associés aux derniers stades de creusement de la vallée. Ainsi dans le cadre de l'étude portant sur l'origine, les mécanismes de creusement et les premiers stades de remplissage de ces vallées tunnel, une analyse de la macrofabrique de ces niveaux conglomératiques a été réalisée à Alnif. Cette analyse consiste à mesurer la direction et l'inclinaison des blocs qui composent le conglomérat.

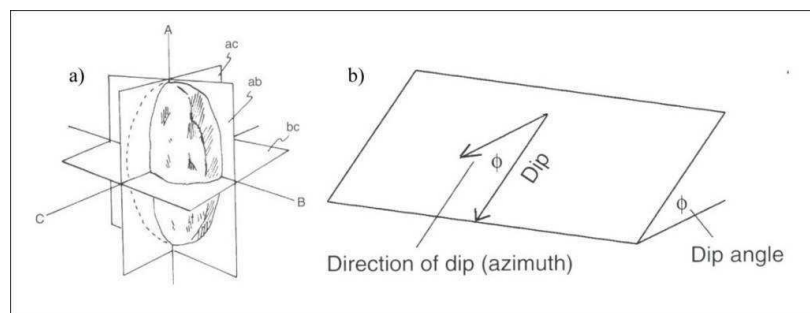


Figure 3.15 : a) Définition des axes A, B et C et du plan A/B d'un claste. b) Mesure de l'angle d'inclinaison et de l'azimut d'une surface représentant le plan A/B.

A partir de ces mesures, une analyse en composantes multiples permet ensuite de calculer les principaux vecteurs qui caractérisent l'orientation moyenne des blocs (*Eigenvectors* V1, V2 et V3). Cette méthode d'analyse est relativement courante pour les dépôts glaciaires récents, associés aux glaciations quaternaires (Benn, 1995 ; Hicock et al., 1996 ; Menzies & Shilts, 2002 ; Carr & Rose, 2003 ; Hiemstra et al., 2006). Elle permet de déterminer la direction d'écoulement de la glace impliquée dans la mise en place et la déformation des faciès conglomératiques. Différentes méthodes de mesures existent, qui se différencient principalement par le choix de l'axe mesuré. Généralement, ce sont les axes a, b et c (longueur, largeur, hauteur) des blocs qui sont mesurés (Figure 3.15a). Cette méthode nécessite d'extraire le claste dans sa totalité. Dans le cas où cette manipulation est difficilement réalisable, il est possible de mesurer seulement la direction du plan A/B (Figure 3.15b) : cette mesure correspond à la valeur maximale de l'inclinaison de blocs (*dip angle*) ainsi que la direction de cette inclinaison (*dip azimuth*). Cette mesure est plus facilement réalisable, car elle ne nécessite pas l'extraction complète du bloc, et fournit des résultats aussi fiables que la mesure des trois axes a, b et c (Evans et al., 2007).

Dans le cadre d'une analyse de dépôts glaciaires, trois vecteurs (V1, V2, V3) sont définis qui représentent trois directions identifiées à partir du jeu de données. La valeur du vecteur principal (V1) est associée à la direction principale de l'écoulement de la glace, impliqué dans la mise en place et/ou la déformation des sédiments glaciaires, et responsable de l'orientation préférentielle des blocs (Benn, 1995). Le poids de chacun de ces vecteurs, c'est-à-dire la prédominance d'un des vecteurs par rapport aux deux autres, est exprimé par S1, S2 et S3 dont la somme est égale à 1. Une méthode de représentation classiquement utilisée par les auteurs consiste à calculer les valeurs d'isotropie (I) et d'élongation (E) pour chaque site et de présenter les résultats sous la forme d'un diagramme ternaire (Benn, 1995). Lorsque les points sont regroupés vers le pôle « Isotropic », aucune orientation préférentielle n'est définie (S1~S2~S3). Le pôle « Girdle » signifie que les éléments sont orientés suivant un plan préférentiel (S1~S2>S3). Le pôle « Cluster » signifie qu'une seule direction préférentielle contrôle l'orientation des éléments (S1>S2~S3). En revanche, les méthodes d'analyse de

la macrofabrique sont rarement utilisées sur les dépôts glaciaires anciens. Etant donné le caractère induré du conglomérat basal décrit à Alnif, la méthode de mesure du plan A/B a été retenue. Au total, quatre sites de mesures principaux ont été choisis (Jbel Tamekhtart, Targa Oulouf, Château d'eau et Iherm Oujdid), soit au total 12 stations de mesures ([Figure 3.13](#)). Pour chaque station, entre 30 et 50 blocs ont été mesurés, pour un total de 420 mesures. Les résultats des mesures de macrofabrique sont interprétés dans l'analyse des faciès, dans la section 3.4. L'ensemble des mesures est présenté dans l'[Annexe 6](#).

3.2. La série préglaciaire

La série préglaciaire est constituée par les formations du Ktaoua inférieur, de Tiouririne supérieur et du Ktaoua supérieur, cartographiées dans le secteur d'Alnif ([Figure 3.16](#)). La cartographie est réalisée par corrélation à partir du découpage stratigraphique sur la coupe du Jbel El Hari ([Villas et al., 2006 ; Álvaro et al., 2007](#))

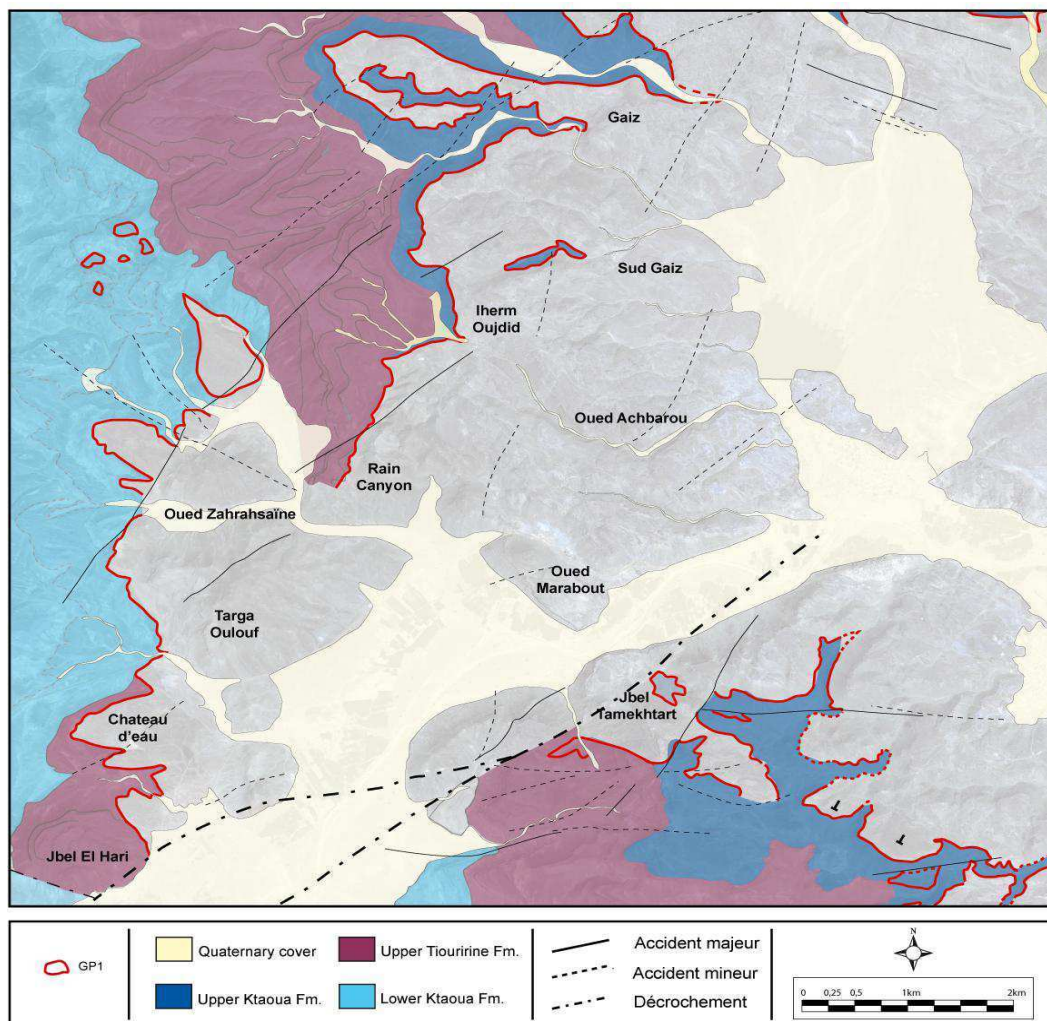


Figure 3.16: Cartographie des formations préglaciaires à Alnif.

La phase d'inondation maximale de la série correspond à la formation du Ktaoua inférieur à laquelle succède une première phase progradante qui se traduit par la présence d'un niveau gréseux caractérisé par des faciès de tempête de plate-forme (Tiouririne Sup. à Alnif) ([Álvaro et al., 2007](#)). La formation argileuse du Ktaoua Supérieur marque une nouvelle phase d'inondation passant progressivement aux faciès plus gréseux de la formation inférieure du 2^{ème} Bani. Cette dernière formation n'est pas préservée dans le secteur d'Alnif mais a été précisément décrite dans la région de Zagora et du Jbel Bani ([Marante, 2008](#) ; [Loi et al., 2010](#)). La série préglaciaire prend fin avec la surface d'érosion glaciaire principale qui marque la base de la formation supérieure du 2^{ème} Bani. Les coupes sédimentologiques levées dans les niveaux préglaciaires permettent de décomposer la série préglaciaire en sept barres gréseuses qui serviront de repères stratigraphiques, nommées KT1 à KT7 dans le secteur d'Alnif ([Figure 3.17](#)). Les limites de séquences et les environnements sont définis par corrélation avec les coupes levées par [Alvaro et al. \(2007\)](#) dans ce même secteur.

- KT1 : La première barre gréseuse est composée de corps lenticulaires, faiblement érosifs et présentant localement des accumulations de débris coquilliers sur quelques centimètres d'épaisseur. Ces accumulations sont composées de fragments de brachiopodes et d'échinodermes, particulièrement abondants au sommet.
- KT2 : Ce niveau repère est constitué d'alternances de grès moyens à grossiers, arrangés en HCS de grande longueur d'onde (0,5-1 m) et de structures chenalisantes de faible amplitude et à base érosive. Certains bancs sont très riches en débris coquilliers formant des lentilles d'accumulation. Ces faciès enregistrent un environnement d'offshore supérieur. Au sommet, on observe une surface condensée extrêmement riche en faune (échinodermes, brachiopodes et bivalve). La présence d'acritarches et de chitinozoaires permet de dater ces niveaux de l'Ashgill inférieur ([Paris, 1979](#); [Villas et al., 2006](#)) et marque le sommet de la formation du Ktaoua inférieur.
- KT3 : Cette barre est composée de larges HCS de longueur d'onde métrique et d'amplitude décimétrique, en alternance avec des lentilles amalgamées très riches en débris coquilliers (orthoceras, bivalves, échinodermes, brachiopodes). Ces structures sont caractéristiques d'un environnement de plate-forme interne, dominée par les tempêtes. Ce niveau se distingue par la présence de galets de grès centimétriques à décimétriques enchâssés dans les amas coquilliers. Quelques chenaux sont également visibles dans la partie supérieure.
- KT4 : Cette barre est constituée de chenaux amalgamés (amplitude métrique et inframétrique), localement très érosifs, composés de grès fins à moyens et de niveau à débris coquilliers, et interprétés comme des chenaux tidaux. Quelques grains de quartz sont également présents à la base des chenaux.

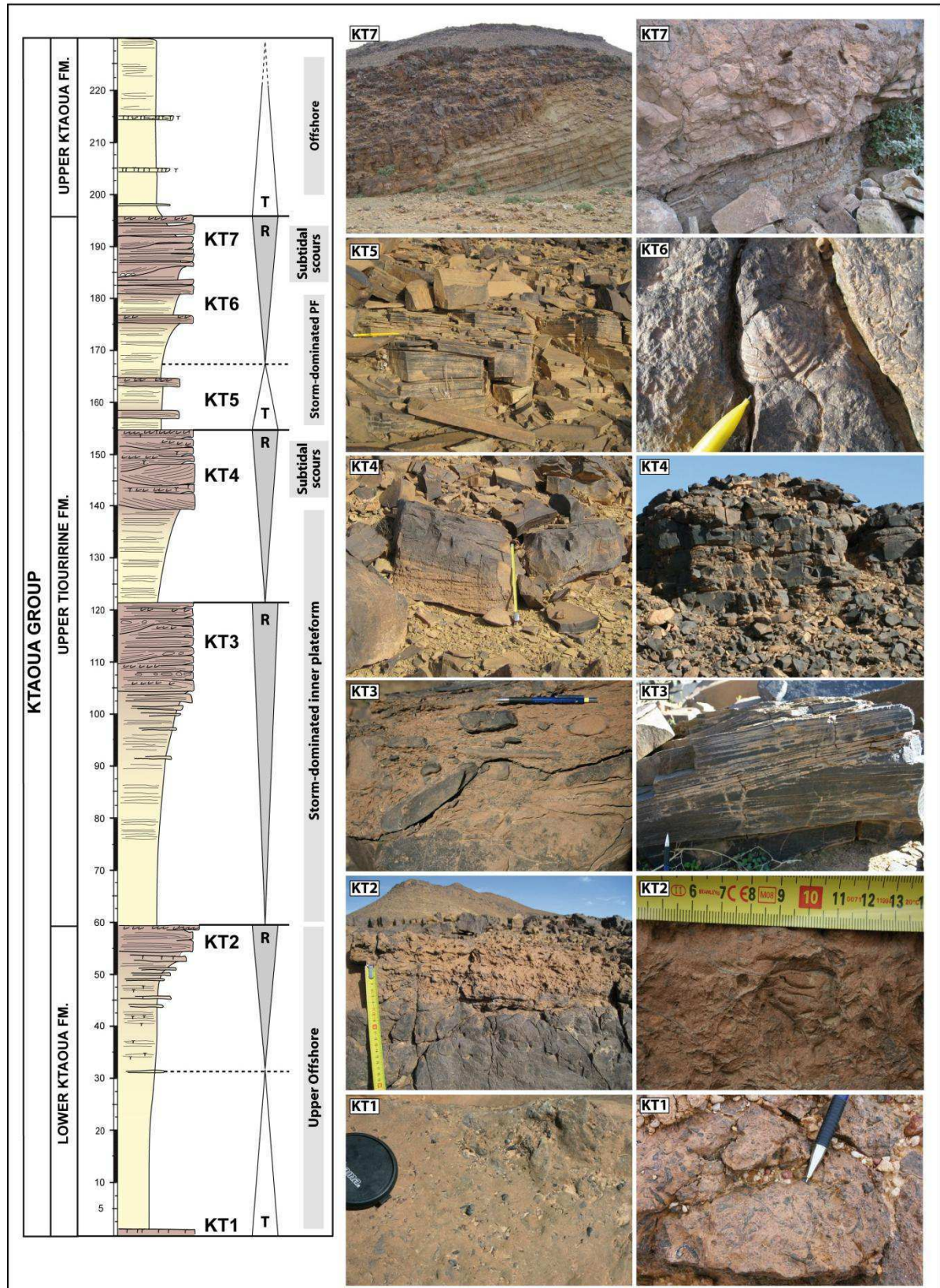


Figure 3.17 : Coupe sédimentologique illustrant la série préglaciaire au niveau du secteur de Nord Iherm Oujdid (NIO). Les niveaux repère gréseux sont numérotés KT1 à KT7. Le découpage stratigraphique et les environnements de dépôt sont de [Álvaro et al., 2007](#).

- KT5-6 : Ce niveau repère correspond à deux doubles barres gréseuses d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, caractérisées par des HCS de longueurs d'onde pluricentimétriques, associées à un environnement de plate-forme dominée par les tempêtes. Le sommet est marqué par un niveau riche en débris coquillers contenant des brachiopodes, des bivalves, des trilobites et des petits galets de grès.
- KT7 : Cette dernière barre gréseuse, relativement massive (de 10 à 15m d'épaisseur), est composée de grès moyens à grossiers avec des interbanes argileux localement préservés. Les bancs présentent une géométrie lenticulaire avec localement des éléments bréchiques qui marquent une surface d'érosion, probablement associée au développement de chenaux tidaux. A sa base, quelques niveaux riches en faune sont observés, alors que le sommet est marqué par un niveau condensé très riche en brachiopodes, bivalves, trilobites, et orthocères. Le passage aux argiles silteuses de la formation du Ktaoua Supérieur est très rapide.

La formation du Ktaoua Supérieur marquant la fin de la série préglaciaire (au dessus-de KT7) est dominée par des dépôts d'argiles, de silts et de sables fins qui se décomposent en deux niveaux, séparés par un niveau condensé très bioturbé (terriers verticaux et horizontaux) d'une vingtaine de centimètres. La première partie est composée d'argiles verdâtres bariolées riches en oxydes de fer, associées à un environnement d'offshore. La deuxième partie est caractérisée par des argiles silteuses et des sables fins à HCS. Ces figures de tempêtes se caractérisent par une longueur d'onde réduite (décimétrique) et une amplitude de quelques centimètres seulement. Localement, une troisième unité est identifiée sous la surface d'érosion glaciaire (logs TRZ 1, 2 et 3) et composée d'argiles vertes contenant quelques granules flottants.

3.3. Caractérisation de l'incision glaciaire

La cartographie effectuée a permis de définir et de positionner précisément deux surfaces d'érosion glaciaires majeures (GP1 et GP2), définissant deux unités glaciaires (GU1 et GU2). (Figure 3.18 & 3.19.A).

Sur le flanc sud-ouest de la vallée (Jbel Tamekhtart), la surface d'incision s'observe très nettement entre la série préglaciaire et les dépôts glaciaires à hauteur de la formation du Tiouririne supérieur (Figure 3.19B). Plus au nord, à proximité du Jbel El Hari et de Targa Oulouf, la surface d'incision atteint les argiles du Ktaoua inférieur, à 15m environ sous le niveau repère KT2. C'est la profondeur maximale d'incision glaciaire observée dans le secteur.

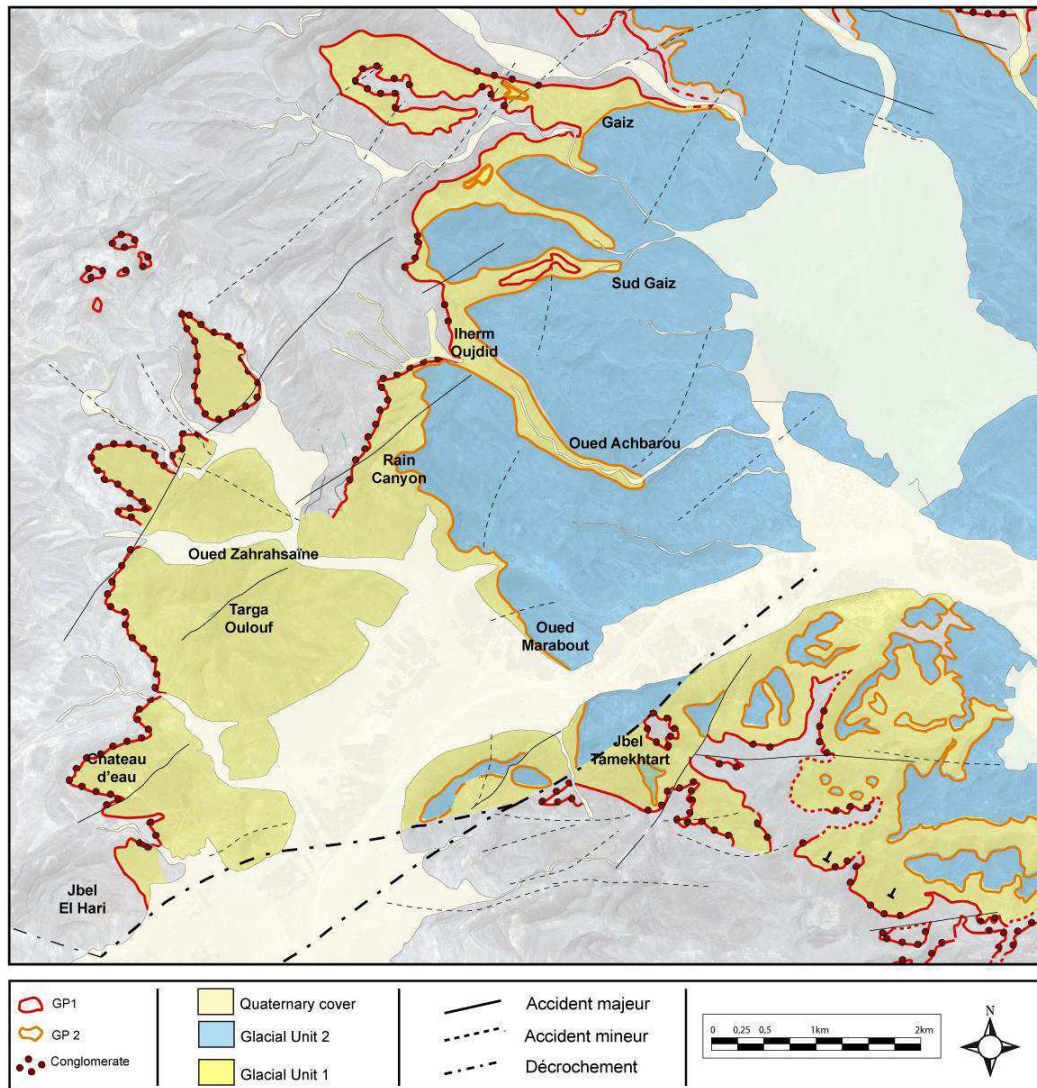


Figure 3.18 : Cartographie des planchers glaciaires GP1 et GP2 et des unités glaciaires GU1 et GU2 à Alnif.

Le premier plancher glaciaire (GP1) se caractérise par une surface irrégulière qui marque le contact entre les grès préglaciaires et le conglomérat basal d'origine glaciaire (Figure 3.20A). Localement, on observe clairement la discordance entre le plancher glaciaire et les séries préglaciaires finement litées (Figure 3.20C). Le sommet du plancher, présente des morphologies allongées, subparallèles à la direction de la vallée (N270-N300) (Figure 3.20B), qui marquent le développement d'une surface flûtée et enregistre l'écoulement de la glace. Ces structures montrent des figures d'échappement d'eau (Figure 3.20D) liées à des processus d'expulsion d'eau du sédiment après dépôt (Lowe, 1975 ; Lowe & LoPiccolo, 1974). On observe également des déformations cassantes, telles que des microfailles normales d'orientation subparallèle à la vallée (N240 à N350) et à rejeu centimétrique (Figure 3.20E). Au-dessus de GP1, la première unité glaciaire GU1 est la plus épaisse, avec près de 150 m au niveau de Targa Oulouf (TAO).

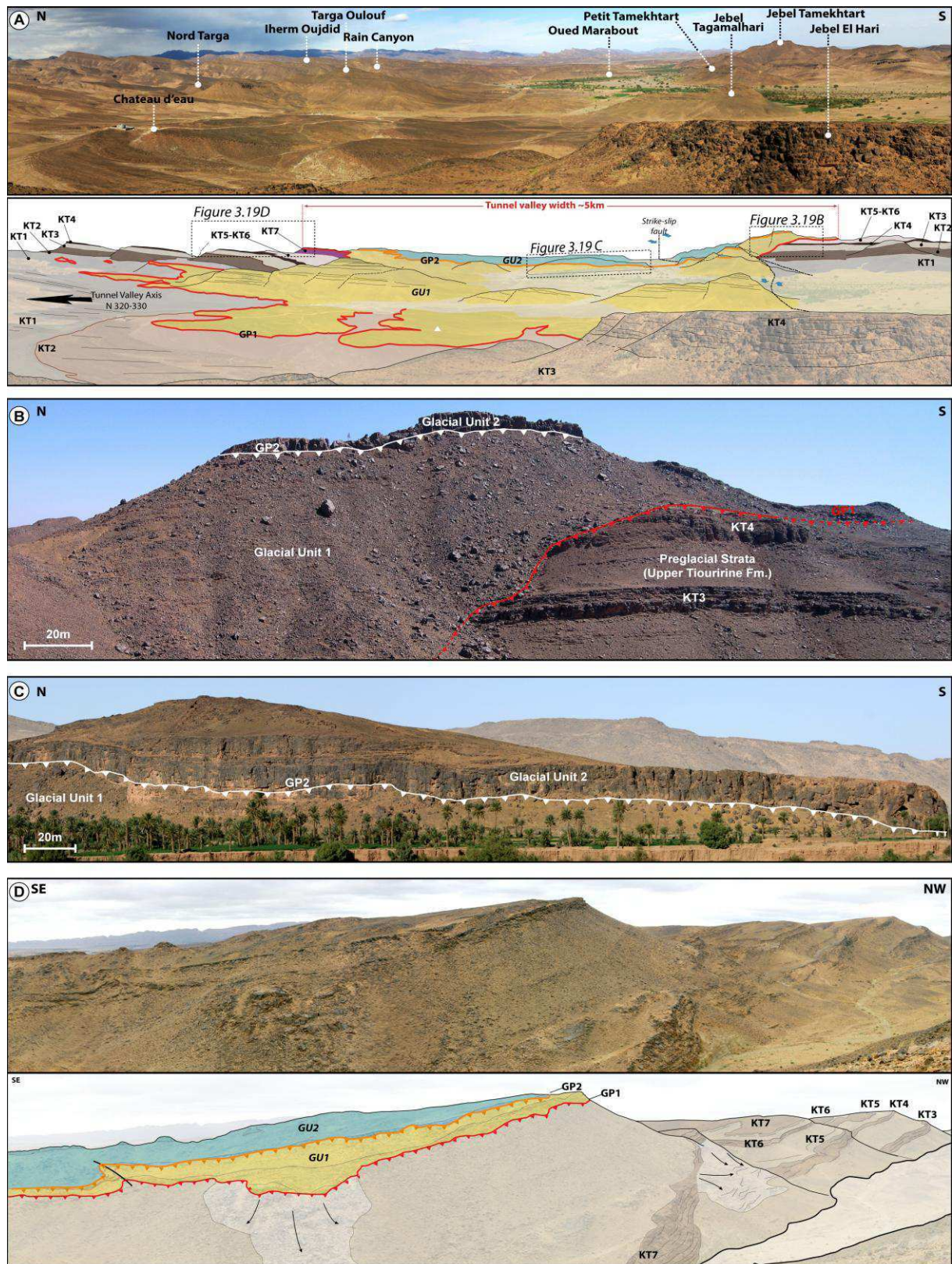


Figure 3.19 : A) Panorama interprété de la vallée tunnel d'Alnif. B) Flanc SW de la vallée tunnel, au niveau du Jbel Tamekhtart, illustrant les deux incisions glaciaires GP1 et GP2. On note que GP1 incise les séries préglaciaire au niveau des bancs repère KT3 et KT4. C) Panorama de la falaise dans le secteur de l'Oued Marabout, illustrant la deuxième incision glaciaire GP2. D) Panorama illustrée du secteur de Nord Iherm Oujdid vu depuis le Gaiz. On note l'alternance de barres gréseuses et d'argiles au nord-ouest, composée des niveaux repères KT3 à KT7. La surface d'incision glaciaire GP1 est localisée au niveau des argiles de la Formation du Ktaoua Supérieure, à environ 30m au-dessus du niveau repère KT7 au premier plan de la photo.

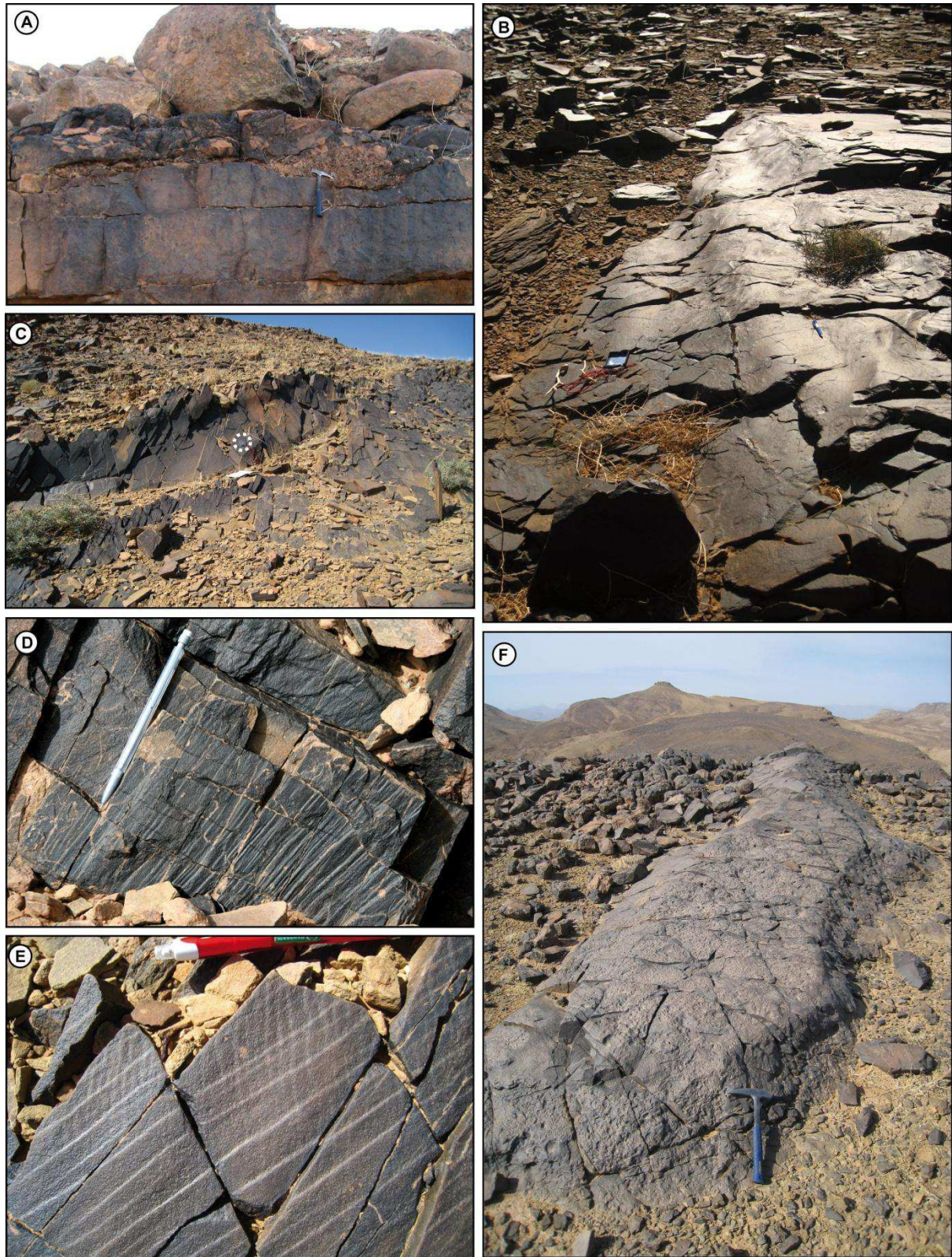


Figure 3.20 : A) Surface d'érosion basale entre conglomérat glaciaire et grès préglaciaire près de Targa Oulouf. B) Surfaces flûtées, orientées N270-N310, associées au premier plancher GP1, au niveau du Jbel El Hari. C) Vue générale de GP1 près de Jbel El Hari. Noter la discontinuité entre les grès glaciaires déformés, à pendage subvertical et les grès argileux préglaciaires à pendage subhorizontal. D) Figure d'échappement d'eau affectant les bancs de grès au niveau de GP1. E) Deux générations de microfailles normales qui se chevauchent sur GP1. F) Flûtes associées au second plancher GP2 au sommet de la coupe NTO.

Une carte d'isopaques a d'ailleurs été réalisée pour cette unité GU1 (Figure 3.21). Elle illustre l'épaississement de cette première unité glaciaire, qui délimite la vallée tunnel et indique son orientation, globalement, NNW-SSE. Les dimensions de la vallée tunnel d'Alnif peuvent donc être estimées à environ 5-6 km en largeur et environ 160 m en profondeur. Au-delà des bordures de la vallée, on parlera du domaine d'interfluve.

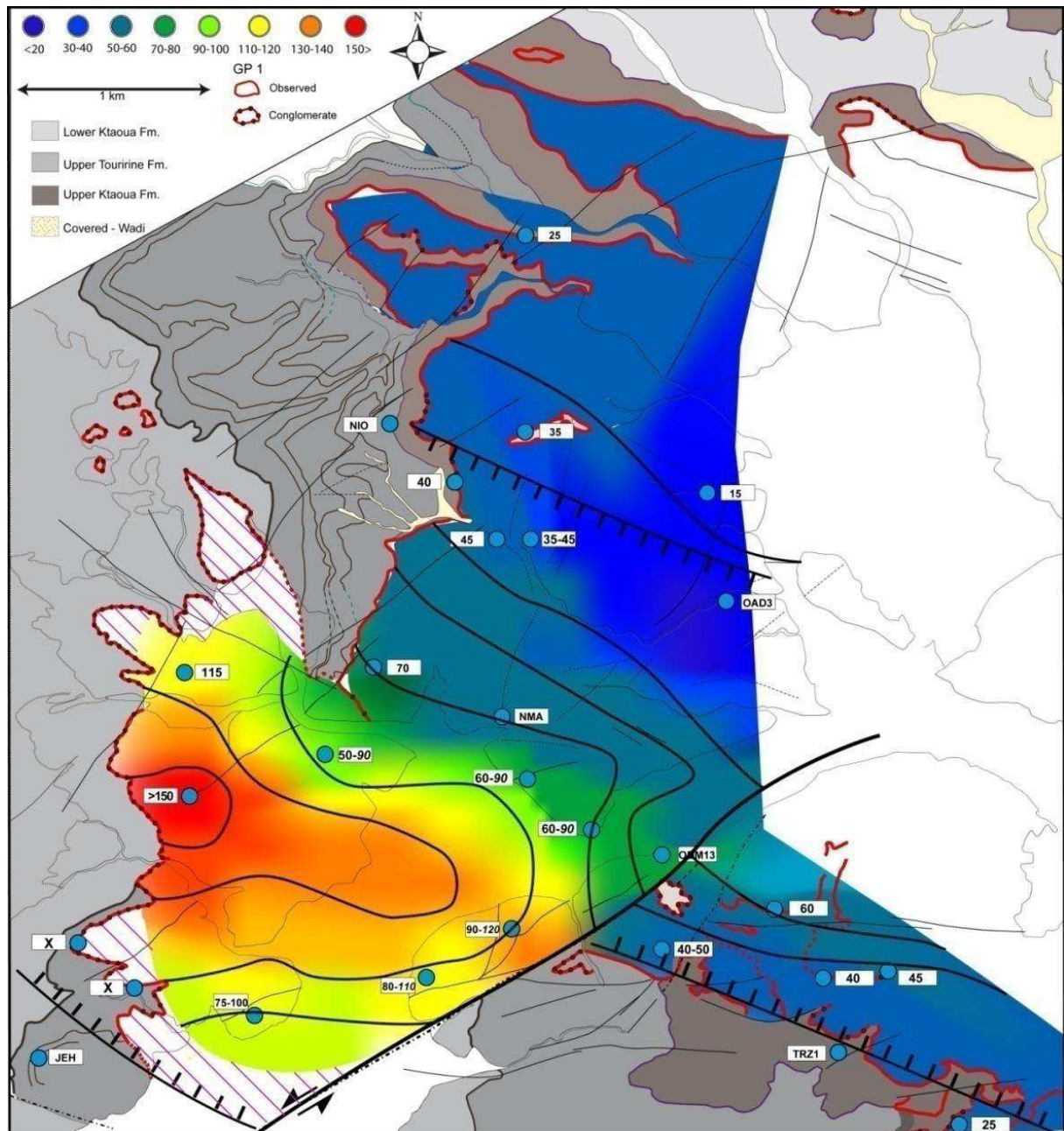


Figure 3.21 : Carte d'isopaques de la première unité glaciaire GU1, qui illustrent l'épaississement des dépôts glaciaires selon une direction NN300-320, qui correspond à l'orientation de la vallée tunnel. La transition avec les dépôts d'épaisseur plus réduite (<50 m) marque le début du domaine d'interfluve, de chaque côté de la vallée.

Le deuxième plancher glaciaire (GP2) est identifié au niveau de l'Oued Marabout (Figure 3.13 et 3.19A) où la profondeur d'incision est estimée à environ 60-70 m (Figure 3.19C). Cette surface est associée à des morphologies allongées, subparallèles à l'orientation de la vallée (~N300-330), et également interprétées comme des surfaces flûtées d'origine glaciaire. Ces flûtes sont identifiées dans différents secteurs, notamment à la jonction entre les secteurs d'Iherm Oujdid et de l'Oued Achbarou, mais également dans le secteur de Nord Targa Oulouf (Figure 3.20F). La position stratigraphique de ces structures sur la coupe sédimentologique Nord Targa Oulouf indique que c'est dans ce secteur que la profondeur d'incision de GP2 est la plus élevée, avec un différentiel d'incision de plus de 90 m entre la position de GP2 sur les interfluves et au centre de la vallée (Figure 3.22). L'existence de ces deux planchers glaciaires permet donc de définir deux unités glaciaires, GU1 et GU2, situées respectivement au-dessus de GP1 et GP2.

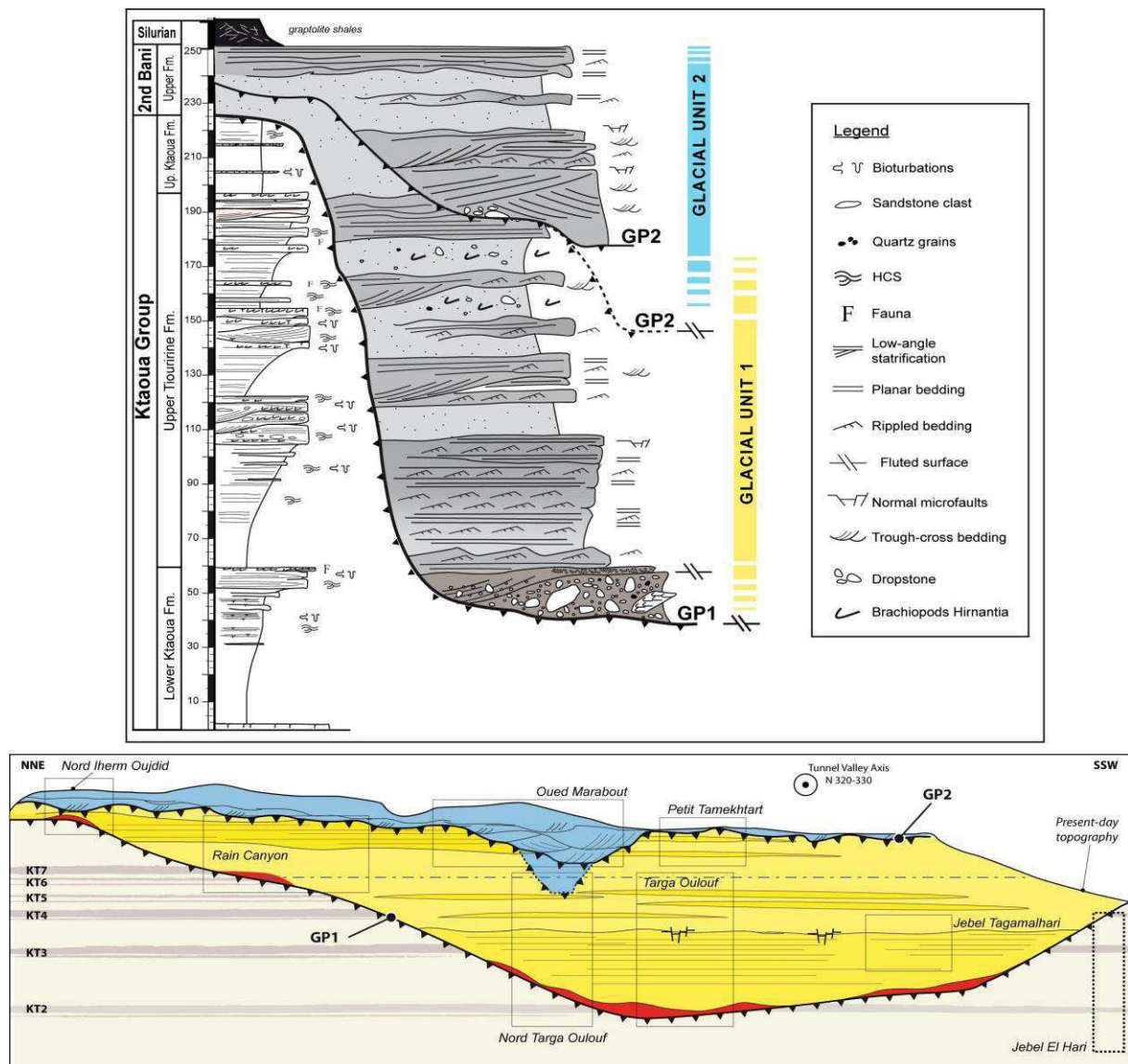


Figure 3.22 : Coupe synthétique du remplissage de la vallée d'Alnif réalisée à partir des coupes de Targa Oulouf, Nord Targa Oulouf et Oued Marabout, illustrant la position des planchers glaciaires GP1 et GP2 et les deux unités glaciaires GU1 et GU2. Les épaisseurs sont indiquées sur la coupe synthétique. Le transect représente environ 5km de large.

3.4. La série glaciaire

Faciès F1 – Conglomérat massif

Description

Le Faciès F1 correspond à un conglomérat massif, qui se développe immédiatement au-dessus de GP1, mais est latéralement discontinu. Il est identifié principalement sur le fond de la vallée, mais est également présent sur les flancs de la vallée et les interfluves. Son épaisseur varie de 50 cm à près de 15 m. Ce conglomérat massif est majoritairement à support matriciel. La matrice est composée de grès grossiers à très grossiers et de granules polygéniques de grès fins à moyens et de granules de quartz très arrondis (Figure 3.23A). Les clastes sont majoritairement de forme tabulaire, avec des arêtes émoussées et mesurent de quelques centimètres à plus de 1 m (Figure 3.23B). Ils sont généralement monogéniques, et se composent de grès fins à moyens très bien triés. Dans certain cas, ces clastes présentent un litage préservé (Figure 3.23C), et contiennent parfois des amas de coquilles de brachiopodes entières et fragmentées. De nombreuses structures d'échappement d'eau et de convolutes affectent ce faciès. La partie externe de certains clastes présentent également des structures concentriques qui recoupent le litage (Figure 3.23D). Localement, ce conglomérat grossier présente une pseudo-stratification en bancs de 50 cm d'épaisseur environ, qui alternent verticalement avec des bancs de grès massifs de 30 à 50 cm d'épaisseur (Jbel Tamekhtart, Figure 3.23E).

Processus de dépôt

La variabilité granulométrique indique un tri limité du matériel par les eaux de fonte et une sédimentation relativement rapide. Les clasts composés de grès fins et moyens qui présentent des litages préservés et des amas coquilliers proviennent des bancs gréseux préglaciaires (Groupe du Ktaoua) et démontrent ainsi une origine locale. La taille des éléments et leur forme tabulaire suggèrent également un transport assez limité. En revanche, le caractère polygénique de la matrice indique l'origine double du matériel : locale avec transport modéré pour les galets et des blocs de grès et interne (Massif métamorphique du Hoggar et du bouclier de Reguibat) avec une distance de transport élevée pour les granules de quartz. Au niveau de Jbel Tamekhtart, l'alternance de bancs conglomératiques et de bancs de grès massifs indiquent l'existence de courants tractifs, probablement associés au drainage épisodique d'eau de fonte à l'interface glace-substrat. Enfin, les structures concentriques observées en bordure des blocs (Figure 3.23D) constituent des indices d'élutriation, qui révèlent la migration et l'expulsion de fluides associée à de fortes contraintes exercées sur le sédiment, lors de la formation et/ou du transport des blocs.

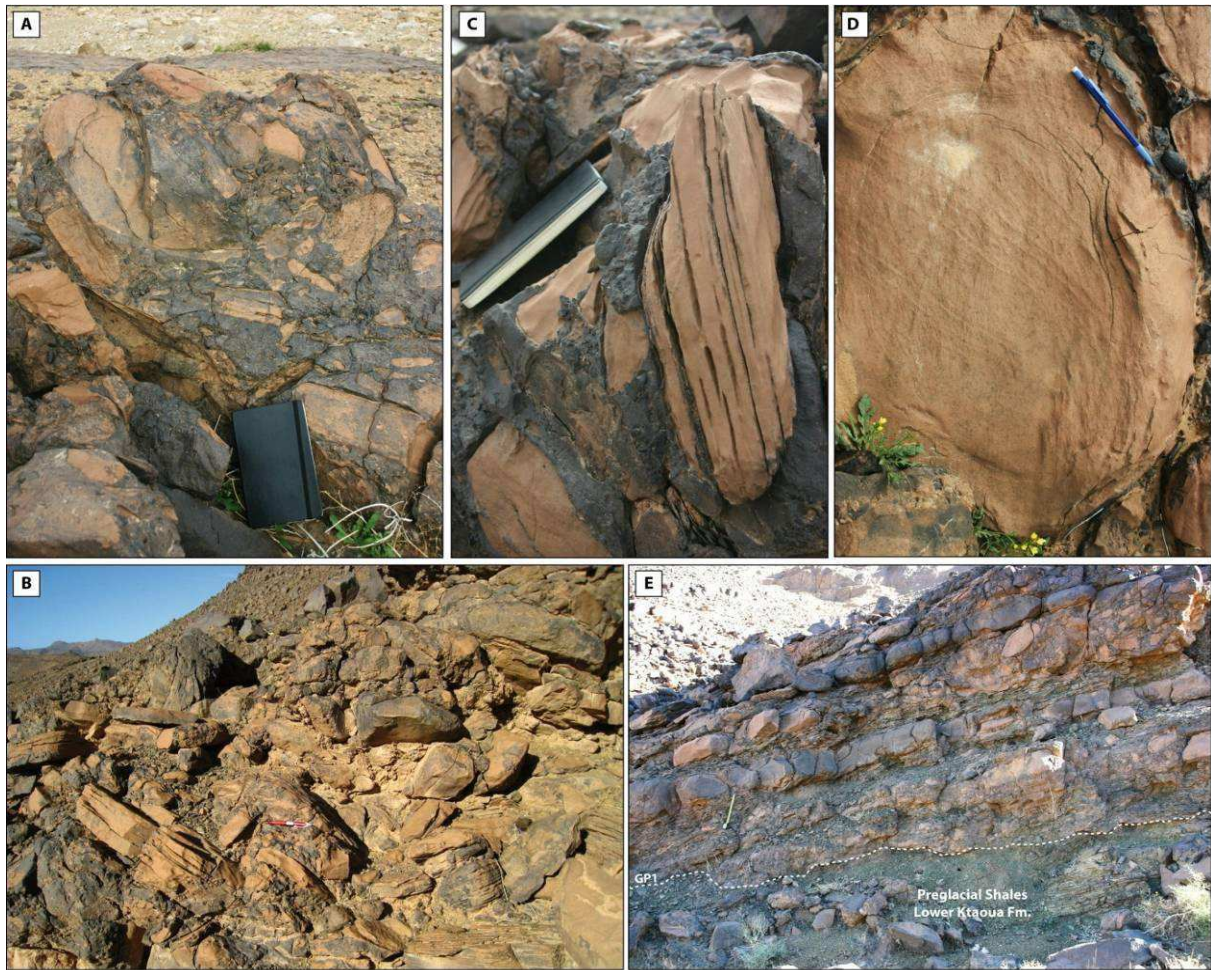


Figure 3.23 : Conglomérats massif FA1 (A & B) composés d'une matrice gréseuse et de blocs de grès d'origine préglaciaire, de diamètre parfois supérieur à 1m. C) Litage originel préservé d'un bloc préglaciaire. D) Figures d'élutriations, concentriques, à la périphérie du bloc, et qui recoupent les litages originels. E) Alternance entre conglomérats massifs et bancs de grès bien triés, érosif sur les argiles préglaciaires, dans le secteur du Jbel Tamekhtart.

Les niveaux conglomératiques de la vallée d'Alnif présentent une orientation des blocs dans une seule direction (cluster) avec des valeurs d'isotropie très faibles et donc une orientation préférentielle des blocs (Figure 3.24). Cette distribution est caractéristique des *lodgment tills*, suggérant ainsi une mise en place sous-glaciaire (Benn and Evans, 2010). Les sites localisés au centre de la vallée montrent des orientations subparallèles à l'axe de la vallée (Site G à K : N292-N311) alors que les sites localisés sur les flancs présentent des orientations obliques par rapport à l'axe de la vallée, dirigées vers l'extérieur (Sites A à F : N191-N209 et Site L : N337) (Figure 3.25). Les différences d'orientation en fonction de la position dans la vallée peuvent ainsi traduire des variations locales de la dynamique d'écoulement glaciaire. Dans l'axe, les vitesses d'écoulement sont maximales et subparallèles à l'axe de la vallée alors que sur les flancs, l'écoulement peut être perturbé par un effet de bord et induire des directions d'écoulement localement différentes.

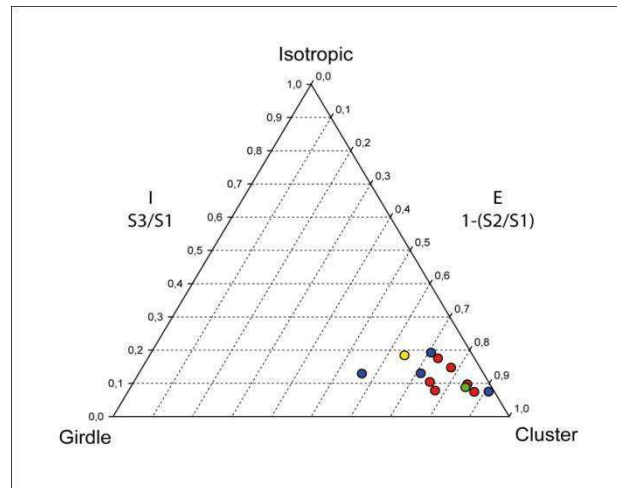


Figure 3.24 : Diagramme ternaire représentant le rapport entre les valeurs d'isotropie (I) et d'élongation (E) pour chacun des sites de mesures. Toutes les stations sont regroupées vers le pôle cluster, indiquant un fort degré de réarrangement des blocs.

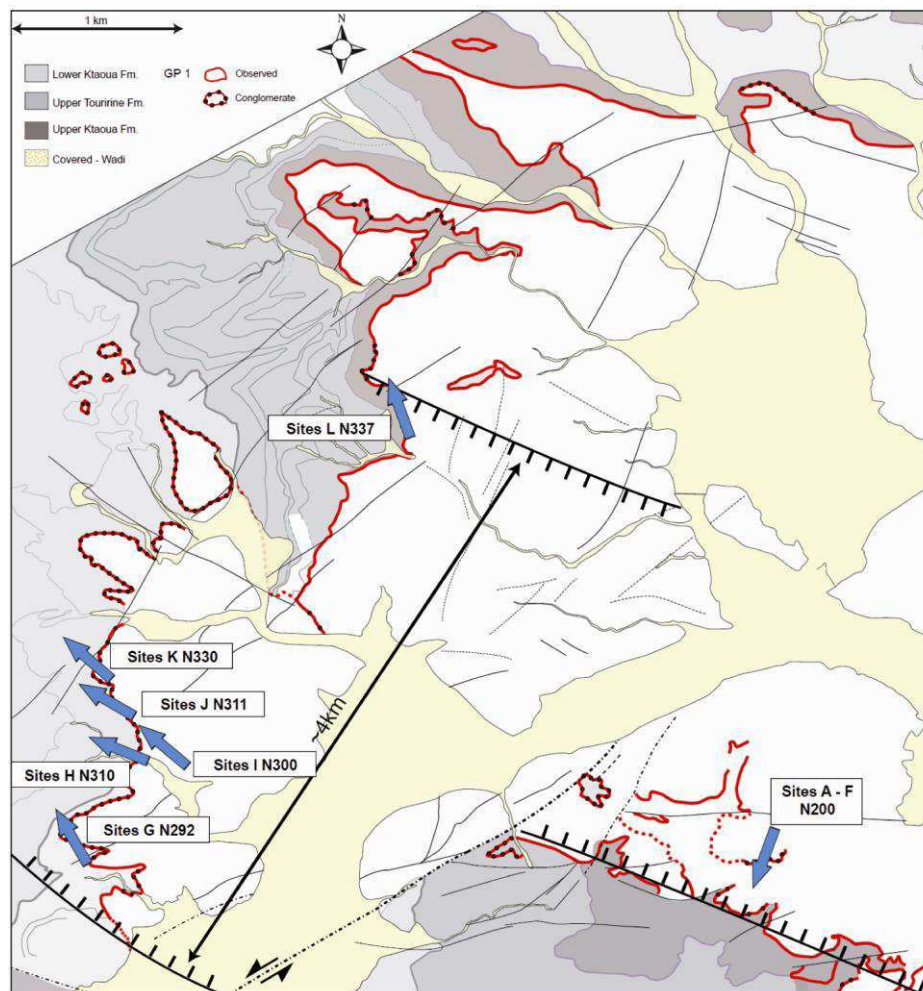


Figure 3.25 : Carte géologique simplifiée représentant la surface d'érosion glaciaire principale de la vallée d'Alnif. Les sites de mesures de macrofabrique sont indiqués avec les orientations principales des blocs du conglomérat, d'après l'analyse de macrofabrique.

Faciès F2 – Conglomérats et grès chenalisés

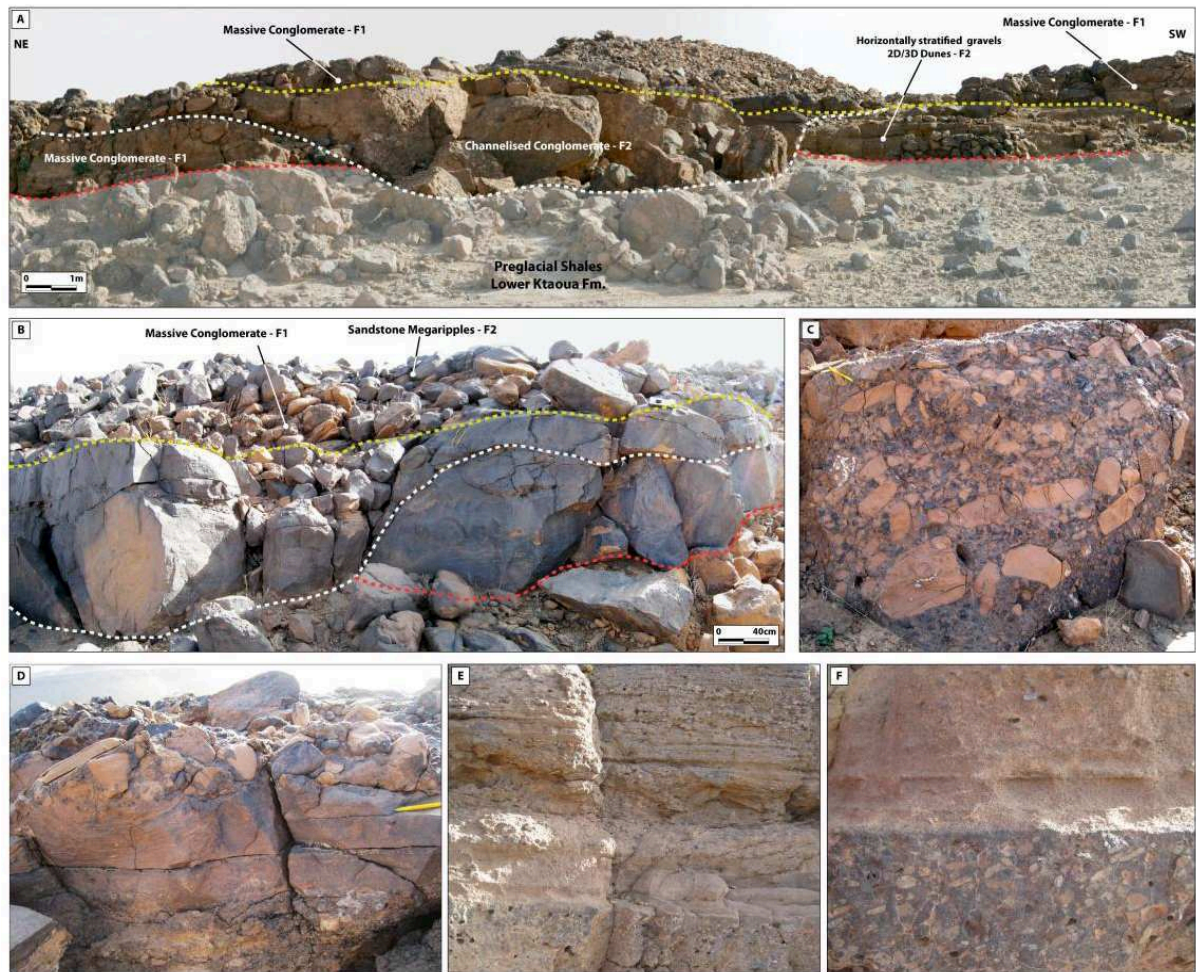
Description

F2 est présent à la base du remplissage de la vallée et sur les interfluves et se caractérise par des corps lenticulaires chenalisants, de 5 à 10 m d'épaisseur (Figure 3.26A). Stratigraphiquement, la position de F2 est complexe, alternant avec F1. En effet, ce faciès est érosif sur le conglomérat massif (F1) et sur les argiles préglaciaires, mais peut également être recouvert par le faciès F1 (Figure 3.26B). Ce faciès se compose de grès grossiers à granules polygéniques et blocs de grès émoussés. Certains chenaux sont remplis par des blocs et des galets, grossièrement agencés en granoclassement normal (Figure 3.26C). F2 se caractérise également par des stratifications horizontales, composées de laminations planes et obliques planes (Figure 3.26E), ou de grès massifs, contenant des granules flottants orientés (Figure 3.26F). Enfin, des structures de déformation sont également observées (Figure 3.26D).

Processus de dépôt

Ce faciès, caractérisé par une géométrie lenticulaire, une stratification oblique et horizontale et des lithologies grossières (granoclassement modéré), est associé à des processus de sédimentation rapide et des écoulements hyperconcentrés (Mulder & Alexander, 2001 ; Hornung et al., 2007) ou des coulées de débris (Sohn et al., 1997). La géométrie lenticulaire en particulier, indique que ces écoulements sont en partie chenalisés. Les faciès à graviers et granules, à stratifications horizontales parallèles enregistrent des processus de traction associés à des courants de turbidité de haute-densité ou des écoulements concentrés (Lowe, 1982; Kneller, 1995). L'orientation des grains flottants dans la matrice sableuse indique un processus de cisaillement lors du transport et du dépôt des sédiments, caractéristique des coulées de débris (Clark & Stanbrook, 2001).

Figure 3.26 (page suivante) : Conglomérats et grès chenalisés FA1-F2. A) Relation stratigraphique entre les faciès F1 et F2, avec des chenaux conglomératiques érosifs sur les argiles préglaciaires. B) Chenaux gréseux érosifs sur les argiles préglaciaires et recouverts par des faciès conglomératiques (F1). C) Détail du remplissage des chenaux conglomératiques, avec un granoclassement des clastes. D) Déformations (figures d'échappement d'eau) dans un banc gréseux, associées à la mise en place du faciès conglomératique. E) Grès très grossiers et granules, à stratification horizontale et oblique plan, associés à des courants tractifs de haute énergie. F) Détail d'un banc gréseux à granules flottants orientés, indiquant un processus de dépôt associées à un mécanisme de cisaillement simple, caractéristique des coulées de débris (*debris flow*).



Faciès F3 – Diamictite sableuse

Description



Ce faciès est très peu représenté dans le remplissage de la vallée puisqu'il n'affleure qu'à proximité de Targa Oulouf, où il constitue une lentille d'environ 3 m de large, sur 60 à 80 cm de hauteur, émergeant du faciès F4 (Figure 3.27). Il est composé d'une matrice fine, silto-sableuse, contenant de nombreux galets centimétriques de forme tabulaire, constitués de grès fins d'origine préglaciaire.

Figure 3.27: Diamictite sableuse (Faciès F3)

Processus de dépôt

Le caractère bimodal très marqué de la granulométrie de ce faciès indique deux processus distincts mais contemporains. Les siltites et les sables fins composant la matrice caractérisent un dépôt par décantation des sédiments fins en suspension dans les eaux de fonte, dans un environnement calme. La mise en place des galets par des processus tractifs paraît incompatible avec la granulométrie des dépôts fins, contemporains. Les éléments flottants de granulométrie et de lithologie variables sont fréquents dans un contexte glaciaire. Ils sont transportés par la glace et largués dans un environnement calme et interprétés comme des *dropstones* (Brodzikowski & van Loon, 1991 ; Benn & Evans, 2010). Néanmoins l'absence de déformation sous les galets, attestant généralement du processus de décantation, peut indiquer une tranche d'eau assez faible, et donc un impact limité des galets sur les siltites.

Faciès F4 – Grès fins et siltites à laminations planes et rides de courant

Description

Le faciès F4 est présent à la base de la vallée tunnel et se développe sur 10 à 20 m d'épaisseur, dans la continuité des faciès précédents. Il présente une géométrie lenticulaire à tabulaire, latéralement très continue sur la totalité de la largeur de la vallée. Ce faciès est constitué de siltites et de sables fins. Il se compose d'une alternance de laminations planes de bas régime et de rides de courant, organisé en séquences de 10-15 cm d'épaisseur, à base localement érosive. Les bancs de grès présentent souvent des déformations (convolutes centimétriques) et peuvent contenir localement quelques granules flottants isolés. Dans le secteur de Targa Oulouf, des morphologies en gouttières légèrement sinueuses (20-30 cm de large, <5 m de long, et quelques décimètres de profondeur) déforment les niveaux à rides et laminations planes. Ces structures sont orientées N300 (Figure 3.28A). Localement, les structures d'échappement d'eau pluri-centimétriques (< 20 cm) perforent la stratification horizontale (Figure 3.28B). Au-dessus de ces déformations, F4 se compose d'un ensemble de séquences, où alternent des grès fins à rides de courant et des siltites finement laminées (Figure 3.28C, 3.28D), qui se développe sur 15 à 20 m d'épaisseur environ. Ce faciès évolue progressivement vers des grès fins à rides de courant et laminations sinusoïdales qui marquent la transition avec le faciès suivant F5.

Processus de dépôt

La régularité dans l'alternance entre les laminations planes de bas régime et les rides de courant est caractéristique d'un courant unidirectionnel fonctionnant de manière régulière et rythmée. La granulométrie fine (< 125 µm) indique que les vitesses d'écoulement modérées (20-40 cm/s ; Southard & Boguchwal, 1990 ; Annexe 7).

Les structures d'échappement d'eau montrent que la sédimentation et la compaction sont relativement rapides, avec des sédiments saturés en eau. Les morphologies de gouttières allongées, légèrement sinueuses peuvent être interprétées comme des chenaux de Nye, ou des chenaux sous-glaciaires, associés aux écoulements d'eau de fonte sous-pressure (Nye, 1976 ; Benn & Evans, 2010). La coexistence de faciès de haute-énergie (grès à rides de courant) associés à des structures sédimentaires de faible énergie (laminations planes de très fins et de siltites), indique que ces processus de dépôts sont épisodiques. La transition progressive entre F4 et F5 suggère une continuité dans les processus de dépôt, avec seulement une augmentation progressive de la vitesse des courants, enregistrée par une granulométrie plus grossière pour F5.

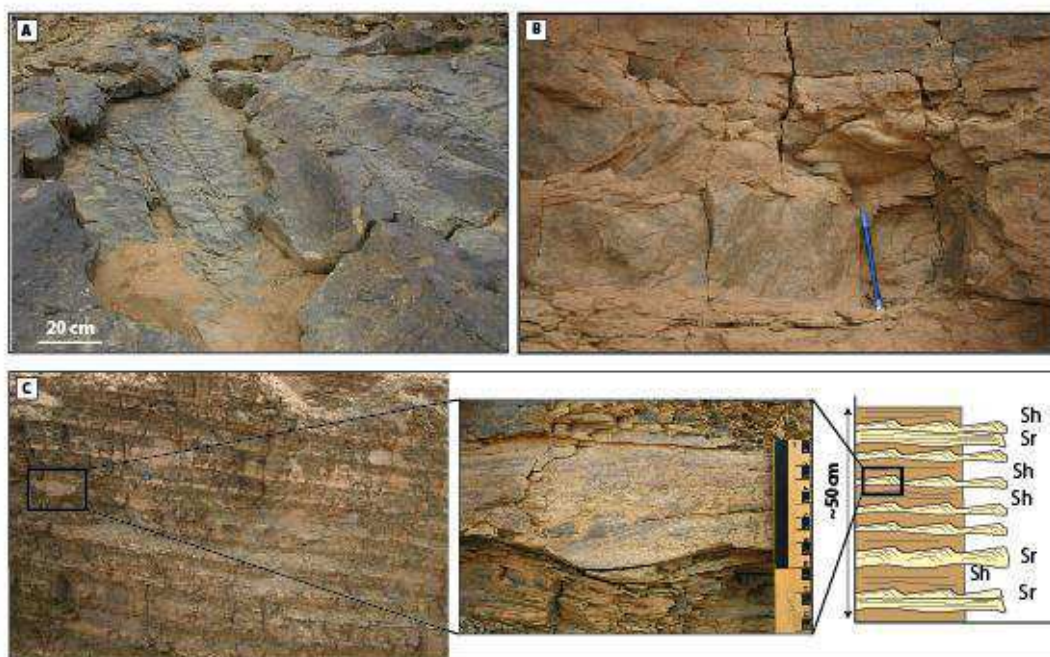


Figure 3.28 : Siltites et grès fins ride de courant du Faciès F4. A) Bancs de grès à rides de courant unidirectionnel, déformés par des morphologies sinueuses, allongées et orientée N300, interprétées comme des chenaux de Nye. B) Figure d'échappement d'eau C) Séquence de dépôt typique de F4, composée d'une alternance de siltites massives ou finement laminés et de grès fins à rides de courant.

Dans les dépôts turbiditiques, Jobe et al. (2012) ont décrit des alternances argilo-silteuses associées à la décélération du courant ou déposées en zone distale par rapport à la source de sédiment, associées à des écoulements de faible énergie. Ce faciès se caractérise par l'alternance de rides de courant et de quelques rides très faiblement grimpantes, associées à des vitesses de courant relativement faibles et une charge en suspension assez réduite, dominée par une granulométrie fine (Figure 3.29). Le faciès F4 est comparable à ces dépôts décrits dans des courants de turbidité de faible énergie, qui alternent avec des phases calmes où la sédimentation des particules silteuses en suspension prédomine (Plink-Björklund & Ronnert, 1999; Mulder & Alexander, 2001).

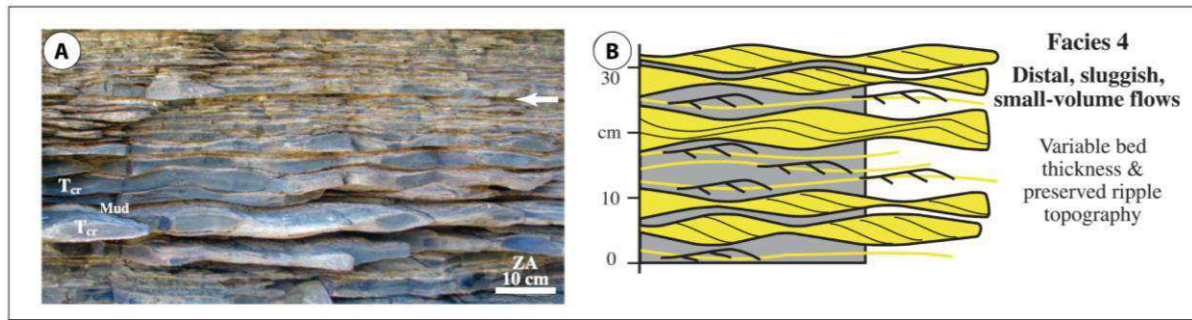


Figure 3.29 : A) Séquence de dépôt du faciès turbiditique distal dans les dépôts du Miocène de Nouvelle-Zélande et B) Illustration schématisée et processus de dépôt associés (D'après Jobe et al., 2012).

Faciès F5 – Grès fins à rides de courant et rides grimpantes

Description

F5 se développe dans la continuité de F4 sur environ 50m d'épaisseur dans l'axe de la vallée. Il s'observe dans différents secteurs, depuis Nord Targa Oulouf, Targa Oulouf, puis Jbel Tagamalhari. Ce faciès présente une granulométrie relativement constante. Elle se compose de bancs de grès fins à moyens, de 15 à 80 cm d'épaisseur, qui montrent une diminution progressive de leur épaisseur latéralement sur 400 à 500m, ce qui traduit une géométrie lenticulaire et plate.

Le faciès F5 se compose de bancs gréseux à laminations planes de haut régime, à rides de courant et de bancs gréseux à rides grimpantes. Les rides grimpantes présentent plusieurs morphologies, définies par Ashley et al., (1982) (Figure 3.30) :

- Les **rides grimpantes subcritiques** (Type A) se forment lorsque la charge de fond est plus importante que la charge en suspension. L'angle d'aggradation est faible et le flanc amont de la ride n'est pas préservé. La progradation et donc la migration de la ride prédomine sur l'aggradation.
- Les **rides grimpantes supercritiques** (Type B) se forment lorsque la charge en suspension avoisine la charge de fond. L'angle d'aggradation est plus élevé, et permet au flanc amont d'être préservé. La progradation (migration) de la ride est moins rapide.
- Le dernier type de ride correspond aux **laminations sinusoïdales ou drapées** (Type S). Dans ce cas, la charge en suspension est majoritaire, voire exclusive, et résulte en la quasi absence de migration de la ride. Seul le processus d'aggradation par la charge en suspension est actif.

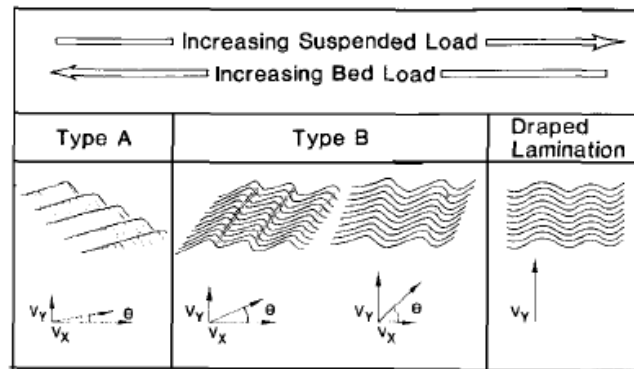


Figure 3.30: Caractéristiques des rides grimpantes de type A , type B et des laminations drapées ou laminations sinusoïdales. (Ashley et al., 1982).

Quatre séquences élémentaires peuvent être définies au sein du faciès F5. Elles se répètent verticalement, sans arrêt de la sédimentation.

Séquence 1 (Figure 3.31A) : Cette séquence débute par des rides de courant unidirectionnelles, puis des laminations planes de haute énergie et se termine par des rides de courant. Lorsqu'elle est entièrement préservée, cette séquence mesure une trentaine de centimètres en moyenne (15-45cm) et est symétrique dans la distribution des figures sédimentaires.

Séquence 2 (Figure 3.31B): Cette séquence débute par des laminations planes de haute énergie qui se développent au-dessus d'une surface d'érosion. Ces laminations évoluent progressivement vers des rides grimpantes de type A, puis de type B, et se termine par des laminations sinusoïdales. Ces dernières peuvent être en partie érodées par la séquence élémentaire suivante, l'épaisseur préservée de la séquence varie donc entre 50 et 80 cm.

Séquence 3 (Figure 3.31C): Cette séquence débute par une surface d'érosion au-dessus de laquelle se développent des laminations planes de haute énergie, des rides grimpantes de type A et se termine de nouveau par des laminations planes. L'épaisseur préservée de la séquence varie entre 30 et 50 cm.

Séquence 4 (Figure 3.31D): Cette séquence débute par une surface d'érosion au-dessus de laquelle se développent des laminations planes de haute énergie, puis des rides de courant unidirectionnel, des rides grimpantes de type A, puis de type B, des laminations sinusoïdales, puis de nouveau des rides grimpantes de type B, puis de type A et se termine par des laminations planes. L'épaisseur préservée de la séquence varie entre 50 et 80 cm.

Les séquences décrites précédemment sont complètes. Cependant, on observe des séquences incomplètes résultant de l'érosion associée à la mise en place de la séquence suivante.

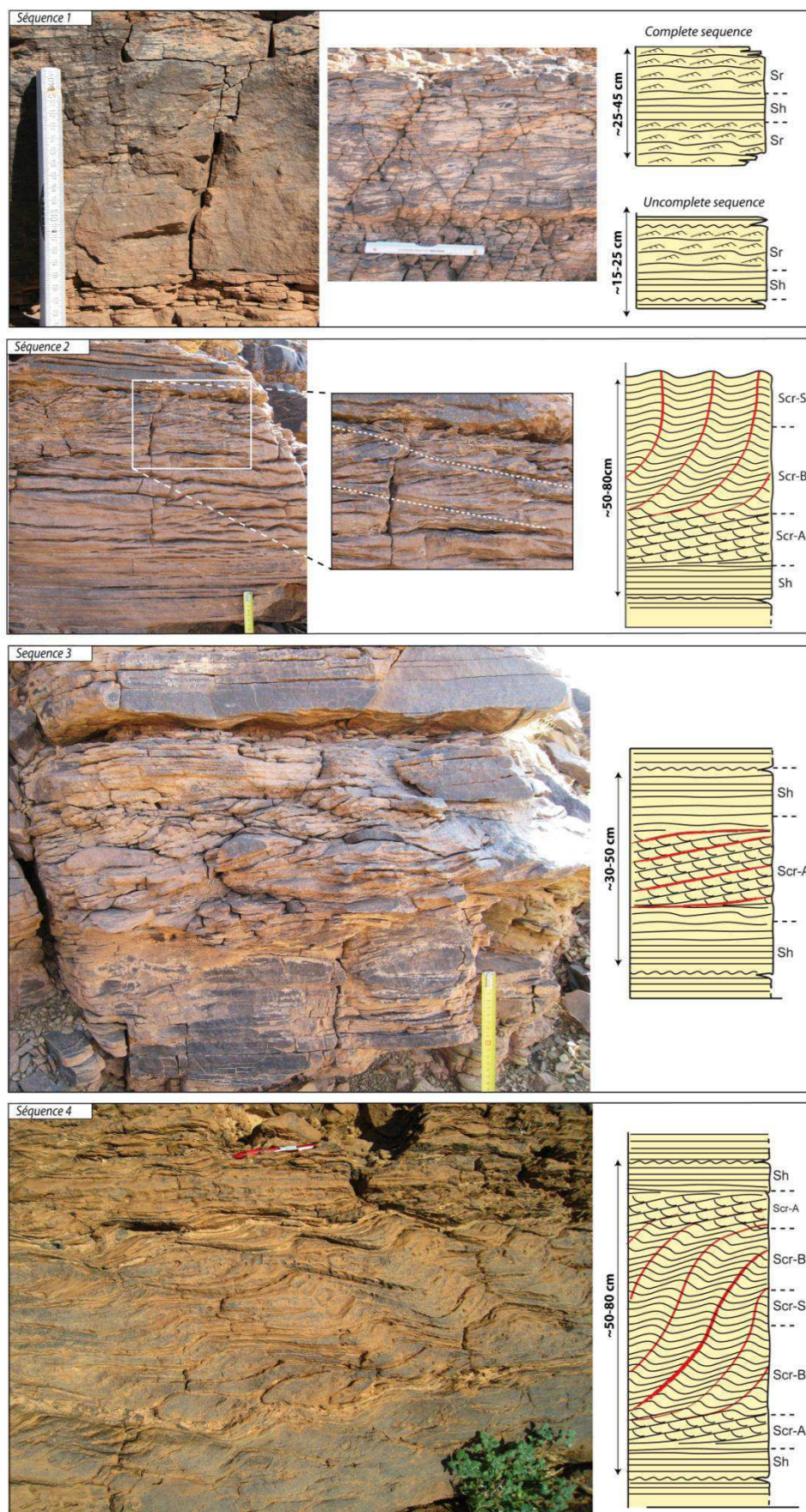


Figure 3.31 : Séquences de dépôt caractéristiques du faciès F5. (Voir la description du faciès F5 pour plus de détail).

Ce faciès se compose également des structures lenticulaires, faiblement érosives, et constituées de sables massifs passant à des laminations planes au sommet (**Figure 3.32A**).

Des structures de déformation caractérisent ce faciès : (1) à différentes position stratigraphiques, des figures d'échappement d'eau (**Figure 3.32B**) et des convolutes (**Figure 3.32C**) déforment des bancs centimétriques à pluri centimétriques ; (2) dans la partie supérieure de la séquence, les bancs gréseux sont individuellement affectés par des microfailles normales, caractérisées par un rejeu centimétrique (**Figure 3.32D**).

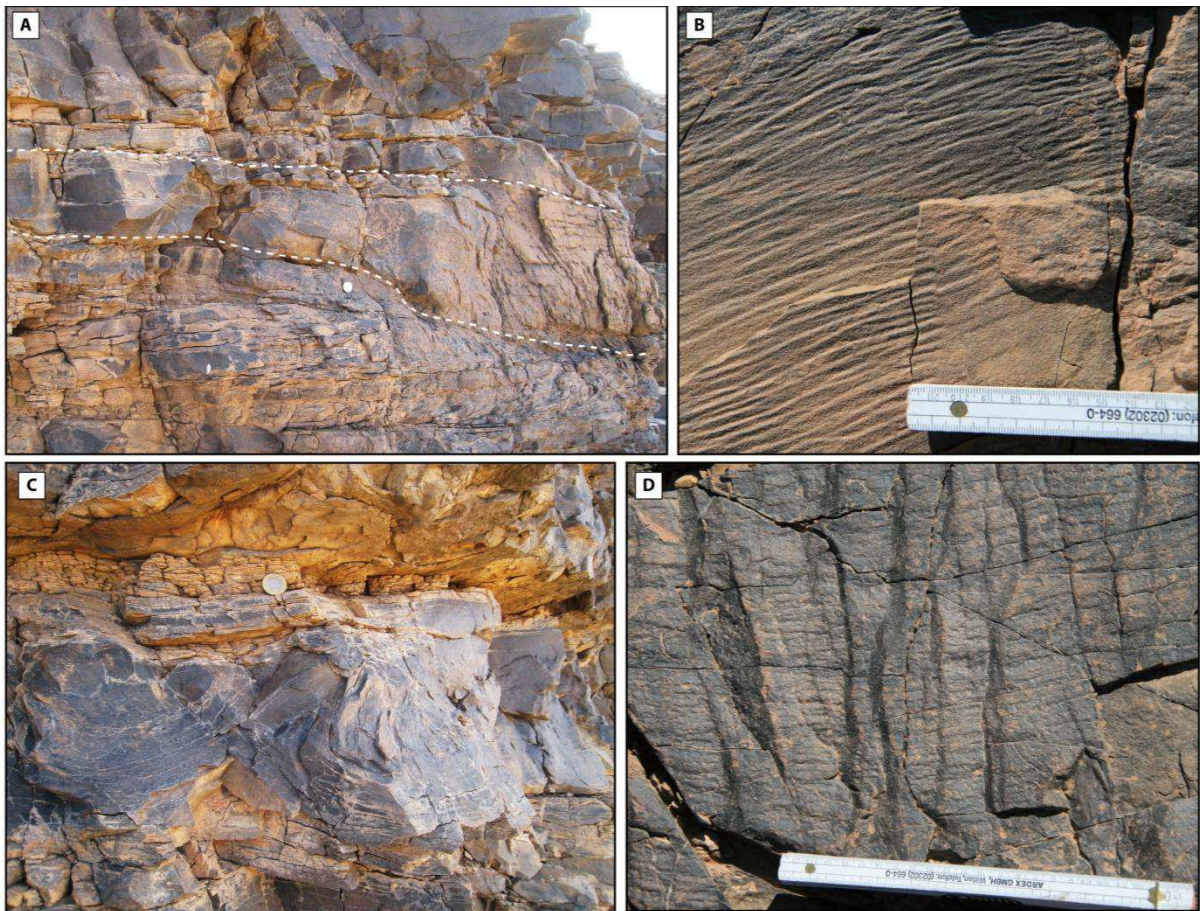


Figure 3.32: A) Corps lenticulaire à base érosive et composé de sables massifs et laminations planes au sommet B) Figure d'échappement d'eau vue en plan, au sommet des bancs gréseux C) Convolute restreinte à un banc gréseux décimétrique D) Vue en plan de microfailles normales, au sommet des bancs gréseux.

Processus de dépôt

Les figures sédimentaires identifiées dans F5 sont associées à des courants tractifs unidirectionnels. Les laminations planes enregistrent un écoulement laminaire de haut régime, avec des vitesses supérieures à 60 cm/s pour des granulométries fines à moyennes ([Southard & Boguchwal, 1990](#)). Les

rides de courant enregistrent un écoulement de plus bas régime, où les vitesses sont comprises entre 30 et 60 cm/s, pour des granulométries fines à moyennes (Southard & Boguchwal, 1990).

Les rides grimpantes sont associées à des écoulements de bas régime, non-uniformes et combinés à une charge sédimentaire en suspension importante (Hiscott, 1994; Kneller, 1995). Leur morphologie enregistre la part relative de la charge en suspension et de la charge de fond, dans le processus de dépôt (Jopling & Walker, 1968; Ashley et al., 1982).

La séquence S1, caractérisée par une distribution symétrique des figures sédimentaires, enregistre un écoulement fluctuant entre une forte puis une faible vitesse d'écoulement, avec le maximum d'énergie enregistré par les laminations planes de haut régime.

La séquence S2 enregistre une séquence de dépôt, caractérisée par une diminution progressive de l'énergie du courant. Le maximum de vitesse d'écoulement s'enregistre par des laminations planes de haut régime. La diminution de l'énergie du courant s'accompagne d'une diminution de la capacité de transport et donc une augmentation de la part de la charge en suspension, qui se traduit par la formation de rides grimpantes, de type A puis de type B. Cette chute de la vitesse d'écoulement se termine par la formation de laminations sinusoïdales. Dans la littérature, cette séquence est également associée au déconfinement d'un écoulement sous-pression, au débouché d'un conduit sous-glaciaire (i.e. jet efflux ; Russell et al., 2003 ; Hornung et al., 2007).

Les deux séquences suivantes (S3 et S4), également caractérisées par une distribution symétrique des figures sédimentaires, enregistre une diminution de l'énergie dans la première moitié, avec une perte de capacité de transport, et une augmentation de la charge en suspension, avec la formation de rides grimpantes. Dans la seconde moitié, la séquence enregistre une augmentation de la vitesse d'écoulement permettant la formation de laminations planes de haut régime, suivies d'une surface d'érosion. La différence entre les deux séquences S3 et S4 correspond à l'ampleur de la diminution de la capacité de transport. Les laminations très aggradantes enregistrées dans la séquence S4, indiquent en effet une faible composante progradante, et sont liées à une proportion plus importante de la charge en suspension par rapport à la charge de fond.

Les structures lenticulaires, à remplissage massif, localement érosives sur les séquences précédentes, enregistrent un écoulement de plus haute énergie, associé à des processus de « *scour-and-fill* » (Mutti and Normak, 1987; Jobe et al., 2011). Enfin, les déformations observées dans ce faciès F5 (figures d'échappement d'eau et convolutes) révèlent un processus de dépôt rapide de sédiments saturés en eau, dans un domaine sous-aquatique. De plus, les microfailles normales, localement identifiées au sommet de ces séquences enregistrent une contrainte compressive verticale. Ces structures peuvent indiquer un phénomène de compaction post-dépôt ou être associées au poids de la glace (Beuf et al., 1971 ; Biju-Duval et al., 1974 ; Denis et al., 2010)

En résumé, ces observations suggèrent des processus de dépôt associés à des courants dont les vitesses varient. Ces courants passent successivement par des périodes de fortes puis de faibles vitesses. La diminution rapide des vitesses d'écoulement permet alors le dépôt de la charge en suspension. Ces variations de la vitesse des courants sont probablement associées au passage d'un écoulement confiné à déconfiné (Russell et al., 2003 ; Hornung et al., 2007). Le degré d'amalgame élevé, et l'absence de sédiments fins préservés entre chaque séquence de dépôt caractérisent la pérennité du régime d'écoulement qui montre des variations de sa vitesse au cours du temps.

Faciès F6 : Siltites massives à faune et dropstones

Description

Le faciès F6 est très largement représenté dans le remplissage de la vallée tunnel. Il est également présent au-delà des limites de la vallée, en domaine d'interfluve. Ce faciès se compose majoritairement de siltites et de grès très fins et massifs ($< 125 \mu\text{m}$), localement finement laminés. F6 contient également des éléments plus grossiers, de la taille de granule à celle de bloc ($< 50 \text{ cm}$), qui constituent des éléments isolés et flottants dans cette matrice sablo-silteuse. Les éléments les plus gros sont constitués de grès d'origine préglaciaire (Figure 3.33A) ; certains blocs présentent des litages préservés, d'autres contiennent des fragments de brachiopodes des séries préglaciaires du groupe du Ktaoua. En surface, certains blocs montrent clairement la présence de stries linéaires pluricentimétriques, orientées dans plusieurs directions (Figure 3.33B). La matrice contient également une grande proportion de granules de grès et de quartz, très arrondis (Figure 3.33C). Des fragments coquilliers se retrouvent dans la matrice silteuse, et sont identifiés comme appartenant à la faune à *Hirnantia* (*Arenorthis arenaria*, *Destombesium ellipsoides*, *Eostropheodonta* sp, Figure 3.33D; Destombes et al., 1985; Villas et al., 2006).

Processus de dépôt

La présence de F6 à la fois dans le remplissage de la vallée et sur les interfluvés démontre la mise en place de ce faciès dans un milieu déconfiné. La granulométrie et l'aspect massif de ce faciès indiquent également un processus de dépôt par décantation des particules en suspension, alternant avec quelques rares épisodes de dépôt par des courant tractifs de faible intensité (Plink-Björklund & Ronnert, 1999; Mulder & Alexander, 2001). Les éléments flottants de granulométrie et de lithologie variables sont fréquents dans un contexte glaciaire, et interprétés comme des dropstones (Benn & Evans, 2010). Deux interprétations sont possibles pour expliquer la présence de la faune. (1) Elle peut démontrer des conditions écologiques favorables, probablement associées à une influence marine marquée (Destombes et al., 1985), qui signeraient un environnement de dépôt proglaciaire, glaciomarin. (2) A l'inverse, la faune peut avoir été remaniée, et provenir des séries préglaciaires. Dans ce cas, elle ne

peut pas être utilisée comme marqueur paléo-environnemental. Cependant, dans le cas d'un remaniement des sédiments préglaciaires, la diversité faunique de ces dépôts (brachiopodes, bivalves, orthocères, bryozoaires, échinodermes, trilobites ; [Álvaro et al., 2007](#)) devrait se retrouver dans le faciès F6. L'absence de cette diversité et la présence quasi-exclusive de brachiopodes de la faune à *Hirnantia*, invalide l'hypothèse du remaniement des séries préglaciaires, et confirme que la faune est associée à un environnement glaciomarin.

Faciès F7: Grès fins à rides de courant

Description

F7 est composé de bancs de grès fins, de 15 à 30 cm d'épaisseur, finement lités, à rides de courant et laminations planes ([Figure 3.33E](#)). Plus rarement, ils se composent de rides grimpantes de Type A et de Type B. Ces bancs de grès, à base légèrement érosive, sont isolés et séparés verticalement par des siltites massives (F6) et s'étendent latéralement sur environ 300 m. Quelques rares convolutes affectent certains bancs.

Processus de dépôt

Les figures sédimentaires sont caractéristiques d'écoulements unidirectionnels tractifs. Ces courants sont épisodiques et peuvent être rattachés aux processus de dépôt de bas régime dans un milieu déconfiné ([Hornung et al., 2007](#)).

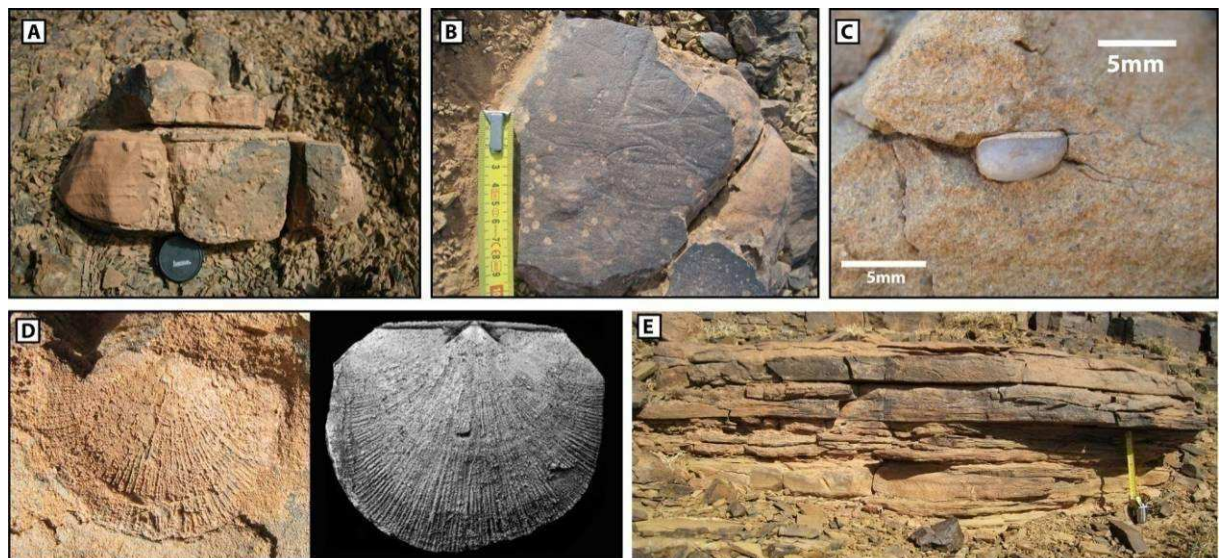


Figure 3.33 : A) Bloc de grès préglaciaire dans une matrice silteuse B) Bloc de grès préglaciaire facetté et strié; C) Granules de quartz très arrondis; D) Moule interne de brachiopode de la faune à *Hirnantia* observé de FA3 (gauche) et décrit par [Villas et al., 2006](#) (droite); E) Banc grès pluri-décimétrique à laminations planes et rides de courant.

Faciès F8: Grès à stratifications horizontales et litages en auge*Description*

F8 se caractérise par une stratification horizontale et organisée en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur, composés de grès fins à moyens, très bien triés. Ces bancs se caractérisent par un degré d'amalgame important (Figure 3.34A), les interbancs fins n'étant plus présents. Les bancs gréseux sont donc amalgamés, et présentent une géométrie tabulaire à lenticulaire, avec une épaisseur de l'ordre de 10 à 20 m et une extension latérale importante (~2 km) perpendiculairement à l'axe de la vallée. Ce corps sédimentaire est ainsi continu depuis l'Oued Marabout dans l'axe de la vallée, jusqu'au secteur de l'herm Oujd, plus au nord. Ce faciès se caractérise principalement par des rides de courant, des laminations planes de haut régime et des rides grimpantes. Une séquence élémentaire peut également être individualisée pour ce faciès. Elle débute par des laminations planes de haut régime, puis une succession de rides grimpantes de type A, puis B et qui se termine fréquemment par des laminations sinusoïdales. Cette séquence est donc similaire au faciès F5 (Figure 3.34B). Localement, des corps gréseux chenalisés (1m de profondeur, 3 m de large), à base érosive, incisent les bancs gréseux à stratifications horizontales, auxquels ils sont latéralement connectés (Figure 3.34C). Quelques structures d'échappement d'eau et de convolutes sont également identifiées près du secteur de l'Oued Marabout ; elles affectent les bancs gréseux individuellement, généralement en dessous de la seconde érosion glaciaire GP2.

Processus de dépôt

La combinaison de laminations planes de haut régime et de rides de courant signent des processus de dépôt associés à des courants laminaires unidirectionnels. Les séquences de dépôt, incluant les rides grimpantes, indiquent une décélération importante de la vitesse du courant qui permet à la charge en suspension de déposer rapidement (Jopling & Walker, 1968 ; Allen, 1970; Ashley et al., 1982). Les corps gréseux lenticulaires et érosifs sont interprétés comme des chenaux, avec litages en auge caractérisant la migration de dunes 3D (Mulder & Alexander, 2001; Hornung et al., 2007). Latéralement connecté aux bancs gréseux à stratification horizontale, l'ensemble forme un système chenal-levée. L'extension latérale de ce faciès, présent dans la vallée et sur les interfluvés, indiquent un milieu de dépôt déconfiné, non limité par la topographie de l'incision initiale.

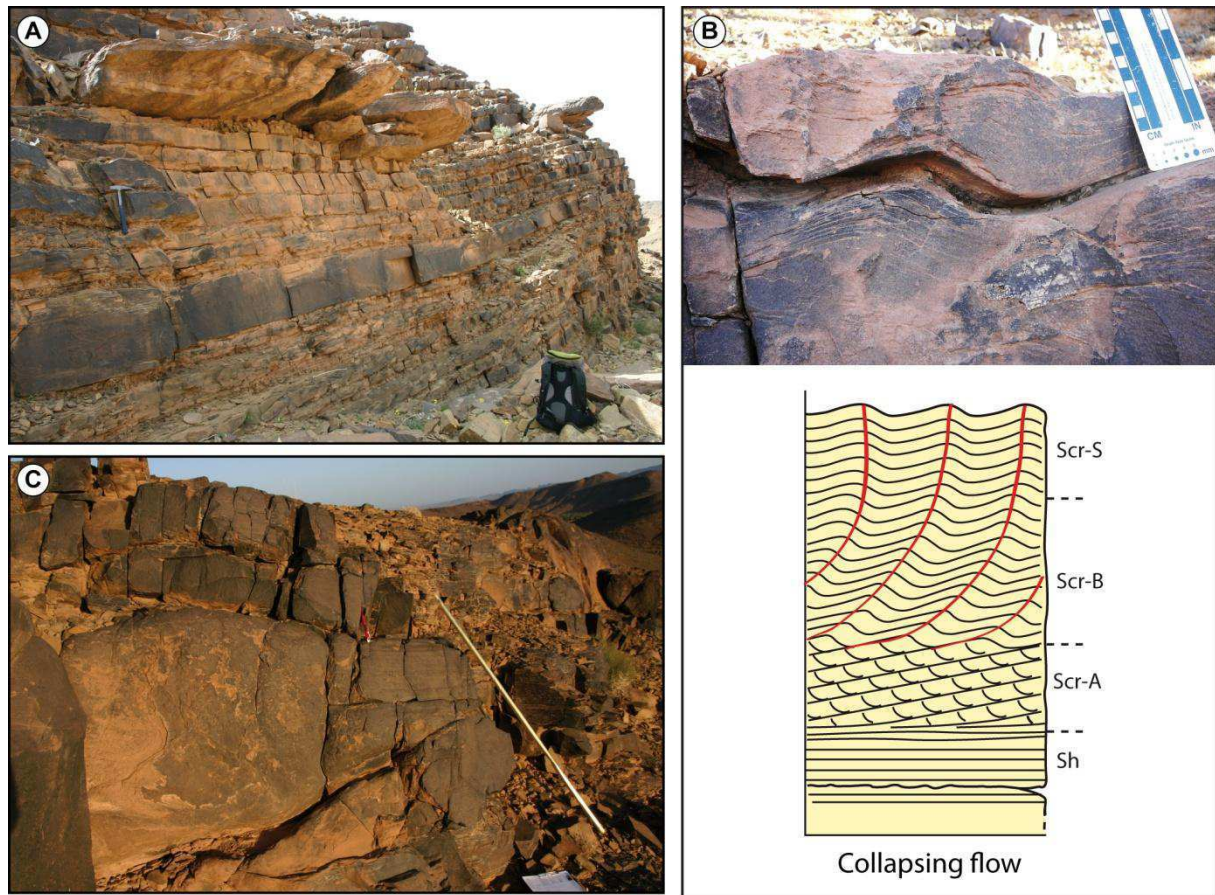


Figure 3.34 : Illustration du faciès F8. A) Bancs gréseux pluri-centimétriques composés de laminations planes et rides de courant, amalgamés en corps tabulaire de grande extension. B) Séquence de dépôt de rides grimpantes caractéristiques du faciès F8. C) Chenal gréseux d'épaisseur métrique.

Faciès F9 : Conglomérat à galets à support matriciel

Description

F9 est un conglomérat composé de galets et de blocs de grès d'origine préglaciaire, inférieur à 30 cm de diamètre, dans une matrice gréseuse grossière et mal triée, contenant de nombreuses granules de quartz très arrondis (Figure 3.35A et B). Ce faciès n'est pas très continu et se présente sous la forme de patch de 30 à 80 cm en épaisseur et 50 cm à 2 m en largeur. De manière similaire à F1 et F2, les éléments composant le conglomérat proviennent des séries préglaciaires du groupe du Ktaoua. Des figures d'échappement d'eau et des convolutes sont également identifiées dans ce faciès, de même que des figures de liquéfaction.

Processus de dépôt

Le faciès F9 est localisé dans la séquence glaciaire GU2, immédiatement au-dessus de la deuxième surface d'érosion GP2. Le caractère polygénique, hétérométrique et la granulométrie moyenne assez grossière indiquent un processus de dépôt associé à des écoulements turbulents de très haute énergie

ou des courants hyperconcentrés (Lowe, 1982 ; Kneller, 1995; Mulder & Alexander, 2001), qui perdent rapidement en puissance et permettent une sédimentation en masse, qui explique le support matriciel des blocs. Les déformations indiquent un environnement saturé en eau, et les figures de fluidisation indiquent une surpression fluide modérée (Lowe, 1975).

Faciès F10 : Grès moyens à grossiers à litages obliques entrecroisés

Description

Le faciès F10 est composé de grès fins à grossiers et granules, formant des stratifications entrecroisées de grande taille (1-2 m de profondeur, jusqu'à 5 m de largeur), associées à des litages obliques. Ces structures présentent un fort degré d'amalgame qui se traduit par l'omniprésence des surfaces d'érosion et de réactivation. Ces litages obliques sont composés de granules, ou de grès grossiers à la base, qui évoluent très rapidement vers des grès moyens (Figure 3.35C). Les structures de plus grande taille, situées à la base des coupes sédimentaires, évoluent verticalement vers des structures de taille plus réduite (50 cm de profondeur, 2-3 m de largeur), et un degré d'amalgame moins important qui se traduit par la préservation progressive d'interbancs gréseux à rides de courant unidirectionnel. Des structures d'échappement d'eau plurimétriques perforent les bancs gréseux, immédiatement au-dessus de GP2 (Figure 3.35D). Verticalement, la taille des structures diminue. Les déformations observées consistent en des figures de fluidisation (Figure 3.35E), et des microfailles normales. Ces dernières affectent le sommet de bancs gréseux (Figure 3.35F).

Processus de dépôt

Les structures sédimentaires associées à F10 sont caractéristiques d'un système chenalisé associé à la migration de dunes 3D (Mulder & Alexander, 2001; Hornung et al., 2007). La prédominance des surfaces d'érosion est associée à un cannibalisme très important des structures chenalisantes, suggérant une très forte capacité à migrer latéralement. Les figures d'échappement d'eau de grande taille à la base du faciès indiquent un processus de sédimentation très rapide, avec du matériel saturé en eau et des surpressions fluides importantes (Collinson et al., 2006). La diminution verticale de la taille des structures, la diminution de l'intensité des déformations et la préservation progressive d'interbancs composés de rides de courant unidirectionnel, indiquent une diminution globale et progressive de l'énergie des écoulements. La présence de microfailles normales sur différents bancs gréseux, au sommet des structures chenalisantes, indiquent une déformation associée à une contrainte compressive verticale. Ces structures peuvent indiquer un phénomène de compaction post-dépôt, ou de manière similaire au faciès F5, une composante compressive maximale verticale, associée soit à la compaction post-dépôt, soit au poids de la glace associé à un couplage localisé de glace sur le substrat (Beuf et al., 1971 ; Biju-Duval et al., 1974 ; Denis et al., 2010).

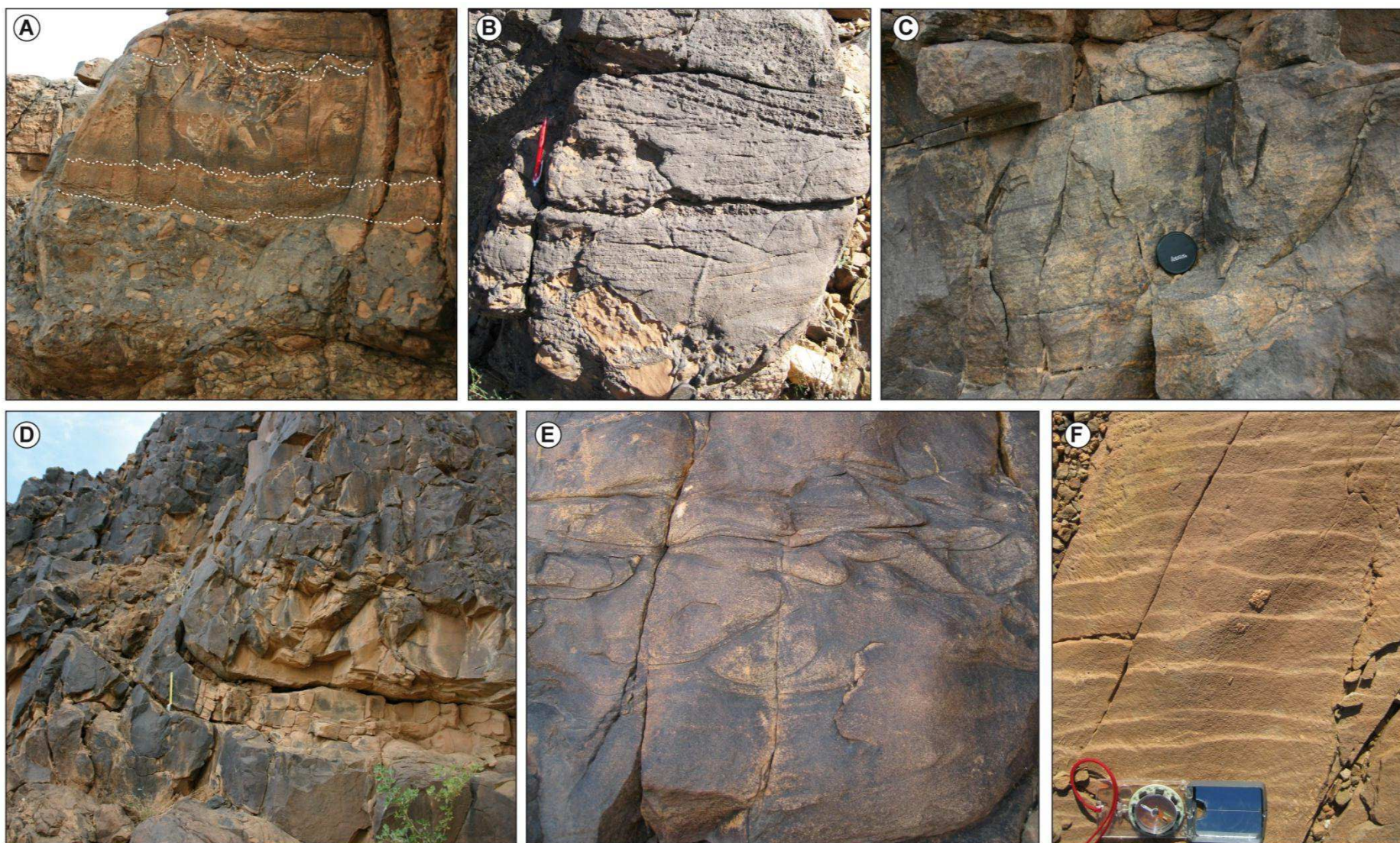


Figure 3.35 : Illustrations des faciès F9 et F10. A) Conglomérat marquant la surface d'érosion glaciaire GP2; B) Stratifications obliques entrecroisées constituées de grès grossiers et granules ; C) Stratifications obliques entrecroisées constituées de grès moyens ; D) Structures d'échappement d'eau plurimétriques caractéristiques de la base des systèmes chenalisés de l'Oued Marabout; E) Figures de liquéfaction ; F) Microfailles normales au sommet des chenaux gréseux.



Figure 3.35 (suite) : Illustration du faciès F11. G) Bancs de grès de 40 à 80 cm d'épaisseur, à base légèrement érosive et morphologie ondulante, latéralement connectés aux chenaux (F10) ; H) Figures d'échappement à proximité des structures chenalisantes de l'Oued Marabout ; I & J) Figures d'échappement d'eau et microfailles normales affectant le sommet des bancs gréseux.

Faciès F11 – Grès moyen et fin à ride de courant et rides grimpantes*Description*

F11 est composé de bancs de grès fins à moyens, de 30 à 80 cm d'épaisseur, avec une base faiblement érosive dont la morphologie est légèrement ondulée (Figure 3.35G). Ces bancs sont connectés latéralement à des structures chenalisantes (F10). F11 se caractérise par un fort degré d'amalgame et donc, des interbancs fins assez peu développés, notamment à proximité de F10. En revanche, en s'éloignant des structures chenalisantes, les bancs diminuent en épaisseur et les interbancs fins deviennent plus développés. Ces bancs de grès sont constitués de rides de courant, de rides grimpantes subcritiques et de laminations planes de haut régime. De larges structures d'échappement d'eau sont observées à proximité immédiate des structures chenalisantes (Figure 3.35H). Localement, de plus petites figures d'échappement d'eau (Figure 3.35I) et des microfailles normales (Figure 3.35J) affectent le sommet des bancs gréseux.

Processus de dépôt

Les grès fins à rides de courant et laminations planes sont caractéristiques de courants tractifs unidirectionnels. Les rides grimpantes sont associées à des écoulements de bas régime qui ne sont pas uniformes (Allen, 1970 ; Southard & Boguchwal, 1990). Les figures d'échappement d'eau métriques situées à proximité immédiate des chenaux (F10) sont directement liées à la mise en place du chenal, qui engendre une suppression fluide importante mais localisée. Cette relation géométrique entre les bancs gréseux et les structures chenalisantes est caractéristique d'un système chenal et des faciès de débordement, similaire à un système chenal-levée. La préservation des levées est liée au plus faible degré d'amalgame des bancs gréseux qui caractérise le passage entre F9, F10 puis F11, enregistrant une diminution progressive de l'énergie du système. Cependant, le ratio grès/siltites est très élevé, et indique que les vitesses des courants sont toujours élevées.

Les microfailles normales identifiées au sommet des bancs de grès enregistrent une contrainte maximale compressive verticale, qui pourra être associée soit à la compaction post-dépôt, soit au poids de la glace associé à un couplage localisé de glace sur le substrat (Beuf et al., 1971 ; Biju-Duval et al., 1974 ; Denis et al., 2010).

En résumé, la combinaison des faciès F9, F0 et F11 est caractéristique d'un système de chenal-levée, associé à des écoulements de densité concentrés à hyperconcentrés, avec des débits d'eau et des charges sédimentaires importantes.

Faciès F12 : Siltites et grès très fins, massifs et finement laminés

Description

F12 se compose de siltites et de grès très fins, majoritairement massifs, mais localement finement laminés (Figure 3.36A). Quelques rides de courant sont identifiées dans les granulométries les plus grossières. Ce faciès est présent dans la vallée et sur les interfluves. Contrairement au faciès F6, dont il se rapproche par la lithologie, F12 se caractérise par l'absence de faune et de granules flottants.

Processus de dépôt

Les siltites et grès fins massifs, ou finement laminés sont caractéristiques de courants de densité de faible énergie, qui alternent avec des processus de dépôt par décantation de la charge en suspension (Plink-Björklund & Ronnert, 1999; Mulder & Alexander, 2001).



Figure 3.36 : Illustration des faciès A) Chenal gréseux érosif sur des bancs gréseux décimétriques amalgamés (F13) et des siltites massives à faiblement laminées (F12). B) Détail des levées présentant une morphologie ondulante. C) Détail du remplissage des chenaux massifs et sans granoclassement, avec quelques empreintes de galets mous.

Faciès F13 : Grès à stratifications obliques entrecroisées et siltites.*Description*

Malgré des conditions d’affleurement assez mauvaises, ce faciès est identifié à la fois dans l’axe de la vallée et sur les interfluves ([Figure 3.36A](#)). Il est composé de bancs de grès de 25 à 80 cm d’épaisseur, avec des rides de courant, des laminations planes et des rides grimpantes occasionnelles ([Figure 3.36B](#)). Ces bancs gréseux isolés dans les siltites massives (F12) ou amalgamés, formant alors des corps lenticulaires à tabulaires qui s’étendent latéralement sur plusieurs centaines de mètres. Ces bancs sont localement incisés par des corps lenticulaires gréseux chenalisés (5-7 m de largeur, 3-5 m de profondeur ; [Figure 3.37](#)), à stratifications obliques entrecroisées, ou à remplissage massif composé de grès moyens ([Figure 3.36C](#)). Le remplissage est relativement homogène sans granoclassement systématique. Des galets mous sont parfois identifiés à la base des stratifications.

Processus de dépôt

Les bancs de grès à rides de courant sont associés à des courants de densité, et les litages obliques entrecroisés sont associés à des dunes 3D ([Mulder & Alexander, 2001](#), [Hornung et al., 2007](#)). La présence de galets mous, l’absence de lag à la base des chenaux et la prédominance du remplissage homogène sans granoclassement est caractéristique d’un système de chenal-levée turbiditique ([Posamentier & Walker, 2006](#)). Cette interprétation est renforcée par le développement du chenal sur ses propres « levées », plutôt que par surcreusement dans les siltites sous-jacentes. Cette géométrie indique une forte composante aggradante et donc un espace d’accommodation non restreint. L’existence de ce faciès en alternance avec les siltites glaciomarines (F12) et son extension latérale, dans l’axe de la vallée et au-delà des interfluves, traduisant un milieu de dépôt déconfiné.

Tableau 3.2 (Page suivante) : Tableau synthétique des descriptions et interprétations des processus de dépôt pour les différents faciès glaciaires observés à Alnif.

Facies code	Facies Assemblage	Main L.	Minor L.	Geometry & bed contact	Bed Thickness	Description (Geometry and contact/sed. Struc.)	Deformation Structures	Depositional processes
1	Massive conglomerate	Dmm		Sheet-like Erosive	0,5-15m	Limited thickness (<15m) and patchy distribution from bottom to top of the tunnel valley and interfluvies - Homolothic preglacial sandstone clasts, with tabular shape and well preserved original bedding and fauna - Strong clustered macrofabric oriented parallel to the tunnel valley - Heterolithic matrix with preglacial clasts and well-rounded quartz grain	fluted surfaces, normal microfaultings Water escape structures convolutes	Lodgment till alternating with high energy underflow currents Record coupling/uncoupling conditions
2	Channelised conglomerates and gravelly sandstones	Grt Gt	St Grm	Lenticular & Erosive	1-2m	Erosively deposited over FA1 or preglacial strata. Massive infill with conglomerates - Normal grading from conglomerates to granules and very coarse sand. Horizontally stratified granules and very coarse sand with planar parallel bedding, cross ripple bedding. Massive beds with oriented floating granules of preglacial sandstones	convolutes, water escape	High energy channelized debris flow. Hyperconcentrated density flow - High energy 3D-2D dunes migrating downflow
3	Massive sandy diamicton	Dmm		Lenticular & Conformable	80cm	Very limited lateral and vertical extent. Composed of preglacial sandstones clasts, generally smaller than 10cm in diameter, floating in a matrix composed of very fine grained-sandstone and siltstones.		Deposition from suspension settling with rain out processes
4	Planar and ripple cross-laminated siltstones	Sr(d) Sh(d)	Sm(d) Fl(d)	Sheet-like Conformable	10-15cm	Very extensive, thinly bedded siltstones to very-fine-grained sandstones. It is composed of planar parallel or slightly undulating laminations and current ripple cross laminations. Few floating clasts of granule size (<5mm) in the lowermost part of the facies, approximately 5m above FA1,	Gullies oriented parallel to the tunnel valley (N320). Frequent convolutes laminations and water escape structures restricted to single beds (<10cm in thickness). Some structures are perforating several sandstone sbeds (~30cm in height)	Deposition from laminar to turbulent flow, lower flow regime Rain out processes
5	Planar and ripple cross-laminated fine-grained sandstones	Sr Sh	Sm Fl	Sheet-like Conformable	15-80cm	Laterally very extensive over ~2km. Composed of planar, current and climbing ripple cross-laminated sandstones arranged in elementary sequences of 50 to 80cm in thickness. Locally, erosive small scours are incising planar and ripple bedded sandstones and fill with massive, then planar laminated sandstones. Sequences are stacked over 50m with a very high amalgamation ratio.	Frequent convolutes laminations and water escape structures restricted to single beds (<20cm in thickness). Normal microfaults affecting single sandstone beds	Deposition from laminar to turbulent flow, lower to upper flow regime Progressively increasing flow energy
6	Fauna-rich, dropstone riche, massive siltstones	Fm		Conformable	10's m	Massive siltstones, with locally thinly laminated siltstones to fine-grained sandstones. Contains floating outsized clasts, few millimetres to nearly 50cm, mostly composed of preglacial sandstones. Some of them display well-preserved linear striations. Some well-rounded quartz granules. Abundant and relatively diverse Hirnantia fauna, with fragmentation and well-preserved shells.	Few loading structures or convolute laminations	Deposition from suspension settling with rain out processes in open sea and laminar flow
7	Thinly bedded, ripple cross laminated sandstones	Fm(d)	Fl(d)	Sheet-like Conformable	15-50cm	Thinly bedded, fine-grained sandstones (20 to 50cm thick). Mostly composed of ripple cross-laminations and planar laminations. Some beds contain outsized floating clasts of granule size and shell fragments of Hirnantia Fauna	Rare contorted sandstone beds. Convolutes laminations restricted to single beds	Laminar to turbulent flows occasionally reaching a quiet glaciomarine environment
8	Trough cross-bedded and ripple cross-laminated sandstones	Sr - Sh	Sm(d) Fl(d)	Sheet-like Conformable	20-50cm	Horizontally stratified, 20-40cm thick beds composed of well-sorted, fine to medium-grained sandstone. High sandstone-to-siltstone ratio (amalgamation). Mostly consists of ripple cross-laminations and planar parallel laminations. Locally typical sequence of planar laminations to climbing ripple cross laminations (A and B type), and sometime terminating with sinusoidal laminations. Locally trough cross-bedded structures (1m deep; 3m wide) are incising ripple-cross laminated beds	Frequent convolute laminations, either symmetrical or oriented - Loading and water escape structures	Higher energy 3D dunes migrating downflow in channels
9	Cross-stratified, matrix-supported, granules and pebbles	Grm Grt	St Sm	Lenticular Erosive	30-80cm	Patchy, polygenic, conglomeratic facies in trough cross-bedded structures (30-1m in thickness - 50cm to 2m in width). Clasts of preglacial sandstones and well-rounded granules.	Water escape structures Convolute laminations	Debris flow like deposits in channel floor and turbulent flow
10	Large-scale trough cross-bedded sandstones	St Sm	Sh	Channel fill to lenticular Erosive	1-2m	Trough cross-bedded sandstone (medium to very coarse-grained and granules), with many erosion surfaces and high degree of amalgamation. Rapidly evolving upward into well-sorted medium-grained sandstones, with progressively preserved ripple cross-laminations (F11) on top of trough-cross bedded structures.	Very large water escape structures above GP2. Upward decrease in size. Evidence of liquefaction structures in trough cross-bedding. Normal microfaults are found on top of sandstone beds	3D dunes migrating downflow in channels Experienced vertical compressive strain (microfaulting)
11	Ripple cross-laminated sandstones and megaripples	Sr Sh	Scr Sm	Sheet-like (slightly) Erosive	30-80cm	Sandstone megripples with erosive base and undulating morphology. Sedimentary structures consist of current and climbing ripple cross-laminations. Lateral thinning that allows fine-grained interbeds (siltstones and very fine-grained beds) to be preserved.	Convolute laminations in ripple cross-laminations. Large scale water escape structures Normal microfaults are found on top of ripple cross bedding	Deposition from pulsed density flows Experienced vertical compressive strain (microfaulting)
12	Laminated siltstones to fine-grained sandstones	Fm	Fl	Conformable	10's m	Massive or faintly laminated siltstones and fine-grained sandstones. Conversely to F6, there is no dropstones nor fauna	Few loading structures or convolute laminations	Deposition from low density flows and suspension fall-out
13	Horizontally bedded and trough cross-bedded sandstones	Sh St	Sr	Sheet-like (slightly) Erosive	25-80cm	Thin-bedded sandstone beds with slightly undulating morphology and erosive base. They can be isolated, cropping out from F13 or stacked, forming extensive tabular unit. Sedimentary structures consist of massive sand planar laminations as well as ripple cross laminations. Locally isolated lenticular bodies (5-7m wide; 3-5m deep) composed of medium to coarse-grained sandstones are incising megaripples.	Few loading structures	Deposition from pulsed concentrated density flows. Lenticular structures refers to scours or channels with 3D dunes migrating downflow

3.5. La série postglaciaire

Faciès F14 – Grès à rides d'oscillation et bioturbations

Description

La série postglaciaire est assez mal préservée. Elle est en revanche latéralement très étendue, bien au-delà des limites de la vallée tunnel puisqu'elle est identifiée au niveau du secteur d'Hassi Mouloud et Aït Ben Saïd (Figure 3.14). Le faciès F14 est composé de grès fins à moyens, très bien triés. Il se caractérise par des bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur, sur environ ~10 m d'épaisseur, principalement constitués de laminations planes, de rides symétriques (Figure 3.37A) et de stratifications obliques entrecroisées de faible amplitude (Figure 3.37B). Ces dernières viennent en remplissage de structures chenalises érosives sur les bancs de grès. Les derniers bancs de ce faciès présentent à leur surface de petites dépressions qui ressemblent à des empreintes de coquilles. Quelques bioturbations sont également identifiées, principalement des terriers verticaux (Figure 3.37C) et ainsi que des traces de trilobites.



Figure 3.37 : Illustration de la série post-glaciaire. A) Rides d'oscillation ; B) Stratifications obliques entrecroisées ; C) Terrier vertical (Skolithos) ; D) Argiles à graptolites

Processus de dépôt

La continuité latérale du faciès F14 suggère un milieu de dépôt déconfiné et latéralement homogène. Les rides symétriques sont associées à des courants oscillatoires caractéristiques (houle) alors que les laminations planes résultent de courants unidirectionnels de haut-régime. Les litages obliques représentent la migration de dunes 3D associées à un courant chenalisé. Ces structures sont caractéristiques d'un environnement marin peu profond (shoreface), associé à des conditions écologiques favorables au développement d'une faune relativement abondante, comme le suggèrent les bioturbations.

Faciès F15 – Argiles à graptolites

Description

Le dernier faciès identifié à Alnif consiste en des argiles riches en graptolites ([Figure 3.35D](#)), qui se développent de manière homogène au-dessus du faciès précédent. Du fait des mauvaises conditions d'affleurements, ce faciès est très discontinu et préservé sous forme très parcellaire. Les argiles sont souvent blanchies à l'affleurement mais l'exploitation de puits d'eau dans le secteur a révélé des argiles noires, très riches en matière organiques.

Processus de dépôt

Suite au développement du faciès F14 riche en bioturbations et notamment en traces de trilobites, les argiles riches en graptolites signent l'enneigement des séries précédentes et le développement d'un milieu de dépôt plus profond ([Lüning et al., 2000](#)). La transition rapide des argiles siluriennes et l'absence de surface de transgression claire démontre que le faciès F14 constitue un faciès de transition entre les environnements glaciaires et l'environnement post-glaciaire silurien (F15).

4. Architecture et environnements de dépôt

4.1. Objectifs

Dans cette première partie, l'objectif est de définir l'architecture à basse résolution du remplissage d'une vallée tunnel et les faciès sédimentaires qui lui sont associés. Jusqu'à présent, un certain nombre d'études portent sur l'enregistrement de la glaciation fini-ordovicienne, mais relativement peu s'attardent sur les vallées tunnel et décrivent la nature de leur remplissage (Ghienne & Deynoux, 1998 ; Hirst et al., 2002 ; Ghienne et al., 2003; Le Heron et al., 2004, Le Heron, 2007, Douillet et al., 2012). Par ailleurs, l'environnement sous-glaciaire est généralement sous-représenté dans les études sédimentologiques, et seulement associé aux faciès les plus grossiers, de type *till* ou diamictites, constituant la partie basale du remplissage (Brodzikowski & van Loon, 1991). Dans les modèles actuels pour l'Ordovicien (Cf. synthèse de Le Heron et al., 2004 ; Chapitre 1, Figure 1.23), les faciès sous-glaciaires sont associés aux faciès juxta-glaciaires et marquent la première phase du retrait de la calotte. La majorité des vallées tunnel est ensuite comblée par des faciès proglaciaires proximaux à distaux, glaciomarins francs associés à la dynamique de retrait de la calotte hirnantienne.

Cette étude présente de nouvelles données issues de l'étude de terrain de la vallée tunnel ordovicienne d'Alnif, dans l'Anti-Atlas marocain. Sur ce site, une étude sédimentologique et architecturale a ainsi été réalisée, ainsi qu'une analyse des déformations associées aux pressions fluides, pour l'ensemble du remplissage de la vallée depuis les faciès préglaciaires jusqu'aux argiles siluriennes. Le but est de proposer un modèle définissant les environnements de dépôt, notamment les caractéristiques géométriques et sédimentologiques, associés au remplissage de la vallée tunnel. Ces résultats sont proposés sur la base d'une analogie avec les calottes glaciaires actuelles, et notamment l'Antarctique.

4.2. Article accepté à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician tunnel valley. Alnif, Morocco.

Sylvain Clerc^{a,b}, Jean-François Buoncristiani^a, Michel Guiraud^a, Emmanuelle Vennin^a, Guy Desaubliaux^b, Eric Portier^b

^a *Laboratoire Biogeosciences UMR/CNRS 6282 Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 DIJON, France*

^b *GDF Suez EPI, 1 place Samuel de Champlain – Faubourg de l'Arche 92930 Paris La Défense Cedex – France*

E-mail addresses: sylvain.clerc@u-bourgogne.fr (S. Clerc); jfbuon@u-bourgogne.fr (J.-F. Buoncristiani); michel.guiraud@u-bourgogne.fr (M. Guiraud); emmanuelle.vennin@u-bourgogne.fr (E. Vennin); guy.desaubliaux@gdfsuez.com (G. Desaubliaux); eric.portier@gdfsuez.com (E. Portier)

Abstract

This paper presents the sedimentary analysis of an exceptional Ordovician glacial tunnel valley in the eastern part of the Anti-Atlas. The valley infill comprises two major glacial erosion surfaces (striated pavements) above which underlie two glacial units. They consist of two fining-upward sequences composed of six distinct facies associations, recording the evolution from subglacial to proglacial environments. The depositional sequence in the tunnel valley also records a transitional environment between a subglacial and proglacial setting, which is compared with the Antarctic ice-sheet margin. These three environments are defined by the position of the grounding line and the coupling line as well as different factors controlling accommodation space. The depositional model also differs from usual Ordovician depositional models that interpret the main tunnel valley infill as essentially proglacial outwash deposits, in a range of glaciomarine to glaciofluvial environments. Overall, a substantial part of the valley infill (~50% of volume) is deposited in a subglacial setting. In North Africa and the Middle East, Upper Ordovician sediments, including tunnel valley infill, represent important hydrocarbon reservoirs with the Silurian shales as both source and seal rock formation. However, their complex internal architecture remains poorly understood and the new depositional model has therefore implications for hydrocarbon exploration. The geometry of the sedimentary bodies could represent potentially thick and laterally extensive sequences, although limited by the shape and extension of the subglacial accommodation space. It is important to characterise subglacial depositional environment, because specific deformation structures, including large water escape structures and normal microfaulting, deeply influence later diagenetic processes, which in turn, will affect reservoir properties. Finally, the sedimentary record, compared with regional analogues, also provides information for the palaeogeographic reconstruction of the Ordovician ice-sheet in this region.

Keywords: tunnel valley, Ordovician ice sheet, subglacial environment, proglacial environment, Morocco.

1. Introduction

Exceptional outcrop quality of the Late Ordovician succession from the Western Sahara to the Arabic Peninsula reveals widespread glacial evidence for glacial sedimentation (Beuf et al., 1971; Deynoux, 1980; Hambrey, 1985; McDougall and Martin, 2000; Hirst et al., 2002; Ghienne, 2003; Le Heron et al., 2004; Denis et al., 2007). Based on these works the Ordovician Maximum Extent of glaciation (OME) has been well mapped (Fig. 1A). An Hirnantian ice sheet covered the greater part of Western Gondwana, associated with rapid ice front oscillations grouped into two major ice sheet advances, separated by a major ice sheet recession (McDougall and Martin, 2000; Sutcliffe et al., 2000; Ghienne et al., 2003; Denis et al., 2007). Previously, evidence for Late Ordovician glacial deposits has been presented in the Central Anti-Atlas (Destombes, 1968; Hamoumi, 1999; Sutcliffe et

al. 2001, Le Heron, 2007; Loi et al. 2010). An ice-stream system has been suggested, flowing north-westwards in the vicinity of the study area (Fig. 1B; Le Heron et al., 2007).

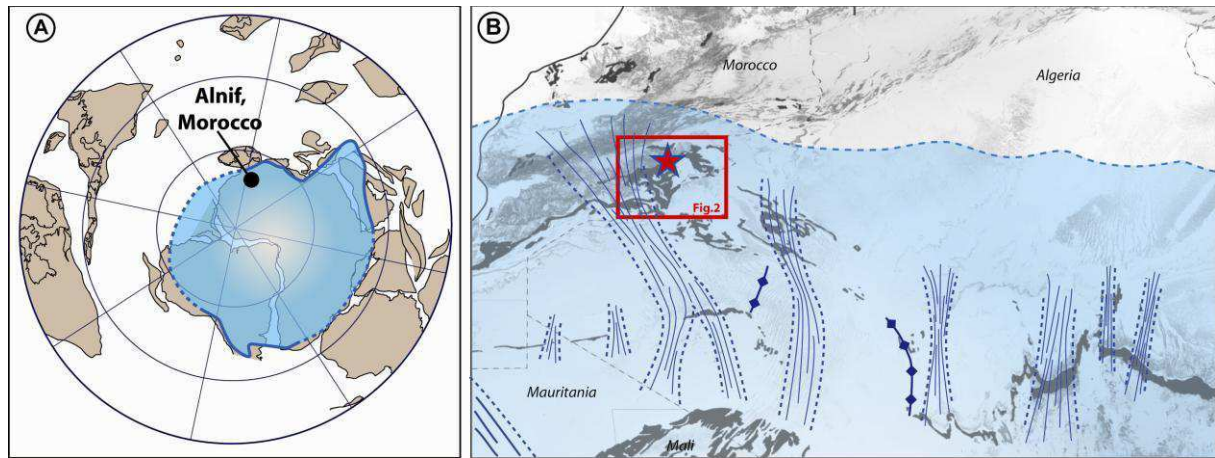


Fig. 1. A) Palaeogeographic reconstruction for the latest Ordovician (~440 Ma) adapted from Cocks and Torsvik, (2002). The Hirnantian ice-sheet extent is modified from Ghienne et al., (2007). B) Detail palaeogeographic reconstruction of the ice sheet over Morocco with the location of the study area (red star) and the position of the reconstructed palaeo ice-streams (Ghienne et al., 2007; Le Heron et al., 2007)

Glacigenic successions of Late Ordovician age are thus well studied by the academic community (Sutcliffe et al., 2000; Ghienne, 2003; Page et al., 2007) and the oil industry alike (Eschard et al., 2005; Le Heron et al., 2006). In addition to the outcrop belt, the deposits continue into the subsurface of the Saharan Platform where subcrops occur in a number of intracratonic basins (Le Heron and Craig, 2008). Within the Ordovician sedimentary succession, tunnel valleys are generally sandstone-dominated deposits, though heterogeneous, and represent important hydrocarbon reservoirs, because they are potentially overlain by organic-rich Silurian “hot shales”, which represent hydrocarbon source rocks and seal in these basins (Davidson et al., 2000; Lüning et al., 2000). The growing economic interest in tunnel valleys has motivated a number of studies documenting their morphology and stratigraphic architecture, mainly based on Quaternary analogues. Likewise, subsurface data in North Africa reveals thick anastomosing, channel networks (Le Heron and Craig, 2008) comparable to palaeovalley complexes preserved at outcrop (Beuf et al., 1971; Vaslet, 1990; Ghienne et al., 2003; Le Heron et al., 2004). However, hydrocarbon production from sandstone reservoirs is complicated, partly because of their diagenetic history (El Ghali et al., 2006; Kordi et al., 2011; Douillet et al., 2012). Reservoirs within glacigenic sediments are especially complex and the depositional environment can be a predominant factor controlling the reservoir properties (Tournier et al., 2010). Those authors demonstrate that the dispersion of clay particles by pressurized meltwater circulation below the Ordovician ice-sheet partly controlled diagenetic processes, hence the porosity and permeability distribution in the sandstone reservoir. This situation calls for a better understanding of the facies distribution and the controlling parameters of proglacial and subglacial depositional environments.

The aim of this study is to present new data based on investigations of an exceptional Ordovician glacial tunnel valley record in the Eastern part of the Anti-Atlas. The architecture, sedimentological and deformational features of the glacial infill are described and interpreted to build a new depositional model, based on recent developments in glaciology, including new observations and concepts developed from the Antarctic ice-sheet. The depositional sequence is compared with other tunnel valley settings and placed within the chronologic framework of the Hirnantian glaciation in this part of Morocco in order to address implications for ice-sheet palaeographic reconstructions.

2. Geological background

2.1. Structural situation

The Anti-Atlas belt represents a large antiform structure (Fig. 2), striking NE-SW which formed to the Late Carboniferous–Permian compression event. It exposes Palaeozoic and Panafrican series as well as older basement lithologies (Piqué, 2001). The Panafrican suture (referred to as Major Anti-Atlas Suture or Anti-Atlas Major Fault) was generated by the collision between the West African Craton and the Reguibat Shield during the Panafrican compressive phase (Black and Fabre, 1980; Ennih and Liégeois, 2001; Coward and Ries, 2003). Other structural trends include N–S to NW–SE striking line in the vicinity of the Ougarta Range, progressively deflected towards an E–W direction in the Moroccan Anti-Atlas region. These oblique trends reflect the accretion of terranes on both the northern and western sides of the craton (Burkhard et al., 2006). Following Panafrican compression, the Early Palaeozoic was characterised by relative tectonic stability, although evidence of limited extensional tectonics continuing into the earliest Cambrian is reported (Burkhard et al., 2006). From the Late Cambrian to the Ordovician, an extensional tectonic regime led to the development of graben and half-graben structures (Zagora graben), oriented NE–SW to E–W, and related to the reactivation of Panafrican structures (Robert-Charrier & Burkhard, 2008). The Caledonian compressive phase, from the Ordovician to Early Devonian, led to complete differentiation of large basins initiated during the Cambrian, while the Hercynian compression phase, oriented SSE–NNW, led to the folding, uplift and subsequent erosion of the Palaeozoic cover. The Anti-Atlas Palaeozoic cover is unconformably overlain by Mesozoic and Cenozoic series, forming gently dipping plateaus called ‘Hamadas’ (i.e. Tindouf, Draoura and Guir). The present-day elevated topography of the Anti-Atlas range is the consequence of both the Variscan orogeny and Late Eocene to Miocene–Early Pliocene uplift, corresponding to a structural inversion (Frizon de Lamotte et al., 2000, Ellouz et al. 2003). Atlasic compression is mostly constrained in the High-Atlas, Rift and Meseta regions, north of the South Atlas Fault suggesting that the Anti-Atlas structure is mostly inherited from the Hercynian tectonic phase, although the recent Atlasic compression led to significant uplift of the Palaeozoic series (Piqué et al., 2001).

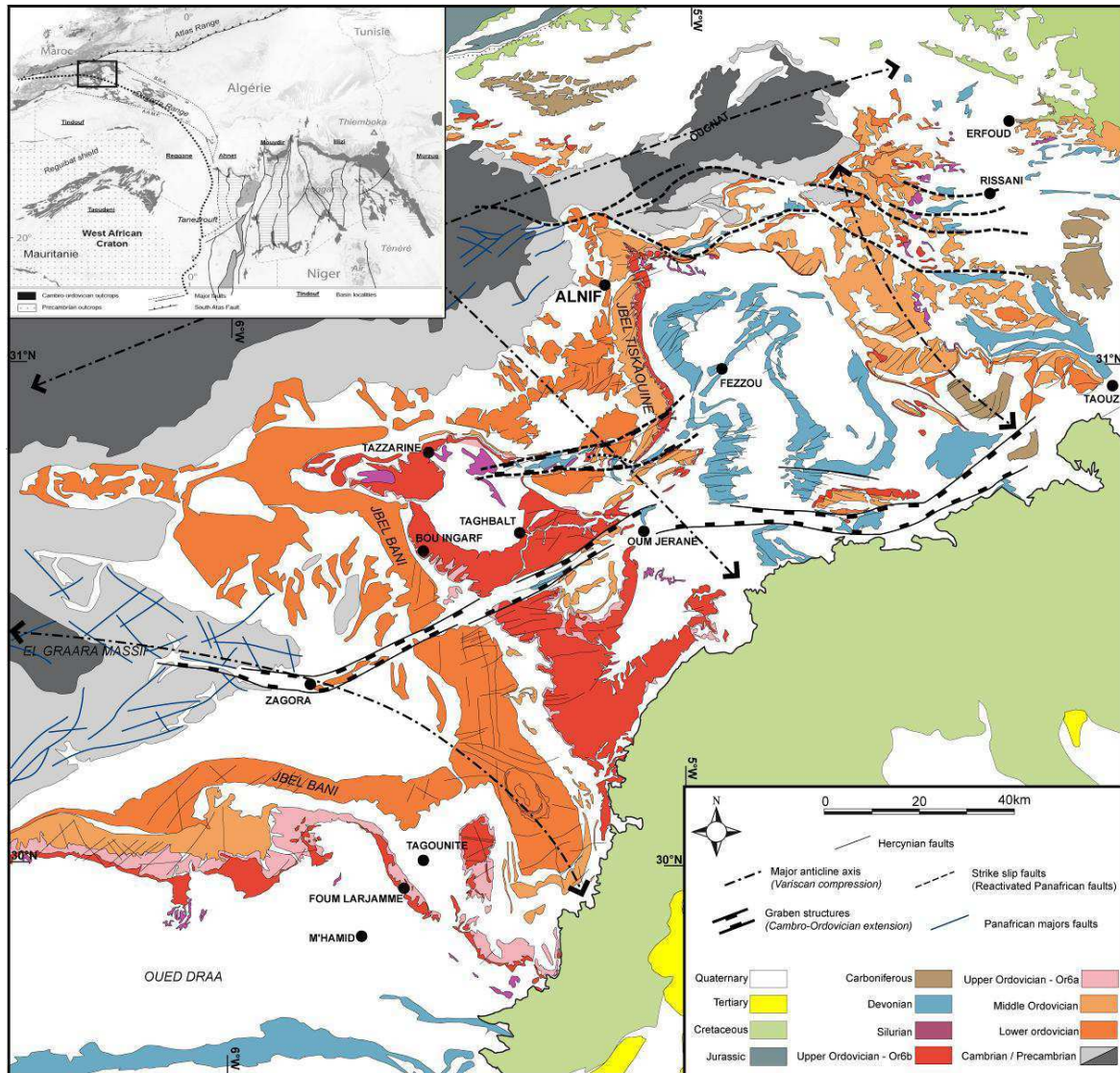


Fig. 2: Structural situation and geological map of the South Anti-Atlas region, Morocco. (Modified from Destombes et al., 1985; Robert-Charrue and Burkhard., 2008).

2.2. Regional stratigraphy of pre-glacial and glacial deposits

In the Central Anti-Atlas, Ordovician lithostratigraphic and biostratigraphic frameworks, as defined by Destombes (1968) and Destombes et al. (1985), include three lithostratigraphic groups: the First-Bani Group, a sandstone-dominated succession; the Ktaoua Group, a shale-dominated succession, and finally the Second-Bani Group. A complete sequence for the Second-Bani Group is described in the Jbel Foum Larjamme (Destombes et al., 1985; Le Heron, 2007; Fig. 3). In this area, the Upper Ordovician record starts with the pre-glacial argillaceous Ktaoua Group at the base, overlain by the Lower Formation of the Second-Bani Group, characterised by bioturbated sandstones. The series ends with glacial rocks, defined as the Upper Formation of the Second-Bani Group, deposited above an unconformity cutting into the Lower Formation of the Second-Bani Group. According to Le Heron (2007), this unconformity defines a series of tunnel valleys (0.5 km to 1 km wide, up to 100 m deep), cut into the pre-glacial formation by high hydrostatic pressure beneath the

Ordovician ice sheet, and filled with glacial sediments deposited in a shallow marine or continental environment.

Recently, a high-frequency eustatic signal has been proposed for the Upper Ordovician, based on new high-resolution data from stratigraphic sequence analysis of the Bou Ingarf section (Loi et al., 2010). Although no glacial sediments are preserved and possibly none were deposited here before the Hirnantian, the three major forced regressions (>40 m) identified at the base of this section probably record an increase in ice-sheet volume during the Katian. The end-Ordovician glaciation is characterised by two distinct regressive/transgressive or glacial/interglacial cycles. The first cycle reflects changes from a restricted marine to a shoreface environment, with no evidence of glacial deposits. The second cycle starts with an abrupt erosion surface, and defines a system of superimposed palaeovalleys, interpreted as tunnel valleys. According to Loi et al (2010), the bulk of sediment infill in these tunnel valley incisions consists of glacio-fluvial to estuarine sedimentary facies.

2.3. Study Area

Outcrops in the Alnif area, located between Jbel Gaiz in the north and Jbel Tiskaouine in the south, expose Upper Ordovician deposits (Fig. 2). In this area, Villas et al. (2006) refined the preglacial Upper Ordovician stratigraphic succession, composed of the Lower-Ktaoua, the Upper-Tiourine and the Upper-Ktaoua formations (Fig. 3). This preglacial succession, composed of sandstone beds (KT1 to KT7) resistant to weathering, and alternating with shales, is characterised by good lateral continuity of lithologies and thicknesses, thus allowing reliable lithological correlations (Fig. 4).

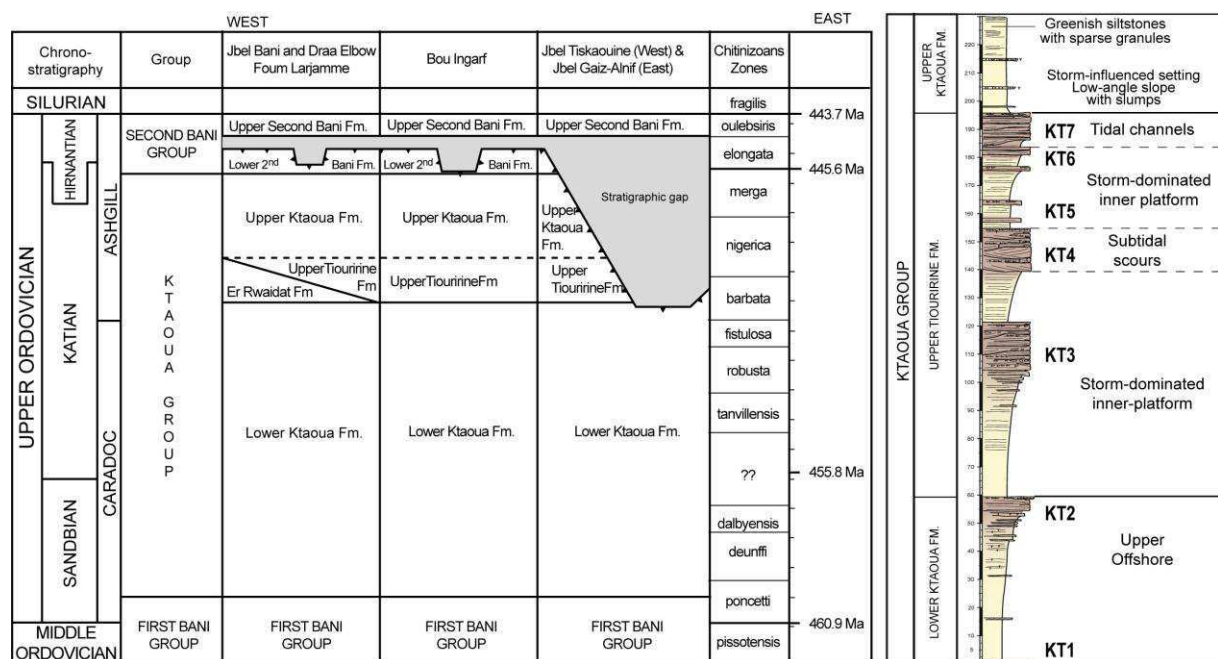


Fig. 3: Upper Ordovician stratigraphic correlation between Fom Larjamme and Alnif (Adapted from Villas et al., 2006; Alvaro et al., 2007; Loi et al., 2010). The preglacial sedimentary record in Alnif is presented, illustrating the characteristic sandstones units numbered KT1 to KT7. Depositional environments are from Alvaro et al., (2007).

According to Alvaro et al. (2007), the Lower-Ktaoua Formation is composed of a coarsening-upward sequence recording upper offshore to shoreface environments, episodically affected by storms (Marante, 2008). The Upper-Tiouririne Formation is composed of sandstone beds recording progressively more storm-dominated environments and illustrating the transition to inner platform settings. Above, a bioturbated heterolithic system develops, with local storm channels (KT3), terminating with amalgamated subtidal channel units (KT4). The Upper-Ktaoua Formation is characterised by gravity-driven deformation structures, including slumps and slides, developed on low-angle slopes, together with occasional storm pulses recorded by low-amplitude hummocky cross-stratification.

In Alnif, the Lower Formation of the Second-Bani Group is completely absent, and interpreted to have been removed by the Hirnantian glacial advance. The glacial unconformity incises the Upper-Ktaoua Formation, and is overlain by the glacially related, Upper Formation of the Second-Bani Group. (Destombes et al., 1985). Above the interfluvies, the youngest strata, locally preserved below the glacial erosional surface (Fig. 3), consists of greenish siltstones with sparse sandstone granules. The clear change in colour and sedimentation styles compared to the underlying sandstones characterised by abundant hummocky-cross stratifications suggests a different depositional environment, possibly under glacial influence. This hypothesis is discussed further in the text (Section 6.3).

The Upper Formation of the Second-Bani Group can be divided into three lithostratigraphic members (Destombes et al., 1985; Alvaro et al. 2007): the Alnif member is composed of a massive conglomerate, overlain by the Tamekhtart member composed of clast-poor muddy diamictite, and finally the Amouktir member with conglomeratic sandstones and quartzite. Sutcliffe et al., (2001) and Villas et al. (2006) describe *Hirnantia* fauna in the clast-poor diamictite from the Upper Formation of the Second-Bani Group. This brachiopod-based biostratigraphic analysis indicates that glacial sedimentation in the Alnif area occurred after the Early Hirnantian.

3. Architecture and glacial evidence

Extensive cartographic fieldwork, supplemented by a photo-geological interpretation of QuickBird high-resolution (50 cm) panchromatic satellite images was undertaken. A sector of about 6 km wide and 6 km long was mapped in great detail for glacial and pre-glacial series (Fig. 4). Mapping of this glacially related succession revealed two superimposed incisions representing two major unconformities: a first glacial pavement (GP1) related to the base of the glacial succession (Fig. 5A), and a second glacial pavement (GP2) in the upper part of the sedimentary sequence (Fig. 5B). These unconformities allow the tunnel valley infill to be subdivided into two glacial units: glacial unit 1 (GU1) and glacial unit 2 (GU2).

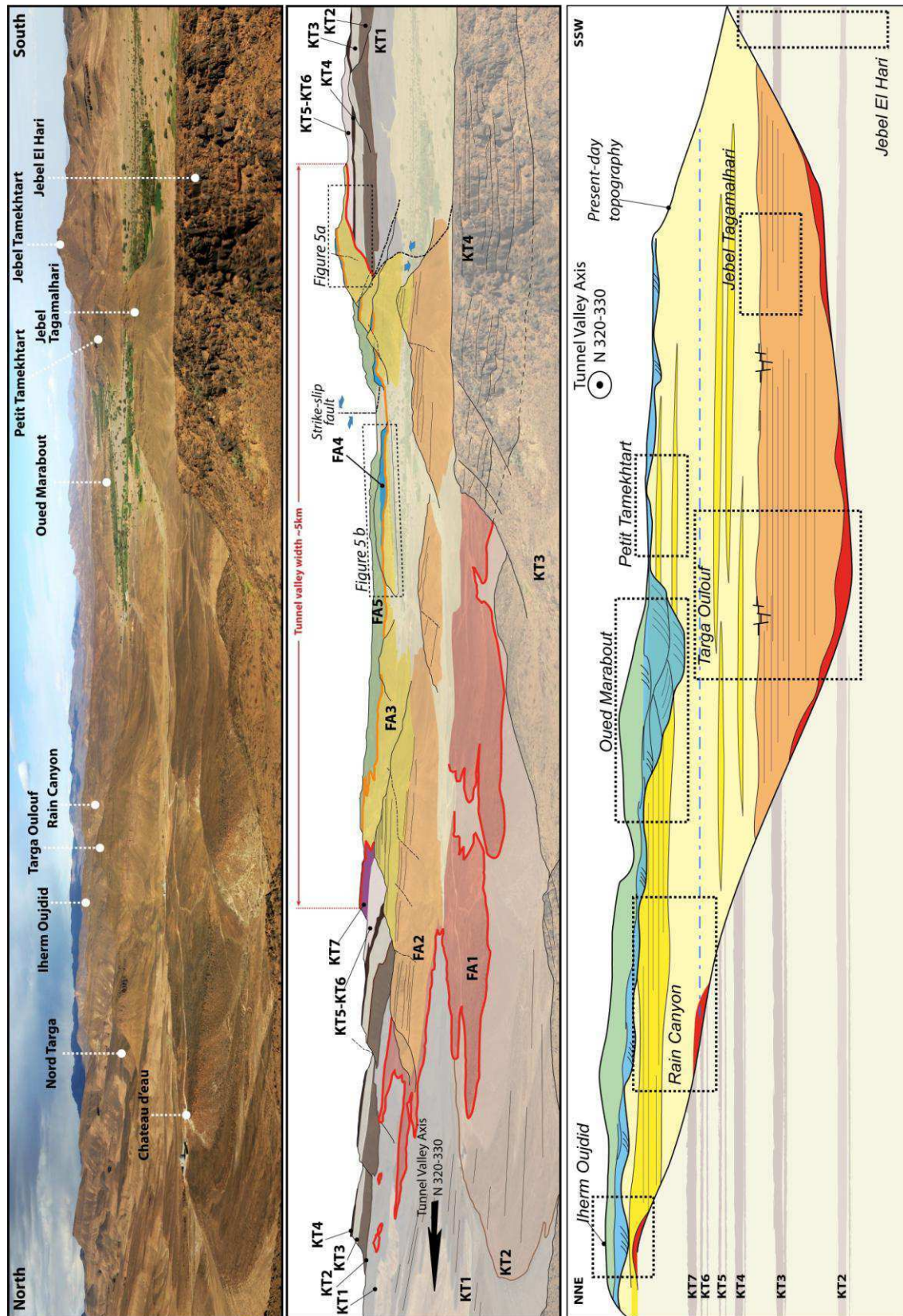


Fig. 4: A) Panoramic photograph of Alnif tunnel valley, incising in to preglacial deposits from the Ktaoua Group. Locations referred to in the text are indicated on the photograph. B) Interpreted photograph illustrating the five facies associations described in the text. The location of Figure 5A and 5B are also reported. C) Synthetic model the tunnel valley infill. Colours refer to facies associations mentioned in B. Localities mentioned in the text are also indicated by the dashed squares.

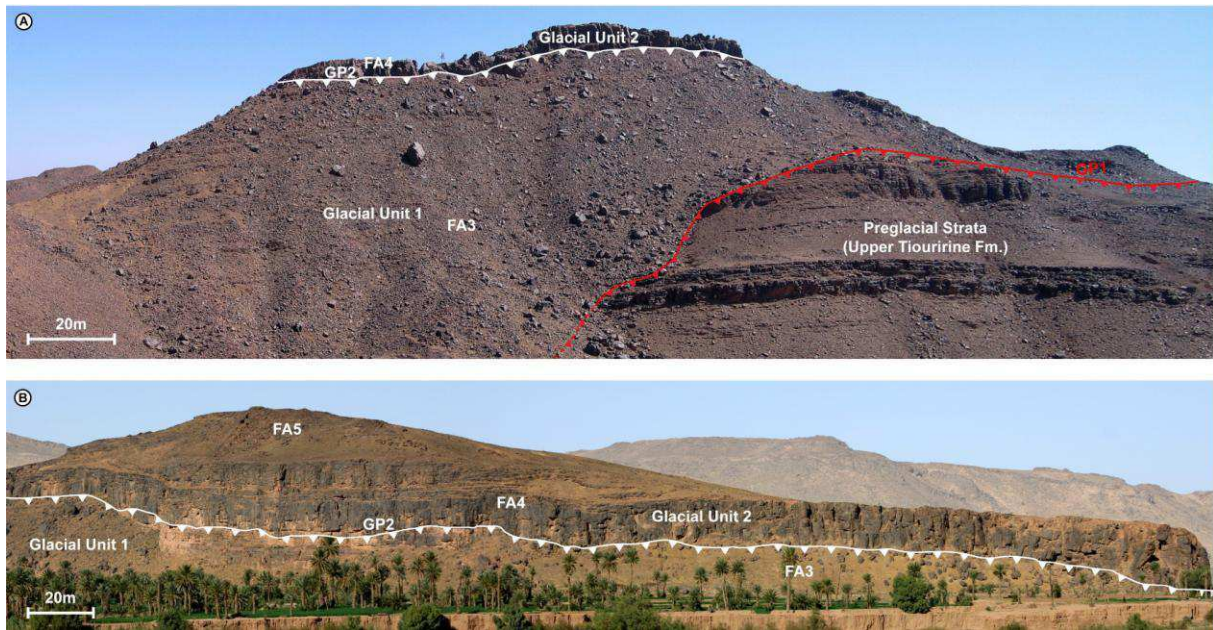


Fig. 5: A) Panoramic photograph illustrating the basal unconformity GP1 incising into the preglacial strata on the SW flank of the valley (Jbel Tamekhtart). Above, Glacial Unit 1 consists of fine-grained sediments (FA3), eroded by the second glacial unconformity (GP2). B) Panoramic photograph of Oued Marabout section, with Glacial Pavement 2, incising Glacial Unit 1 (FA3) and overlain by Glacial Unit 2, composed channelised sandstones (FA4) overlain by fine-grained deposits (FA5).

The palaeovalley is about 5 km-wide, trending SSE–NNW (N320). This valley is cut into the Late Ordovician series of the Lower-Ktaoua to the Upper-Ktaoua formations, reaching a maximum incision depth of about 180 m. This incision is characterised by flanks with average slopes of 10°, locally exceeding 20° on the southern flank of the palaeovalley (Fig. 5A). In some places, the contact between the pre-glacial and glacial series is well exposed. The first glacial pavement (GP1) is characterised by a very sharp contact with pre-glacial facies. Above GP1, basal deposits include conglomerates (Fig. 6A), which discontinuously drape both the bottom and the flanks of the valley. The glacial pavement, consisting of a several centimetre-thick sandstone bed, displays smooth, polished fluted morphologies (2.5 metres long; 1 m wide; <1 m high; Fig. 6B), oriented towards the NW, and characterised by a low elongation ratio (length/width varying from 2 to 5). This pavement also has abundant continuous, millimetre-thin lineations (Fig. 6C), which are interpreted as sheet-dewatering structures, implying post-depositional water escape, and local fluidisation of the sediment (Lowe and LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975). Centimetric microfaults very commonly affect GP1 (Fig. 6D), with a steep dip and a normal sense of displacement. These faintly undulating microfaults very often cross-cut each other, and represent a brittle-to-ductile deformation. The observations provide further evidence that the sediment was poorly lithified, at the time of deformation.

The second glacial erosion surface (GP2) incises into the glacial deposits of the first glacial unit (GU1). The incision is about 70–100m deep, associated with fluted surfaces oriented towards the NW (Fig. 6E) in the middle of the valley, but only 20 m deep above and beyond the tunnel valley margins (Fig. 5B). The erosion surface is generally flat with locally steep slopes (10°). The basal

contact is very sharp and marked by a patchy, heterolithic conglomerate. Both GU1 and GU2 are preserved both inside and outside the valley, overtopping the valley margins, revealing an overfilled geometry.

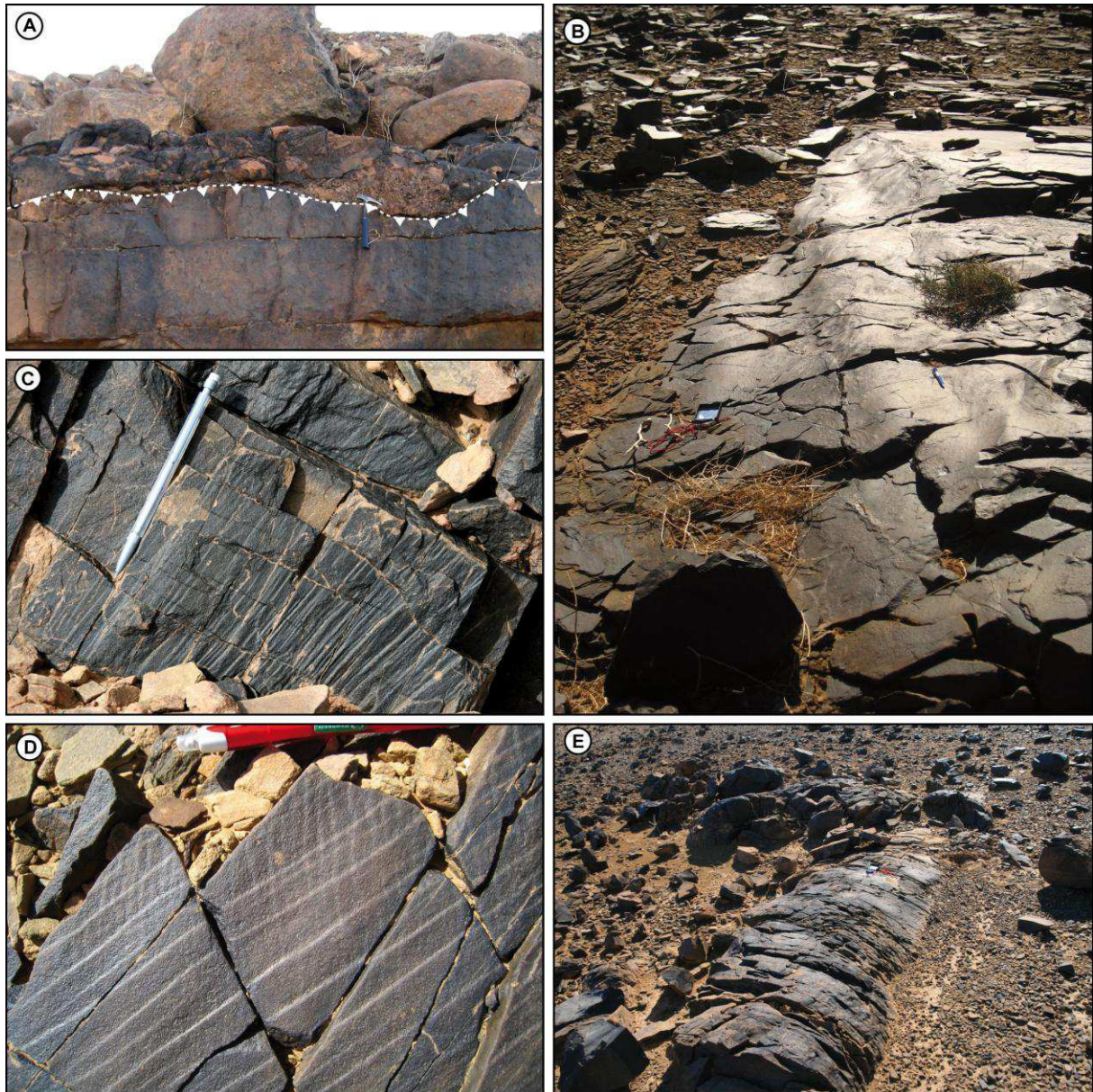


Fig. 6: A) Basal unconformity (GP1) near Targa Oulouf, showing the contact between horizontally stratified sandstones, incised by conglomeratic deposits (FA1). B) Fluted surfaces identified on GP1. These morphologies are oriented N150-N320. C) Dish-structures associated with water escape, affecting massive sandstones beds on GP1. D) Cross-cutting, normal, microfaults affecting ripple bedded sandstone beds on GP1. E) Flutes structures, oriented N150-N320 associated with GP2 and identified between rain Canyon and Iherm Oujdid.

Geomorphological and lithological characteristics, including great incision depth, steep flanks and conglomeratic deposits at the base of the valley are consistent with the definition of a tunnel valley, as described in the Quaternary glacial record (Ó Cofaigh, 1996; Piotrowski, 1997; Huuse and Lykke-Andersen, 2000). Glacial pavement characteristics, with evidence of hydroplastic deformation

and liquefaction, indicate subglacial meltwater drainage at the ice/bed interface, and probably in the sediment, initiating fluid overpressure and enhancing tunnel valley formation (Piotrowski, 2006; Douillet et al., 2012). Conversely, glacial processes including quarrying or plucking, usually associated with indurated bedrock, are absent.

4. Facies associations in the tunnel valley fill

The glacially related succession is subdivided into five facies associations, named hereafter FA1 to FA5, with distinct geometries, internal geometries and deformation structures, which differ from the underlying monotonous preglacial succession. These facies associations are grouped into two glacial units, named GU1 (FA1, FA2 and FA3) and GU2 (FA4, FA5). In addition, a sixth facies association (FA6) corresponds to the post-glacial record.

4.1. FA1 - Matrix-supported conglomerates

Description: FA1 occurs immediately above GP1 (Fig. 7A) on both valley floor and flanks, and ranges in thickness from 1–15 m (Fig. 7B). It is dominated by matrix-supported conglomerate, containing sandstone clasts and coarse to very coarse sandy matrix, with water-escape structures. Clasts are centimetre- to metre-sized, mostly tabular/discoid in shape with southward-facing long axes (N150) and a generally southward dipping orientation of the clasts. Some clasts contain well-preserved brachiopods and other fauna, some have concentric internal laminations and some others are arranged in concentric structures interbedded with large, undeformed preglacial sandstone slabs (Fig. 7C). Abundant well-rounded quartz granules are present in the matrix. Locally, this conglomerate is incised by large channels (2–1m deep; 4–8m wide) with normally graded conglomerates (Fig. 7D), or medium grained sandstones. Some channels locally cut down to the preglacial strata. This tractive conglomerate is quite similar to the conglomeratic facies associated with GP2 and described in FA4.

The transition to the overlying FA2 can be either sharp, with the development of siltstones and fine-grained sandstones, with current ripple cross-laminations characteristic of FA2, or associated with the development of sandy diamictite (Figure 7A, ~22–23 m). This facies is only identified near Targa Oulouf, and consists of an 80 cm-thick bed, with a limited lateral extent, composed of fine-grained sandstones and siltstone matrix containing sparse centimetre-scale, floating clasts of preglacial sandstone.

Interpretation: The brachiopods-bearing clasts likely originate from preglacial sandstones (Ktaoua Group), and hence are probably of a local origin. The tabular shape of the clasts, together with the poorly sorting also supports short-distance transport. Conversely, well-rounded granules of quartz do not originate from the Ktaoua Group strata and likely record long-distance transport, thus implying mixed sedimentary sources for the clasts, with both local and remote origins. Southward dipping orientation of the clasts, demonstrate unidirectional clast re-arrangement under simple shear strain.

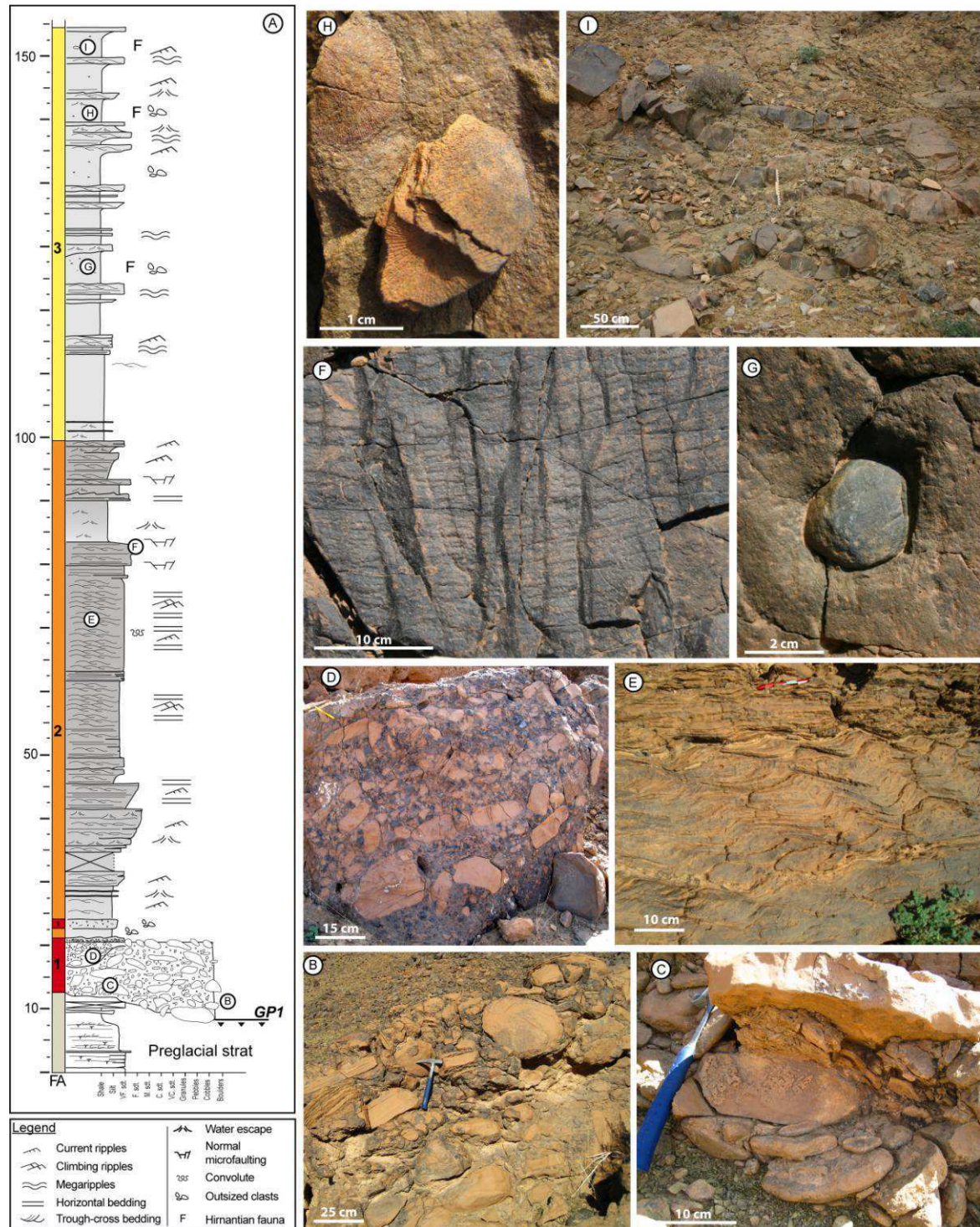


Fig. 7: A) Synthetic log of Glacial Unit 1, based on Targa Oulouf outcrop. B) Massive conglomeratic facies (FA1) immediately overlaying GP1. The conglomerate is composed of preglacial sandstones clasts and coarse-grained matrix containing quartz granules. C) Example of preglacial clasts with circular structures, overlain by undeformed preglacial slab, located over GP1 on the North-eastern flank of the tunnel valley, near Iherm Oujdid. D) Moderately graded conglomerates in channel structures, incising into massive conglomerate and preglacial strata, near Chateau d'eau. E) Elementary sequence characteristic of FA2, described in Targa Oulouf. See text for full description of the sequence. F) Normal microfaulting with centimetre-scale offset affecting the uppermost sandstones beds of FA2, in Targa Oulouf, and marking the transition with FA3. G) Facetted and striated floating clast in FA3 and interpreted as a dropstone. H) Well-preserved moulds of brachiopods from the Hirnantia Fauna identified in FA3. I) Contorted sandstones beds identified in FA3, below GP2 in Oued Marabout.

Different origins can be proposed for simple shear strain, either associated with debris flow sedimentation (Menzies & Shilts, 2002) or an overflowing ice-sheet (lodgement tills; Benn, 1995; Evans et al., 2006). In ice-contact setting, channelised matrix-supported conglomerates are interpreted to record pulses of hyperconcentrated flows (Mulder and Alexander, 2001), probably resulting from turbulent flows in high-energy meltwater drainage (McCabe and Ó Cofaigh, 1994) and reworking massive conglomerate.

4.2. FA2 – Sheet-like bedded, rippled sandstones

Description: FA2 is composed of siltstones to medium-grained sandstones. Facies are arranged in a coarsening upward trend over the first 60m, and then alternating between fine to medium grained sandstones and massive siltstones (Fig. 7A, 83–100 m). FA2 is present within the valley but absent on both the flanks and the interfluvies. In the lower part of the valley infill, interbedded with FA1, FA2 consists of thin-bedded, ripple cross-laminated, fine-grained sandstones including sparse granules (20–35 m). Above, FA2 consists of stacked metre-scale sequences with a sheet-like geometry, thinning laterally over 500 m. These sequences are composed of mica-rich sandstones with alternating ripple cross-laminations and planar laminations. Typically, planar laminations pass upward into either current ripples or climbing ripple cross-laminations, and terminate with planar laminations (Fig. 7E). Different types of climbing ripple cross-stratifications are recorded with either preserved or eroded stoss-side (A-type and B-type, respectively) and sinusoidal laminations (Ashley et al., 1982). Locally, these deposits are truncated by flat to low-angle/shallow incisions, which are filled with massive to planar-laminated, medium-grained sandstones. Two types of deformation structures are recognised: (1) abundant convolute laminations restricted to centimetre- or decimetre-scale beds and (2) centimetre-scale microfaults with a normal sense of displacement are affecting separated sandstone beds (Fig. 7A, 80-95m; Fig. 7F).

Interpretation: FA2 consists of sheet-like sandstone sequences, with significant lateral extent, only constrained by the morphology of the tunnel-valley incision. Sheet-like bedded, rippled sandstones represent basic motif (~0.3–1 m in thickness), repeated and stacked over ~60 m. Ripple cross-laminations are associated with laminar flow from lower flow regime, and horizontal laminations indicate laminar to turbulent flow, from upper flow regime. Climbing ripples are generally deposited by turbidity currents when suspended fallout and bedload transport occur contemporaneously (Jobe et al., 2011). These conditions occurs with non-uniform flows, where decreasing turbulence intensity over short-distance, result in drastic decreased of flow capacity (Hiscott, 1994; Kennler, 1995). This is a characteristic waning flow stage (Jopling and Walker, 1968; Ashley et al., 1982), associated with pulsed/pulsating discharge of density flows, or expanding flows, associated with jet-efflux (Russell et al., 2003a/b; Hornung et al., 2007). The steady stratal pattern demonstrates sustained flow energy and relatively steady depositional processes. Scours filled with

well-sorted sandstones are interpreted as the deposits of turbulent flows of higher energy (Allen, 1982; Mulder and Alexander, 2001; Mutti et al., 2003).

In this facies association, convolute structures indicate high aggradation rate and deformation of water-saturated sediments (Collinson et al., 2006), and are interpreted as water escape structures (Lowe, 1975). Normal microfaulting implies vertical compression strain either related to sediment compaction (Lowe, 1975) or, in agreement with previous authors, ice-weight deformations by grounded ice (Beuf et al., 1971; Biju-Duval et al., 1974; Denis et al., 2010). In addition, these microfaults are affecting single sandstone beds rather than cross-cutting several beds. Such restricted deformation features are more likely recording successive deformation cycles, rather than a single deformation event (Lesemann et al., 2010). Sparse granules in ripple cross-laminated facies can be associated with bedload transport or alternatively, interpreted as granule rain-out concomitant with lower flow conditions.

4.3. FA3 – Dropstone-rich and fauna-bearing siltstones

Description: FA3 is laterally very extensive across the palaeovalley and overtops the margins of the incision. It comprises massive and faintly laminated siltstones, interbedded with thin-bedded, very fine to fine-grained sandstones, composed of alternating ripple cross-laminations, planar laminations or massive sand. These thin-bedded sandstones are either interbedded with siltstones or amalgamated. For instance, few metres beneath GP2, near Oued Marabout (Fig. 5A), sandstones are stacked in 10 to 15 m thick packages, extending laterally over several hundreds of metres. Climbing ripples cross-laminations are identified, evolving from A-type to B-type and occasionally ending with sinusoidal laminations. First occurrences of sandstone outsized clasts, some of them faceted and striated, are found in massive sandstone beds, a few metres above the sharp contact with FA2, but are more abundant in siltstone beds, higher in the section (Fig. 7G). In addition, cobbles and rare boulders (30 cm diameter) are found in the siltstone intervals. They occur together with fully and partly preserved shell of *Hirnantia* fauna (*Arenorthis arenaria*, *Destombesium ellipsoides*, *Eostropheodonta* sp; Destombes et al., 1985; Villas et al., 2006; Fig. 7H). This fauna is identified a few metres above FA2 mostly in siltstones beds, but also in fine-grained sandstone bed. Locally, loading structures affect thin-bedded sandstones, while contorted sandstone beds are also identified beneath GP2 (Fig. 7I).

Interpretation: FA3 is found within the tunnel valley and above the interfluvies, recording progressively fully unconfined depositional processes. Thin-bedded sandstones with current ripples and planar laminations are interpreted as deposited by traction deposition from unidirectional currents, in upper to lower flow conditions (Collinson, 2006). Massive siltstones, locally faintly laminated, are associated with predominant suspension fall-out and subordinate bedload deposition from low-density underflows (Brodzikowski and van Loon, 1991). Massive siltstones could be associated with “en

masse” deposit but, the development of thin-bedded sandstones and the presence of rare faint laminations in siltstone are not consistent with this latter interpretation. Small, low-angle incisions record localised, higher-energy channelised flows, forming superficial scours (Hornung et al., 2007). The resulting depositional sequence displays low bed amalgamation, reflecting sufficient depositional space for sedimentation, which is consistent with an unconfined depositional environment, and coeval sedimentation in the tunnel valley and beyond the margins, above the interfluvies.

Different hypothesis can be postulated for the presence of shells from *Hirnantia* fauna (Destombes et al., 1985). Shells can be either reworked from underlying preglacial strata and therefore not be indicative of the depositional environment. In that case, the faunal assemblage should reflect the diversity described in the preglacial strata (Villas et al., 2006), including brachiopods, bivalves, orthoceras, and echinoderms (Villas et al., 2006). Conversely, the faunal assemblage described in FA3 is exclusively composed of brachiopods. Thus, their occurrences rather indicate a depositional environment with favourable ecological conditions, such as seawater influence. Although smallest granules could be associated with bedload transport, cobbles and boulders of preglacial sandstones found in massive siltstone beds are likely to represent dropstones provided by an ice sheet, especially icebergs or an ice-shelf.

4.4. FA4 - Lenticular, trough cross-bedded sandstones

Description: FA4 consists of amalgamated channels (up to 15 m in thickness, up to 300–400 m in width, near Oued Marabout), containing trough cross-stratifications, ranging from 2–6 m in amplitude and 10–20 m in wavelength (Fig. 8A). Locally, a patchily developed basal conglomerate occurs, 0.3–1 m in thickness and 0.5–2 m in width (Fig. 8B), similar to the tractive conglomerate described in FA1. This facies association evolves upwards into very erosive, trough cross-bedded, coarse to medium-grained sandstones (Fig. 8C), evolving laterally into stacked, thin-bedded, medium to fine-grained sandstones (10–25 cm in thickness). Thin-bedded sandstones, composed of planar laminations and current ripple cross-laminations, generally exhibit a slightly undulating morphology and pinch-out laterally over <100 m. In Oued Marabout, trough cross-bedded sandstones and thin-bedded sandstones show progressively less amalgamation upwards, with preserved siltstone beds. The deformation consists of convolute laminations (Fig. 8D) and large-scale dewatering structures, up to 1.5 m in height and 2 m in width, affecting sandstone beds in the vicinity of the channel system (Fig. 8F). Locally, the top of the channel system is affected by normal microfaulting, with centimetre-scale offset (Fig. 8E), restricted to single sandstone beds.

Interpretation: Patchy conglomerates record high-energy deposits (e.g. debris flow) while large channelised systems composed of coarse-grained facies, record turbulent flows, with prevailing upper-flow regime conditions. The high degree of cannibalisation is characteristic of high pressure on channel flanks, which facilitates lateral migration (Catania & Paola, 2001).

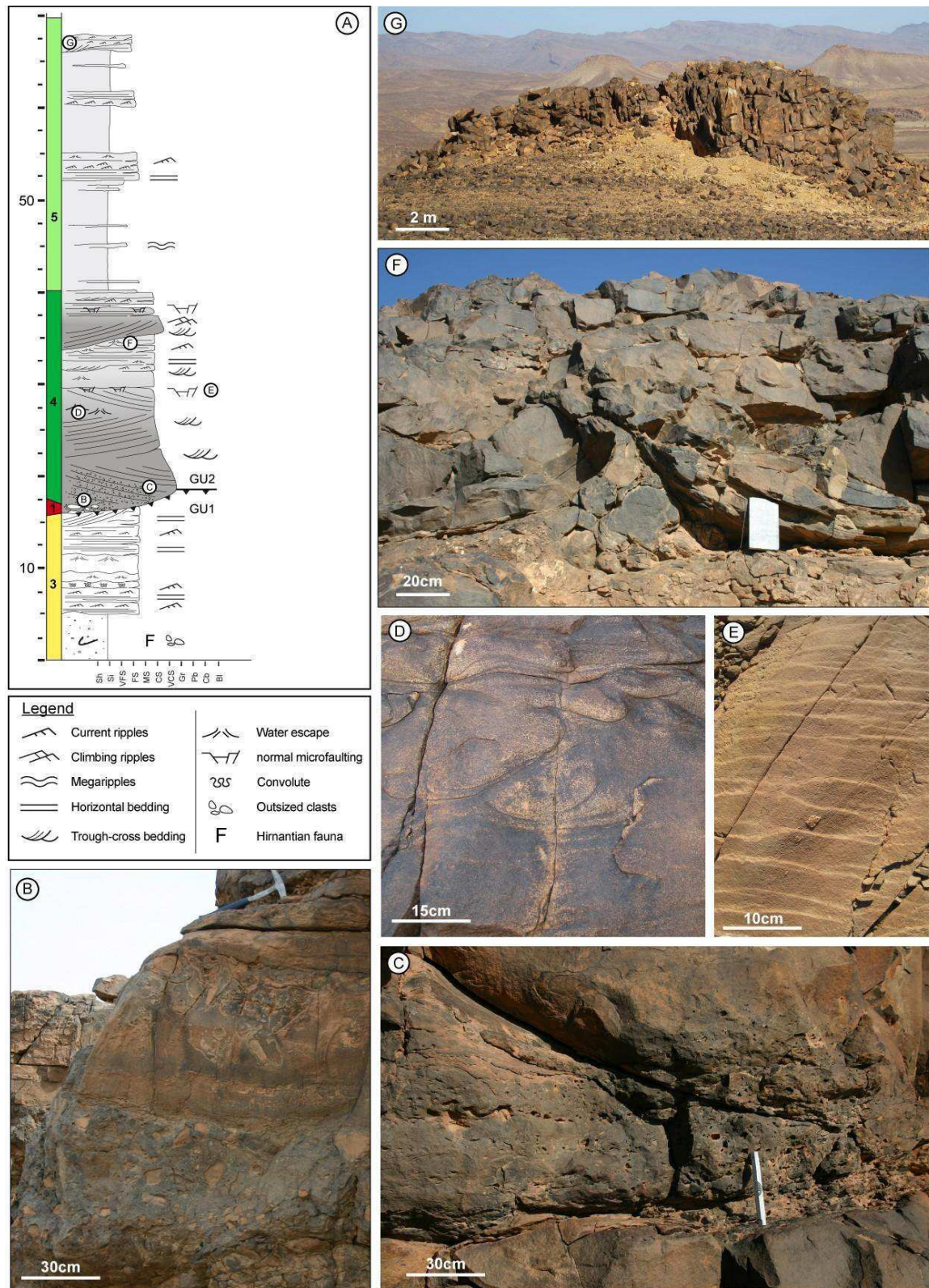


Fig. 8: A) Synthetic log of Glacial Unit 2, based on Oued Marabout outcrop. B) Channelised conglomerates associated with GP2. The upper part is composed of massive conglomerates while the upper part displays liquefaction structures affecting well-sorted sandstones. The sequence terminates with slightly deformed then well preserved ripple cross-laminations (below the hammer). C) Base of large-scale trough cross-stratified sandstones (FA4) with many mud-clasts. D) Liquefaction structures affecting trough-cross bedded sandstones (FA4) in Oued Marabout. E) Normal microfaulting with centimetre-scale offset affecting the top of channelised structures in Oued Marabout. F) Large water escape structures affecting sandstone megaripples and associated with channel incision, in the upper part of FA4. G) Poorly exposed, isolated channel incising sandstones megaripple and massive siltstones (FA5).

Together with the vertical stacking, dominated by the amalgamation of sandstone beds, this architecture demonstrates limited water depth and depositional space, forcing the channel system to develop by successive overdeepening. Deformation structures reveal compaction processes leading to the development of large water-escape structures and sediment liquefaction/fluidisation. The occurrence of normal-sense of displacement of microfaults in separate single beds, rather than cross-cutting multiple beds, may imply repeated cycles of compressional strain, as opposed to a single deformation event (Lesemann et al., 2010).

4.5. FA5 - Massive siltstones with thin-bedded sandstones

Description: FA5 sits in sharp contact upon microfaulted sandstone beds (FA4). It consists of thin-bedded sandstones interbedded with massive or faintly laminated siltstones and fine-grained sandstones. Thin-bedded sandstone beds are either isolated or stacked, in which case they form tabular to sheet-like sandstone units, extensive over about 500 m, overtopping the tunnel valley margins. Isolated thin-bedded sandstone beds are 50 to 80 cm thick, extend laterally over 80 to 100 m and are composed of massive sand, planar laminations, current ripple cross-laminations, including climbing ripples. They are locally cut by isolated channels of limited lateral extent (3–5 m), containing trough cross-bedded structures (Fig. 8G), some of which contain sparse mud ships. Neither shell fragments nor outsized granules were found in the siltstone intervals.

Interpretation: Massive to faintly laminated siltstones demonstrate predominant suspension settling processes with subordinate low energy unidirectional currents, from lower flow regime. Thin-bedded sandstones, with ripple-cross laminations and planar laminations, are associated with unidirectional planar to turbulent flow processes, from lower to upper flow regime (Mulder and Alexander, 2001; Mutti et al., 2003). Isolated channels with trough-cross bedding structures are interpreted as the deposit of turbulent flow conditions and traction sediment transport, with 3D dune migration (Harms et al., 1982; Shaw and Gorell, 1991; Mulder and Alexander, 2001). This absence of gravel lag and of well-expressed grading in the channels is not consistent with a fluvial origin for these structures (Posamentier and Walker, 2006). Instead, this is characteristic of a channelised median to distal lobe, as found in turbidite systems, with superficial scours and small channels, from which episodic overspills enable thin-bedded sandstones to contribute to the progradation of the a lobe system. The presence of siltstone intervals and thinner sandstone beds differs from the amalgamated stratal pattern described in FA4. This lower amalgamation ratio reveals a decrease in sediment flux and/or an increase in depositional space. The absence of dropstones in FA5 is either linked to the absence of iceberg-calving processes, or to a low relative concentration in dropstones due to a high sediment discharge.

4.6. FA6 – Tabular sandstones and graptolite-rich shales

Description: The uppermost deposits sealed the tunnel valley succession. Although it is very poorly exposed, this facies association is identified within the valley margins and beyond, above the interfluvies. FA6 is characterised by a tabular geometry, a very limited thickness (<10 m) but wide lateral extent. This facies association consists of 20 to 50 cm-thick, well-sorted sandstone beds, with planar laminations or symmetrical ripple structures (Fig. 9A). Locally, wide (~5 m), low-amplitude trough cross-bedded sandstones are described in channels, (Fig. 9B) locally erosive on horizontally stratified sandstone beds. Despite a very poor preservation, the uppermost beds show centimetre-scale depressions, vertical burrows (Fig. 9C) and trilobite trail traces, immediately overlain by the graptolite-rich, Silurian shales (Fig. 9D).

Interpretation: The lateral extension of well-sorted medium-grained sandstones, sealing the glacial successions, demonstrates fully unconfined depositional environments, after the tunnel valley incision is fully buried. Likewise, lateral extent suggests uniform depositional conditions. Symmetrical ripple bedding indicates oscillatory flows (wave ripples). Planar laminations indicate high-energy unidirectional currents, while low-angle trough cross-bedded sandstones record channelised flows. The vertical burrows probably represent *Skolithos*, implying vertical escape of burrows generated by rapid faunal development under conditions of high sediment aggradation in a shallow marine setting or shoreface environment (Seilacher, 2007). Above, the upward transition into Silurian shales (Fig. 9D) demonstrates that this tabular sandstone unit, characteristic of a shallow marine setting, is a transgressive facies between glacially related environments and the post-glacial offshore setting, with graptolite-rich shales, during the early Silurian (Lüning et al., 2000).



Fig. 9: A) Very well sorted, fine grained sandstones with symmetrical ripples inferred to oscillatory flows. B) Low-angle, trough cross-bedded sandstones interrupted as subtidal channel. C) Vertical burrow in trough cross bedded sandstones. D) Graptolite-rich Silurian shales overlaying FA5.

5. Depositional model

5.1. Presentation of the Antarctica lightly grounded ice-sheet margin

Recent observations of Antarctic ice-sheet margins (Corr et al., 2001; Bindschadler et al., 2011) have revealed that these marginal environments form a complex mosaic of grounded to ungrounded ice (Bindschadler et al., 2005). Ice sheet margin are characterised by the transition from fully grounded ice-sheet to the fully floating ice-sheet or ice-shelf towards the sea. The transitional area or *hinge zone* (Vaughan, 1995) between subglacial and proglacial environments is not strictly defined. At the ice-sheet surface, this area is referred to as a *lightly grounded ice plain*, characterised by flat surfaces and isolated ice-mounds, which corresponds to ice-bed coupling spots at the ice-bed interface. This zone of grounded and ungrounded ice is located between a fully grounded ice sheet, developing landward from the coupling line, and a fully floating ice sheet, developing seaward from the grounding line. For instance, at Pine Island Glacier, where the bed is relatively flat, the lightly grounded ice sheet extends up to 28km in length (Corr et al., 2001).

This configuration implies specific controlling parameters for accommodation space. In conventional marine environments, accommodation space is governed by changes in relative sea level (Coe et al., 2003), controlled by two independent parameters: eustatic sea-level fluctuations and tectonic subsidence/uplift. Any changes in sediment supply to the accommodation space will lead either to regression or transgression of the shoreline, thus affecting the geometry of the sedimentary bodies. Conversely to conventional marine settings, base level is not necessarily sea level in glacial setting and additional parameters at stake, both in glaciomarine (Powell & Cooper, 2002) or glaciolacustrine environments (Brookfield and Martini, 1999). Ice-sheet dynamics are of major importance, as the ice-front position controls the sediment entry point, which is not necessarily located at the water level, but rather below, on the seafloor. The geometry of the proglacial deposits is therefore be strongly influenced by this specific configuration so that accommodation space can increase according to glacial advance/retreat cycles, irrespectively from any other controlling factors (i.e. sea level changes, tectonism) (Powell and Cooper, 2002). The same parameters apply for large glacial lakes (Brookfield and Martini, 1999). Occasionally, specific mechanisms such as rapid deglaciation with ice-sheet lift-off (O'Brien et al. 1999, Ó Cofaigh et al., 2005) can lead to sudden platform drowning, leading to a rapid transition to shales of marine origin. This hypothesis is inferred from the Ordovician deglaciation record in Niger (Denis et al, 2010). Finally, in a subglacial environment, the ice bed topography is a major controlling factor providing favourable conditions of creating subglacial accommodation space from inherited topography (Brodzikowski and van Loon, 1991; McCabe and Ó Cofaigh, 1994; Boyce and Eyles, 2000; Bennett et al., 2006; Clerc et al., 2012).

5.2. Implication for the depositional model in Alnif tunnel valley

Based on the current understanding of the Antarctic ice-sheet and the behaviour of recent analogues, the Ordovician landsystem can be divided into three different depositional environments (Fig. 10):

Fully Grounded Ice-Sheet (FGIS), characterised by ice-bed coupling, where the ice-sheet rests on the substrate. This environment extends landward from the coupling line, with ice-bed coupling, limited accommodation space and progressively increasing water input towards the margin leading to increasing high fluid overpressure.

Lightly Grounded Ice-Sheet (LGIS), located between the coupling line and the grounding zone. This area is characterised by progressively less grounded ice, marking the transition between the fully grounded area and a fully floating ice-sheet (i.e. glaciomarine environment). Meltwater inputs increase and accommodation space is locally sufficient to allow sediment deposition. Nevertheless, periodically, an overhanging ice-sheet “touches down” on the substrate, promoting sediment deformation by vertical loading (e.g. normal microfaulting).

Glaciomarine environment, located seaward from the grounding zone, either beneath a fully-floating ice-sheet (sub-ice shelf environment) or beyond the ice-front (proglacial environment). This area is characterised by predominant seawater influence and the absence of ice-bed coupling.

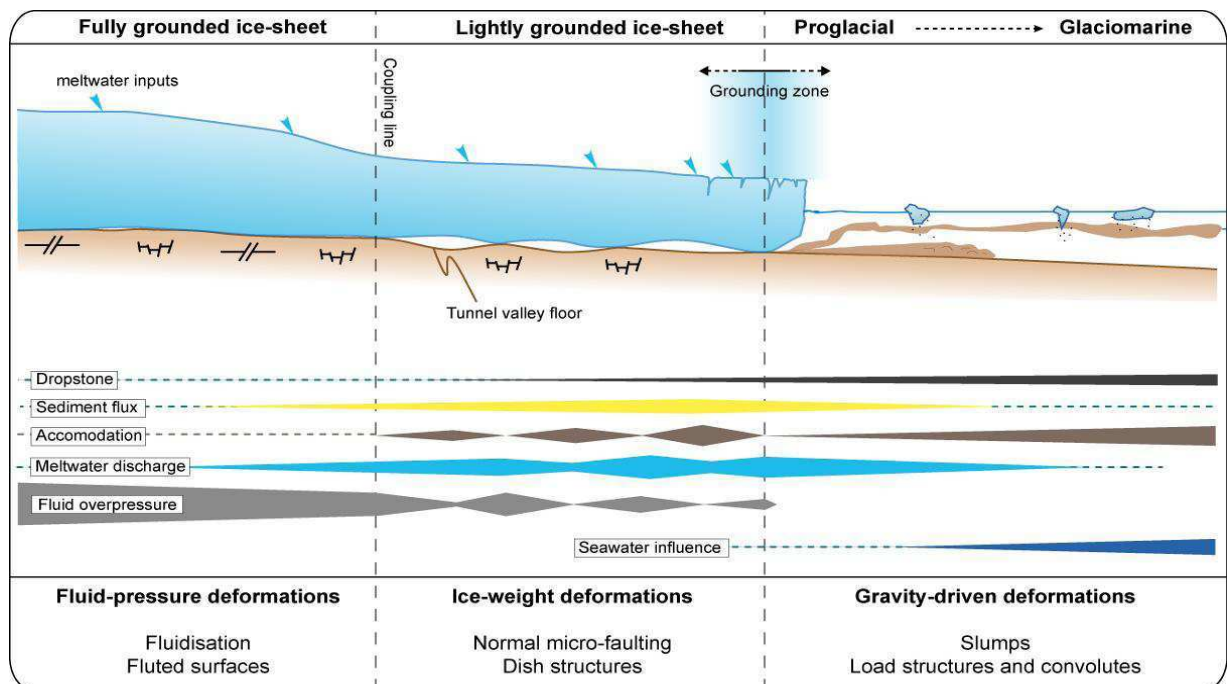


Fig: 10. Synthetic model for the distribution of the three distinct depositional environments defined by the position of the coupling line and the grounding zone, from the internal zones of the ice-sheet towards the open sea. The relative importance of different parameters (sediment and meltwater flux, accommodation, fluid overpressure, ...) is given for each environment.

Considering the above, in the Alnif area of the Anti-Atlas, Glacial Unit 1 records a deglacial sequence from confined to unconfined depositional environments (Fig. 11). The lower part of the valley infill is characterised by a glacial pavement with fluted surfaces, immediately overlain by massive but discontinuous conglomerates (FA1). The combination of fluted surfaces, fluid pressure deformation and deposition of conglomerates and with strong clast re-arrangement indicates a subglacial depositional setting associated with high-energy meltwater drainage and mixed sedimentary sources. In this context, sandy diamicton is more likely to record coeval suspension settling of fine-grained sediments and pebble fall-out from overhanging ice.

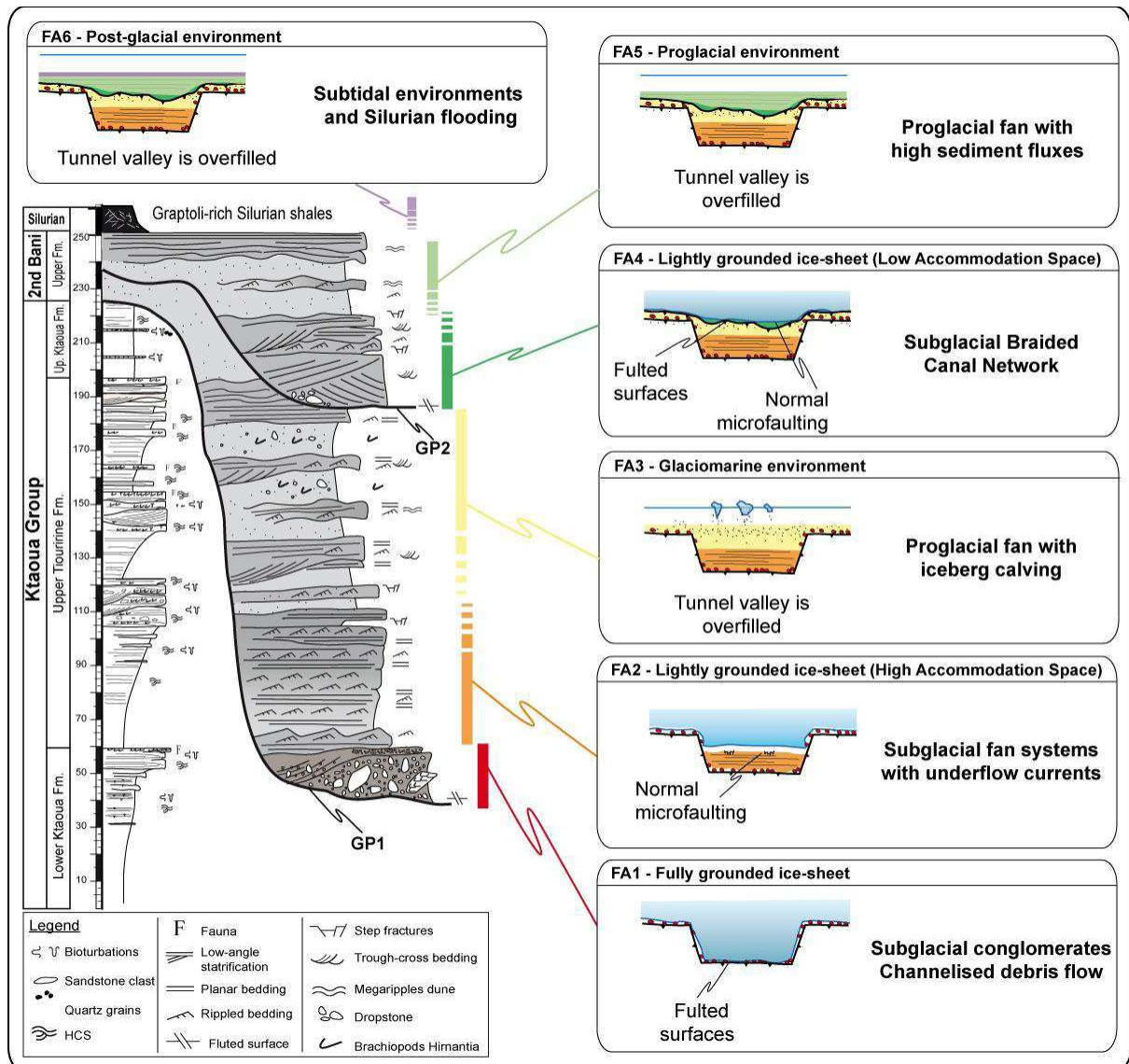


Fig. 11. Synthetic depositional model for Alnif tunnel valley. Two deglaciation sequences are recorded, from subglacial depositional environment, to open sea conditions. The final deglaciation led to the Silurian flooding and the deposition of organic-rich shales.

Increasing meltwater input towards the glacier margin (i.e. supraglacial melting and englacial routing) leads to enhanced meltwater discharge under the ice and to the development of localised channelised conglomerates, reworking massive conglomerates. Typically, confined environments with high energy depositional processes and fluid overpressure deformation indicate a subglacial environment under a fully grounded ice sheet, landward from the coupling line. The transition from subglacial conglomerates (FA1) to unidirectional current facies (FA2) is marked by laminated silty sands with dropstones, recording low-energy underflow currents with coeval suspension settling of fine-grained material and rain-out processes, probably originating from an overhanging ice roof. Sandy diamicton, with limited extent and glacial origin possibly records subglacial environments, rather than proglacial setting in which the deposit should be expected to be much more extended. In addition, reworking and erosion of this sandy diamicton is unlikely as overlying facies (FA2) are interpreted as deposited by low-energy processes.

Above, FA2 corresponds to fluctuating/pulsed meltwater flows. Depositional processes are dominated by laminar flows rather than suspension fall-out processes (e.g. Allen, 1970; Mutti et al., 2003; Jobe et al., 2011), possibly associated with expanding flows (e.g. Russell et al., 2003; Hornung et al., 2007). The coarsening upward trend suggests progradation and the progressive infill of an existing depression created by the initial incision of the tunnel valley (Fig. 12A). This hypothesis is supported by the presence of normal microfaulting within the upper part of FA2, affecting single sandstone beds rather than cross-cutting multiple beds. This pattern records repeated events of deformation, due to repeated ice-bed coupling and decoupling phases, beneath a lightly grounded ice-sheet. The progressive aggradation leads to decreasing accommodation space, with the sediment pile shoaling upwards to an ice roof (McCabe and Ó Cofaigh, 1994), with a temporary lightly grounded ice sheet, locally resting on the sediments. Although similar underflow processes forming prograding fan systems are described in proglacial environments (Le Heron et al., 2004), the stratigraphic pattern of FA2, with high amalgamation, progradation and normal microfaulting probably records a subglacial depositional environment confined within the tunnel valley, under a lightly grounded ice sheet. Antidunes are generally associated with high velocity in expanding flow processes (Hornung et al., 2007; Russell et al., 2003; Ghienne et al., 2010; Girard et al., 2012), but their absence is consistent with a subglacial environment, where the water depth is limited by the presence of an ice roof, under which backflow cannot develop (Brodzikowski & van Loon, 1991). The lack of marine influences along the 50 m-thick sequence (FA2) indicates a restricted environment, which could be explained by a very extensive LGIS precluding seawater influence within the valley margins, while at the same time, the ice-sheet was probably still resting over the substrate above the interfluves (Figure 12A). Alternatively a fluvial origin could be proposed for FA2, but would imply high-frequency ice-front oscillations because of subglacial evidence reported both at the bottom and the top of the 60 m-thick

unit. However, there is no evidence of glacial pavement so that the hypothesis of ice-front oscillations can be rejected.

Immediately after the deposition of FA2, the valley remained underfilled (Fig. 4), leading to the flooding of both the tunnel valley and the interfluves and the probable development of glaciomarine conditions in a fully unconfined environment. FA3 is characterised by poorly amalgamated suite of sandstone beds, while the absence of ice-weight deformation confirms relatively high accommodation space. Localised, small channel incisions and thin-bedded, rippled sandstones, with sheet-like geometry, suggest that these facies record a proglacial, possibly glaciomarine fan system, beyond the grounding zone. The high concentration in outsized clasts, interpreted as dropstones reveals iceberg calving processes or rain-out from an ice-shelf, and limited sediment fluxes consistent with low to moderate discharge of meltwater and sediment, associated with the deposition of FA3. However, the lack of specific sedimentary structures characterising a sub ice-shelf environment (Cowan et al., 1999; Hiemstra et al., 2004) allows this hypothesis to be rejected.

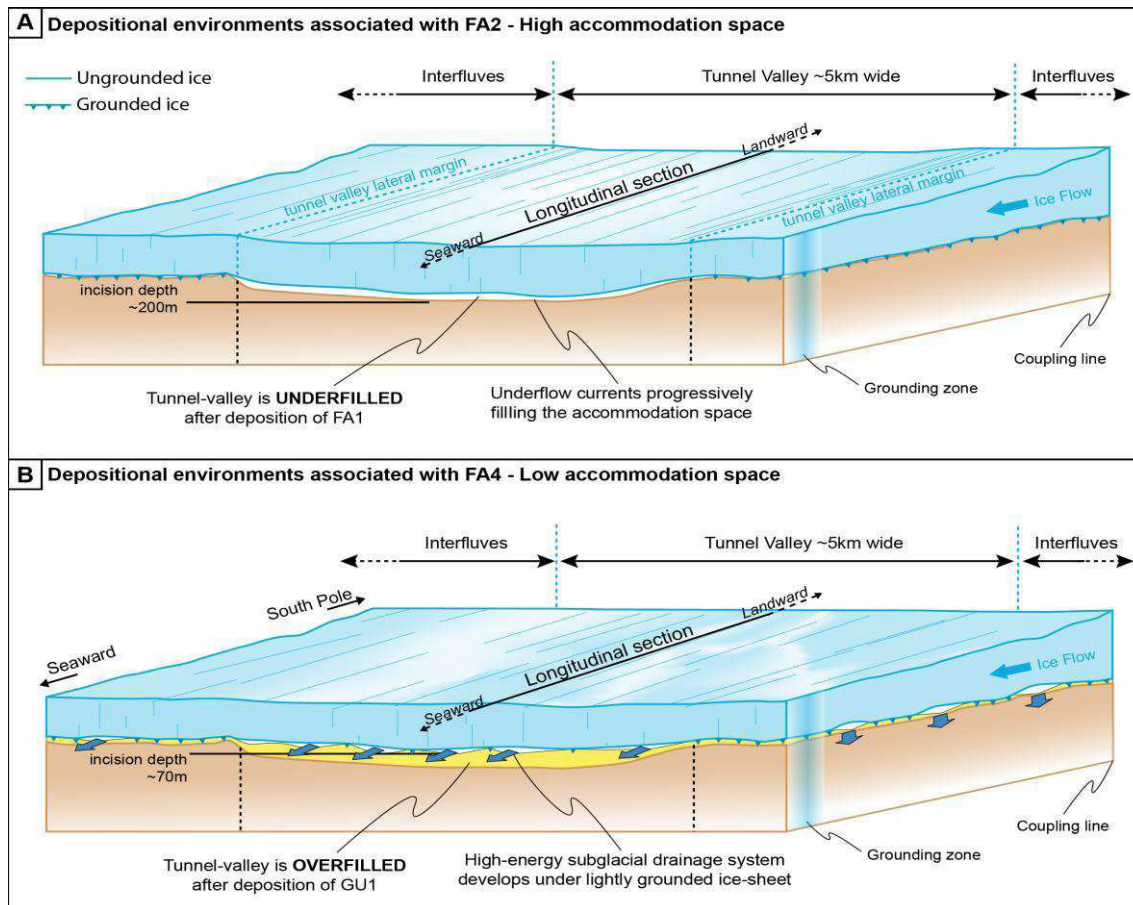


Fig. 12. A) Tunnel valley morphology when FA2 was deposited under a lightly grounded ice-sheet with high accommodation space. The great incision depth (~200 m) allows the ice-sheet to be lightly grounded above the tunnel valley, while the ice-sheet is fully grounded above the interfluves. The vertically confined environment within the incision and below the ice-sheet enables underflow currents to build as a fan-like system. B) Tunnel valley morphology when FA4 was deposited under a lightly grounded ice-sheet with low accommodation space. After Glacial Unit 1 was deposited, the tunnel valley was overfilled. FA4 develops as distributed canal braided network, with high-energy meltwater drainage, leading to smooth, low-depth incision (~70m). The distributed channel system develops both over the valley and the interfluves. The ice-sheet remains locally grounded.

Although Hirnantia fauna could also be provided by reworked strata, the coeval deposition from suspension fall-out and intense rain-out processes, together with low sandstone amalgamation, suggest a glaciomarine setting. As a result, the deposition of FA3 both in the valley and above the interfluvies demonstrates a fully unconfined environment, with relatively high sea level. The second glacial advances recorded by GP2, therefore occurs on a fully buried tunnel valley.

Above GP2, discontinuous conglomerates (Fig. 11) are incorporated into a channel system (FA4), recording a high-energy channelised system with a high meltwater input, characteristic of a subglacial to ice-marginal position (Powell, 1990; Ghienne and Deynoux, 1998; Le Heron et al., 2004). The high degree of cannibalism of the large, stacked channelised structures, together with liquefaction and normal microfaulting affecting sandstone beds, demonstrate fluid overpressure and relatively limited accommodation space. FA4 records a subglacial environment, characterised by a lightly grounded ice sheet, immediately after the coupling line (Fig. 12B), where large volumes of meltwaters and high sediment fluxes are available, but accommodation space remains limited. There was no pre-existing topography because the tunnel valley was overfilled by proglacial sedimentation (FA3). Hence, the distributed channelised system (Fig. 4) is interpreted as a subglacial braided canal network developing over a soft bed (Walder and Fowler, 1994). This system consists of a network of interconnected cavities and/or channels forced to frequent lateral migration and overdeepening, because of the overhanging ice-roof. This system is located under a progressively less grounded ice sheet, with increasing accommodation space, recorded by the decrease in sandstone amalgamation and related to the continuous retreat of the ice-front.

Like FA3, FA5 records a proglacial environment dominated by suspension fall-out in a distal environment, alternating with concentrated to hyperconcentrated flows recorded as amalgamated sandstone beds and channel incisions associated with a more proximal environment. However, the lack of fauna reveals unfavourable ecological conditions due to low sea-water influence and high sediment flux. The lack of dropstones does not necessarily imply the absence of calving. Instead, high meltwater and sediment discharges, consistent with the underlying high-energy drainage system (FA4), result in a low concentration of dropstones associated with deglaciation.

6. Discussion

6.1. Validity of the LGIS model for the Ordovician study case

The glacial sedimentary record preserved in Alnif area is intercalated between preglacial sediments interpreted as deposited in shallow marine environments, except for the Silurian flooding which represent a major flooding event at a global scale. This observation implies that the palaeogeography at the time of the glaciation was characteristic of lowlands rather than high mountain ranges and slope failure at the continental plateau margins, as observed in the present-day Antarctic

margins (Alley et al., 1989) or the Western Norwegian margin during the Last Glacial Maximum in Europe (King et al., 1998). The palaeogeography was therefore more similar to the southern margin of the Scandinavian ice-sheet, above the North Sea, Denmark, Germany and Poland. The preglacial Ordovician environments provided a specific topography, sloping N-NW, with very low slope gradients, from 0.2 to 0.4° (Beuf et al., 1971; Marante, 2008), inherited from structural basin configuration during the extensive tectonic regime initiated during the Cambrian (Robert-Charrue and Burkhard, 2008).

However, despite dissimilarities in terms of topographic configuration, the application of the Antarctic model to the Ordovician glaciation is relevant. The lowland configuration is important, because apart from specific ice-sheet dynamics, such as ice-streaming, which can be associated with grounded ice-sheet at high depth below sea-level (Canals et al., 2000), increasing sea-floor depth is the major limiting factor for ice-shelf extension (van der Veen, 2002). In addition, when the ice gradient is small, especially when the ice-sheet bed is flat, the grounding line rather consists of a transitional zone (i.e. grounding zone) from lightly grounded to barely floating ice, rather than a strictly defined line (Vaughan, 1995; Benn & Evans, 2010). The gentle slope gradient during the Ordovician could therefore have provided a favourable configuration for an extensive grounding zone and thus a very extensive lightly grounded ice-sheet, higher than ~30 km of extension recorded in Pine Island Glacier. In addition, the tunnel valley incision creates favourable configuration for subglacial accommodation space. In Alnif, the lightly grounded ice sheet only developed on the tunnel valley floor as suggested by the extension of FA2, within the valley margins while the interfluvies only record a sharp transition from conglomeratic facies (FA1) to massive siltstones facies (FA3). In spite of a deep (160m) tunnel valley incision, the subsequent infill does not show large-scale geometries such as clinoforms. For instance, gently dipping progradation (5°) of fan lobes are described in the Gargaf Arch palaeovalley (Le Heron et al., 2004) interpreted as an ice-contact fan system (Powell, 1990). The absence of similar deposits rather suggests that accommodation space was limited, preventing clinoforms to build.

Based on previous studies of Quaternary glacial deposits (Brodzikowski & van Loon, 1991; McCabe & O'Cofaigh, 1994; Lesemann et al., 2010; Clerc et al., 2012), and the depositional model presented above, some major characteristics of lightly grounded ice sheet environment can be listed. Sedimentary bodies are laterally confined within the tunnel valley incision and are not associated with coeval sedimentation above the interfluvies. Instead the lightly grounded ice sheet above the tunnel valley floor coincides with subglacial setting above the interfluvies. The limited accommodation space is recorded by a high sandstones amalgamation ratio, leading to predominant erosion surfaces over gradual changes between facies. In addition, siltstones and shales are subordinate facies. Likewise, high-energy channelised systems have to develop by overdeepening and frequent lateral migration while high fluid overpressures, associated with high-pressure channelised system are responsible for liquefaction of the water-saturated sediment. Finally, sedimentation and deformation processes are

penecontemporaneous as suggested by coupling-decoupling phases inferred from microfaulted single-sandstone beds.

6.2. Comparison with other tunnel valleys

In the Quaternary record, the internal architecture of tunnel valley infill is complex (e.g. Piotrowski, 1994), composed of major erosive surfaces or associated with successive generations of cross-cutting tunnel valleys (Stewart and Lonergan, 2011). However, basic infill geometry is quite similar in most of the tunnel valleys, and is composed of three main facies: 1) a chaotic basal facies, of variable thickness; 2) a well-stratified/layered facies in the middle to upper part of the valley infill, characterised by lateral onlaps over the valley margins (Kluiving et al., 2003); 3) a third facies, consisting of large-scale clinoforms dipping down-valley with downlap geometry over previous facies. This facies extends beyond the full width of the valley, but is not systematically present in all tunnel valleys (Kristensen et al., 2008).

Ordovician palaeovalleys have been reported from outcrop observations in Mauritania, Morocco, Algeria, Libya, Saudi Arabia and Jordan (Beuf et al., 1971; Vaslet, 1990; Ghienne and Deynoux, 1998; Ghienne et al., 2003; Le Heron et al., 2004; Eschard et al., 2005; Le Heron, 2007; Ghienne et al., 2007) as well as from subsurface exploration (Smart, 2000; Hirst et al., 2002; Moreau, 2011). In spite of similarities in the nature of the tunnel valley infill, these authors report major differences. Observations reveal polyphased infill with multiple erosion surfaces confined within the valley or several generations of tunnel valleys stacked one upon another. This pattern is linked to a complex history, reflecting successive ice-front positions, glacier dynamics and sediment supply (Ghienne, 2003).

Tunnel-valley infill is generally associated with ice-sheet retreat, which provides the large volumes of meltwater necessary for the formation of the incision (O Cofaigh, 1996). The sedimentary succession generally records the transition from subglacial to proglacial environments. Ghienne et al. (2003) emphasised the resemblance between Ordovician and Pleistocene architectural units in valley infill. Basal deposits generally consist of massive to cross-bedded conglomeratic facies of variable thickness, lying across the valley, from the centre to the flank. These deposits are interpreted as subglacial deposits (Ghienne and Deynoux, 1998) or high-energy, proximal, subaqueous fans at the ice-margin (Le Heron et al., 2004). In the Tassili N'Ajjers and in the Illizi Basin of Algeria, tunnel valleys display turbidite systems evolving upwards into storm-dominated, glaciomarine environments (Hirst, 2002). A similar transition is reported by Le Heron et al. (2004) in the Gargaf Arch, Libya, where tunnel-valley infill is mainly composed of fine-grained sediment, typical of hemipelagic settling, passing upwards to a storm-dominated shelf facies, in a proglacial environment. However, observations of the same zone led Ghienne et al. (2003) to a different interpretation. They inferred a

deglaciation sequence due to progressive shallowing from a proglacial subaquatic fan to delta deposits, evolving upwards into a fluvial braided system. Terrestrial glacio-fluvial infill has also been described in Mauritania (Ghienne and Deynoux, 1998) and in the upper part of a Moroccan tunnel valley in the Bou Ingarf area, with a fluvial meandering system evolving upwards into a shoreface depositional setting (Loi et al., 2010). Finally, outburst flood deposits in a proglacial outwash environments are inferred from climbing-dune cross-stratifications (Le Heron et al., 2006; Ghienne et al., 2010).

Glaciomarine environments are favourable to sediment preservation during deglaciation phases. Sediments are less likely to be remobilized and are stored because there is sufficient accommodation space. In continental settings, most sediment consists of aggrading glaciofluvial deposits which are preserved because of a sustained high rate of accommodation and coeval high rate of sediment supply associated with a glacio-eustatically dominated relative sea-level rise (Ghienne, 2003; Ghienne et al., 2010).

On the other hand, the inaccessibility of subglacial environments results in a lack of sedimentological models. Although the study of Quaternary and present-day subglacial systems bring insights into ice-sheet related environments, these depositional models must be adapted to the end-Ordovician palaeogeographic configuration. The Ordovician palaeogeography, characterised by very low slope gradients, is leading to potentially very extensive sub-ice-sheet environments. As a result, subglacial deposits are not necessarily limited to basal valley infill. In addition, subglacial facies are not restricted to coarse-grained facies and tillites, as generally postulated for Quaternary environments (Menzies & Shilts, 2003; Russell et al., 2003; Winsemann et al., 2007).

The Late Ordovician glacial record is quite unusual, dominated by sandstones, with a subordinate amount of conglomerate and fine-grained facies. These characteristics reflect the nature of the eroded substrate: Cambrian and Ordovician sandstones (Ghienne et al., 2007). Thus grain-size cannot provide direct information as to the position of the sediment source (i.e. proximal versus distal). Coarse-grained facies consisting of conglomeratic material are only provided by local erosion of the substrate during tunnel-valley formation. Therefore, the absence of coarse-grained facies does not preclude a subglacial depositional setting. Instead, subglacial evidence has to be determined from detailed sedimentological observation and flow dynamics.

6.3. Palaeogeography and Hirnantian glacial chronological model for south-eastern Morocco

Depositional environments deduced from the Alnif tunnel valley have wider implications for Hirnantian ice-sheet palaeogeography. Following the high-resolution time calibration published by Loi et al. (2010), the onset of glaciation is interpreted from ca. 444.5 Ma and has been correlated throughout North Africa (Ghienne et al., 2007). This first record of a glacial event in Morocco was followed shortly afterwards by the second re-advance of the ice sheet, between 444 Ma and the end of

the Hirnantian (443.7 Ma). This event represents the maximum ice-sheet extent over northern Gondwana (Loi et al., 2010), marked by the ice front reaching northern Morocco and Turkey. It is associated with glacial evidence such as glacial pavements and subglacial tunnel valleys (Destombes, 1968; Monod et al., 2003; Ghienne et al., 2007; Le Heron, 2007). The observations in Alnif tunnel valley presented in this study are tentatively correlated to the recent work by Loi et al (2010) in Bou Ingarf section. The following assumptions can be made:

Firstly, the occurrence of preglacial siltstones with limestones in the upper part of the Upper Ktaoua Fm. (Fig. 3) can be associated with a glacially influenced environment and correlated to the development of successive ice-sheets constrained in internal continental areas of Gondwana since the early Katian, prior to the glacial maximum extent (e.g. Unit 2 in Loi et al., 2010).

Secondly, Glacial Unit 1 (GU1) associated with the development of a large tunnel valley in Alnif can be correlated to the first glacial unit, associated with the development of tunnel valley network in Bou Ingarf (e.g. Unit 3 in Loi et al., 2010), and associated with the Ordovician Maximum Extent (OME) during the Hirnantian stage. This glacial advance was of a great extent, as the ice-sheet reached northern Morocco and Turkey (Monod et al., 2003; Le Heron et al. 2007; Ghienne et al., 2007a).

Thirdly, Glacial Unit 2 (GU2) in Alnif, overlying fluted surfaces (GP2) can be associated with the uppermost glacial unit in Bou Ingarf (Unit 4) which also develops over a glacial pavement. GU2, developed over glacial marine deposits (FA3) is associated with a second glacial advance, shortly after the OME. This observation therefore provides reliable evidence that, after the OME, the ice-front was once again located north of the study area, before the final withdrawal of the ice-sheet from the North-Gondwana regions.

7. Conclusions

The sedimentary succession exposed in Alnif is interpreted as a tunnel-valley system. The palaeovalley is characterised by two glacial pavements representing two major erosion surfaces, above which two glacial units develop. Five distinct facies associations, defined by sedimentological analysis, can be grouped into three depositional environments, based on their geometry, sedimentological and deformation structures and their stratigraphic position. These environments are defined by the position of the coupling line and the grounding zone, which in turns control variations in accommodation space.

- Upwards from the coupling line, a fully-grounded ice-sheet developed, with low accommodation space, high meltwater discharge and high fluid overpressure.
- Between the coupling line and the grounding zone, a lightly grounded ice-sheet developed, with vertically limited accommodation space (high amalgamation), but potentially good

lateral extension, constrained only by the shape and extension of subglacial cavities. Depositional processes were associated with high to moderate meltwater discharge.

- Downward from the grounding zone, proglacial and glaciomarine conditions prevailed, with high accommodation space and progressively predominant sea-water influence, away from the ice margin.

These results have implications for reservoir properties. The geometry of sedimentary bodies, controlled by the characteristics of the ice-sheet margin and the accommodation space, could represent potentially thick, laterally extensive units. This could well be of interest for reservoir architecture, since interpretation of depositional environments (whether subglacial or proglacial) could be predictive of the geometry of the tunnel-valley infill (underfilled *versus* overfilled). Finally, deformations related to fluid overpressure and ice weight may influence the dispersion of clay particles in the sediment, which in turn will affect early and middle diagenetic processes in sandstones.

8. Acknowledgments

The authors thank GDF Suez EPI for the funding of this study and for permission to publish this work. The work represents a contribution from the “SEDS” (Systèmes, Environnements et Dynamique Sédimentaire) research team in the Laboratoire Biogeosciences-UMR/CNRS 6282 at the University of Burgundy. The authors are very grateful to J.-F. Ghienne, D.P. Le Heron and Associate Editor F. Surlyk, for the guidance provided by their constructive review, which deeply improved the manuscript. We also take this opportunity to thank Carmela Chateau-Smith for carefully proofreading the English

9. References

- Allen, J.R.L., 1970. A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology* 14, 5–6.
- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis, *Development in Sedimentology* 30. Elsevier, Amsterdam.
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T., and Bentley, C. R., 1989. Sedimentation beneath ice shelves – the view from ice stream B. *Marine Geology* 85, 101–120.
- Álvarez, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J. and Vizcaíno, D., 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: Controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 20–36.
- Ashley, G.M., Southard, J.B., Boothroyd, J.C., 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29, 67–79.
- Benn, D.I. 1995. Fabric signature of subglacial till deformation, Breidamerjökull, Iceland. *Sedimentology* 42, 735–747.
- Bennett, M.R., Huddart, D. and Waller, R.I., 2006. Diamict fans in subglacial water-filled cavities - a new glacial environment *Quaternary Science Reviews* 25 (21-22), 3050–3069.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., de Charpal, O., Gariel, O. and Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara, sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection "Science et technique du pétrole", Institut Français du Pétrole, Paris.
- Biju-Duval B., Deynoux M., Rognon P., 1974. Essai d'interprétation des “fractures en gradins” observées dans les formations glaciaires précambriennes et ordoviciennes du Sahara. *Revue de Géographie Physique et de Géologie dynamique* 16, 503–512.
- Bindschadler, R.A., Vornberger, P., Gray, L., 2005. Changes in the ice plain of Whillans Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Glaciology* 51 (175), 620–636.

- Bindschadler, R., Choi, H., Wichlacz, A., Bingham R., Bohlander, J., Brunt, K., Corr, H., Drews, R., Fricker, H., Hall, M., Hindmarsh, R., Kohler, J., Padman, L., Rack, W., Rotschky, G., Urbini, S., Vornberger, S. and Young N., 2011. Getting around Antarctica : new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctica ice sheet created for the International Polar Year. *The Cryosphere* 5, 569–588.
- Black, R., Fabre, J., 1980. A brief outline of the geology of West Africa. *Episodes* 4, 17–25.
- Boulton, G.S., Caban, P.E., van Gijssel, K., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: Part I – Large scale patterns and Part II – Its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Science Reviews* 14, 545–587.
- Brodzikowski, K. and van Loon, A.J., 1991. Glacigenic Sediments. In: *Collection Development in Sedimentology*, vol. 19, Elsevier, Amsterdam.
- Brookfield, M.E., Martini, I.P., 1999. Facies architecture and sequence stratigraphy in glacially influenced basins: basic problems and water-level/glacier input-points controls (with an example from the Quaternary of Ontario, Canada. *Sedimentary Geology* 123, 183–197.
- Boyce, J.I., Eyles, N., 2000. Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 112, 98–118.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C. and Soulaïmani, S., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *Compte Rendus Geoscience* 338, 11–24.
- Canals, M., Urgeles, R., and Calafat, A.M., 2000. Deep sea floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology* 28, 31–34.
- Catania, G. and Paola, C., 2001. Braiding under glass. *Geology* 29, 259–262.
- Coe, A.L., Bosence, D.W.J., Church, K.D., Flint, S.S., Howell, J.A., Wilson, R.C.L., 2003. The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press and the Open University, Cambridge, UK.
- Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Desaubliaux, G. and Portier, E., 2012. Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. *Quaternary Science Reviews* 33, 142–164.
- Collinson, J.D., Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures*, third edition. Terra Publishing, Harpenden, Hertfordshire, England.
- Corr, H. F. J., Doake, C. S. M., Jenkins, A., and Vaughan, D. G., 2001. Investigations of an “ice plain” in the mouth of Pine Island Glacier, Antarctica, *Journal of Glaciology* 47 (156), 51–57.
- Cowan, E.A., Seramur, K.C., Cai, J. and Powall, R.D., 1999. Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. *Sedimentology* 46, 1109–1126.
- Coward, M.P., Ries, A.C., 2003. Tectonic development of North Africa basins. In: *Petroleum Geology of Africa : New Themes and Developing Technologies*. In: T.J. Arthur, D.S. MacGregor and N.R. Cameron (Eds), Special Publication 207, Geological Society, London, pp. 61–83.
- Davidson, L., Beswetherick, S., Craig, J., Eales, M., Fisher, A., Himmali, A., Jho, J., Mejrab, B., Smart, J., 2000. The structure, stratigraphy and petroleum geology of the Murzuq Basin, southwest Libya. In: Sola, M.A., Worsley, D. (Eds), *Geological Exploration in Murzuq Basin*, Elsevier Science, Amsterdam, pp. 295–320.
- Denis, M., Guiraud, M., Konaté, M., Buoncristiani, J.-F., 2010. Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). *International Journal of Earth Sciences* 99 (6), 1399–1425.
- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Konaté, M., Ghienne, J.-F., Guiraud, M., 2007. Hirnantian glacial and deglacial record in SW Djado Basin (NE Niger). *Geodinamica acta* 20 (3), 177–195.
- Destombes, J., 1968. Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2e Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 267, 684–686.
- Destombes, J., Hollard, D.H. and Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic Rocks of Morocco. In: C.H. Holland (Ed.), *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa. Lower Palaeozoic rocks of the World*. John Wiley and Sons, New York, pp. 91–336.
- Deynoux, M., 1980. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. PhD Thesis, Université Aix-Marseille, St Jérôme, Marseille.
- Douillet, G., Ghienne, J.-F., Géraud, Y., Abueladas, A., Diraison, M. and Al-Zoubi, A., 2012. Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan. *Geological Society, London, Special Publication* 368, first published March 8, 2012; doi/10.1144/SP368.4.
- El-Ghali, M.A.K., Mansurberg, H., Morad, S., Al-Asam, I., Ramseyer, K., 2006. Distribution of diagenetic alterations in glaciogenic sandstones within a depositional facies and sequence stratigraphic framework: Evidence from the Upper Ordovician of the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology* 190(1–4), 323–351.
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.-M., Bouatmani, R., Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology* 156, 185–212.
- Ennih, N. et Liégeois, J., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112 (3–4): 289–302.
- Eschard, R., Abdallah, H., Braik, F., Desaubliaux, G., 2005. The Lower Palaeozoic succession in the Tassili outcrops, Algeria: sedimentology and sequence stratigraphy. *First Break* 23, 27–36.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A., 2006. Subglacial till: formation, sedimentary

- characteristics and classification. *Earth Science Reviews* 78, 115–176.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of western Mediterranean. *Tectonics* 19 (4), 740–761.
- Ghienne, J.-F., 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 189, 117–145.
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., 1998. Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedimentary Geology* 119, 141–159.
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., Manatschal, G. and Rubino, J.-L., 2003. Palaeovalleys and fault-controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 1091–1100.
- Ghienne, J.-F., Le Heron, D., Moreau, J., Denis, M. and Deynoux, M., 2007. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. In: M. Hambrey, P. Christoffersen, N. Glasser, P. Janssen, B. Hubbard and M. Siegert (Eds.), *Glacial Sedimentary Processes and Products*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 39, pp. 295–319.
- Ghienne, J.-F., Girard, F., Moreau, J., Rubino, J.-L., 2010. Late Ordovician climbing-dune cross-stratification: a signature of outburst floods in proglacial outwash environments? *Sedimentology* 57(5), 1175–1198.
- Girard, F., Ghienne, J.-F., Rubino, J.-L., 2012. Channelized sandstone bodies ('cordons') in the Tassili N'Ajjer (Algeria & Libya) : snapshots of a Late Ordovician proglacial outwash plain. *Journal of the Geological Society, Special Publication* 368, first published online March 8, 2012. doi 10.1144/SP368.3.
- Hambrey, M.J., 1985. The Late Ordovician-Early Silurian glacial period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 51, 273–289.
- Hamoumi, N., 1999. Upper Ordovician glaciation spreading and its sedimentary record in Moroccan North Gondwana margin. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 43, 111–114.
- Harms, J.C., Southard, J.B., and Walker, R.G., 1975. Structure and sequence in clastic rocks. *Lecture Notes, SEPM short course* 9, Calgary.
- Hiesmtra, J.F., Zaniwski, K., Powell, R.D. and Cowan, E.A., 2004. Strain signatures of fjord sediment sliding: micro-scale examples from Yakutat Bay and Glacier Bay, Alaska, USA. *Journal of Sedimentary Research* 74, 760–769.
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., Westlake, I.R., 2002. Tunnel valleys and density flow processes in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria : influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology* 25, 297–324.
- Hiscott, R.N., 1994. Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 64, 209–214.
- Hornung, J.J., Asprion, U., Winsemann, J., Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. *Sedimentary Geology* 193, 167–192.
- Huuse, M., Lykke-Andersen, H., 2000. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quaternary Science Reviews* 19, 1233–1253.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Morris, W.R., 2011. Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. *Sedimentology* doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01283.x
- Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 971–984.
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., 2006. Buried and open tunnel valleys in Denmark--erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 25, 1339–1363.
- King, E.L., Haflidason, H., Sejrup, H.P., Løvlie, R., 1998. Glacigenic debris flows on the north sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology* 152, 217–246.
- Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Geological Society, London, Special Publication* 94, 31–49.
- Kluiving, S.J., Aleid Bosch, J.H., Ebbing, J.H.J., Mesdag, C., Westerhoff, R.S., 2003. Onshore and offshore seismic and lithostratigraphic analysis of deeply incised Quaternary buried valley-system in the Northern Netherlands. *Journal of Applied Geophysics* 53, 249–271.
- Kordi, M., Turner, B., Salem, A.M.K., 2011. Linking diagenesis to sequence Stratigraphy in fluvial and shallow marine sandstones: Evidence from the Cambrian-Ordovician lower sandstone unit in southwestern Sinai, Egypt. *Marine and Petroleum Geology* 28(8), 1554–1571.
- Kristensen, T.B., Piotrowski, J.A., Huuse M., Clausen, O.R., Hamberg, L., 2008. Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea – the role of glaciohydraulic supercooling. *Earth Surface Processes and Landforms* 33(4), 546–559.
- Le Heron, D.P., 2007. Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology* 201, 93–110.
- Le Heron, D.P., Craig, J., 2008. First-order reconstructions of a Late Ordovician Saharan ice sheet. *Journal of the Geological Society of London* 165, 19–29.
- Le Heron, D.P., Sutcliffe, O.E., Bourgeois, K., Craig, J., Visentin, C., Whittington, R.J., 2004. Sedimentary architecture of the Upper Ordovician tunnel valley,

- Gargaf Arch, Libya : Implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GeoArabia* 9, 137–160.
- Le Heron, D.P., Craig, J., Sutcliffe, O.E., Robert Whittington., 2006. Late Ordovician glaciogenic reservoir heterogeneity: An example from the Murzuq Basin, Libya. *Marine and Petroleum Geology* 23, 655–677.
- Le Heron, D.P., Ghienne, J.-F., El Houicha, M., Khoukhi, Y., Rubino, J.-L. 2007. Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 200–226.
- Lesemann, J.-E., Alsop, G.I., Piotrowski, J.A., 2010. Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. *Quaternary Science Reviews* 29, 3212–3229.
- Loi, A., Ghienne, J. F., Dabard, M. P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., Elaouad, Debbaj, Z., Gorini, A., Vidal, M., Videt, B., Destombes, J. 2010. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296 (3–4), 332–358.
- Lowe, D.R., 1975. Water escapes structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204.
- Lowe, D.R., LoPiccolo, R.D., 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 484–501.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D.
K., Storch, P., Fitches B. 2000. Lower Silurian “hot shales” in Northern Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Science Reviews* 49, 121–200.
- Marante, A. 2008. Architecture et dynamique des systèmes sédimentaires silico-clastiques sur la "plate-forme géante" nord-gondwanienne - L'Ordovicien moyen de l'Anti-Atlas marocain. PhD Thesis, Université Michel Montaigne Bordeaux 3, Bordeaux, France.
- McCabe, A.M., Ó Cofaigh, C. 1994. Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 91, 57–95.
- McDougall, N., Martin, M., 2000. Facies models and sequence stratigraphy of Upper Ordovician outcrops in the Murzuq Basin, SW Libya. In: M.A. Sola and D. Worsley (Editors), *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier Science, pp. 223–236.
- Menzies, J. and Shilts, J., 2002. Subglacial environments. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth Heinemann, Oxford, pp. 183–278.
- Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J.-F., Dean, W.T., Günay, Y., Le Hérisse, A., Paris, F., Robardet, M., 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova* 15, 249–257.
- Moreau, J., 2011. The Late Ordovician deglaciation sequence of the SW Murzuq Basin (Libya). *Basin Research* 23 (4), 449–477.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Mutti, E., Tinterro, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20, 733–755.
- O'Brien, P.E., De Santis, L., Harris, P.T., Domack, E., Quilty, P.G., 1999. Ice shelf grounding zone features of western Prydz Bay, Antarctica: sedimentary processes from seismic and sidescan images. *Antarctic Science* 11, 78–91.
- Ó Cofaigh, C., 1996. Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography* 20, 1–19.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Allen, C.S., Hiemstra, J.F., Pudsey, C.J., Evans, J., Evans, D.J.A., 2005. Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews* 24, 709–740.
- Page, A., Zalasiewicz, J., Williams, M., Popov, L., 2007. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustasy in the Early Palaeozoic Icehouse?. in: Williams, M., Haywood, A.M., Gregory, F.J., Schmidt, D.N. (Eds.), *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. Special Publication of the Geological Society of London, The Micropalaeontological Society, pp. 123–156.
- Piotrowski, J.A., 1997. Subglacial hydrology in northwestern Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys, and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews* 16(2), 169–185.
- Piotrowski, J.A., 2006. Groundwater under ice sheets and glaciers. In: Knight, P.G. (Ed.), *Glacier science and environmental change*. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 50–59.
- Piqué, A. 2001. *Geology of Northwest Africa, Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*, 29. Gebrüder Borntraeger.
- Posamentier, H.W. and Walker, R.G., 2006. Facies model revisited. *SEPM Special Publication* 84, SEPM, Tulsa, Oklahoma, USA, 527p.
- Powell, R.D., 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D., (Eds.), *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publication 53, pp. 53–73.
- Powell, R.D. and Cooper, J.M., 2002. A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. In: Dowdeswell, J.A. and O Cofaigh, C. (Eds.), *Glacier-Influenced Sedimentation on High Latitude Continental Margins*. Geological Society, London, Special Publications 203, 215–244.
- Pugin, A., Pullan, S.E., Sharpe, D.R., 1996. Observation of tunnel channels in glacial sediments with shallow land-based seismic reflection. *Annals of glaciology* 22, 176–180.
- Robert-Charreau, C., Burkhard, M. 2008. Inversion tectonics, interference pattern and extensional fault-related

- folding in the Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Swiss Journal of Geoscience* 101, 397–408.
- Russell, H.A.J., Arnott, R.W.C., Sharpe, D.R., 2003. Evidence of rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, Southern Ontario, Canada. *Sedimentary Geology* 160, 33–55.
- Seilacher, A., 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer, 226p.
- Shaw, J. and Gorrell, G., 1991. Subglacially formed dunes with bimodal and graded gravel in the Trenton drumlin field, Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire* 45, 21–34.
- Smart, J., 2000. Seismic expressions of depositional processes in the upper Ordovician succession of the Murzuq Basin, SW Libya. In: Sola, M.A. and Worsley, D., (Eds.), *Geological Exploration of the Murzuq Basin*. Elsevier, Amsterdam, pp. 397–416.
- Stewart, M.A., Lonergan, L., 2011. seven glacial cycles in the middle-late Pleistocene of northwest Europe: Geomorphic evidence from buried tunnel valleys. *Geology* 39 (3), 283–286.
- Sutcliffe, O.E., Dowdeswell, J.A., Whittington, R.J., Theron, J.N., Craig, J., 2000. Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity of Earth's orbit. *Geology* 28, 967–970.
- Sutcliffe, O.E., Harper, D.A.T., Ait Salem, A., Whittington, R.J., Craig, J., 2001. The development of an atypical Hirnantia-brachiopod Fauna and the onset of glaciation in the late Ordovician of Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 92, 1–14.
- Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, I., Fiet, N., 2010. Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of Sedimentary Research* 80(12), 1068–1084.
- Vaslet, D., 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes* 13, 147–161.
- van der Veen, C.J., 2002. Calving glaciers. *Progress in Physical Geography* 26 (1), 96–122.
- Vaughan, D.G., 1995. Tidal flexure at ice sheet margins. *Journal of Geophysical Research* 100 (B4), 6213–6224.
- Villas, E., Vizcaíno, D., Álvaro, J.J., Destombes, J. and Vennin, E., 2006. Biostratigraphic control of the latest-Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods. *Geobios* 39, 727–737.
- Walder, J.S., Fowler, A., 1994. Channelised subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology* 40, (134), 3–15.
- Winsemann, J., Asprion, U., Meyer, T. And Schramm, C., 2007. Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany. *Sedimentary Geology* 193, 105–129.

4.3. Principales conclusions.

Cette étude intégrée de l'architecture à basse résolution (échelle réservoir), des faciès sédimentaires et des déformations a permis de définir un modèle de dépôt pour le remplissage de la vallée tunnel ordovicienne d'Alnif (Figure 3.38). La comparaison avec les environnements glaciaires actuels en Antarctique permet de définir trois grands environnements de dépôt associés à une marge glaciaire en domaine marin, et définis par la position respective de la ligne de couplage (*coupling line*) et de la zone d'échouage de la calotte (*grounding zone*) :

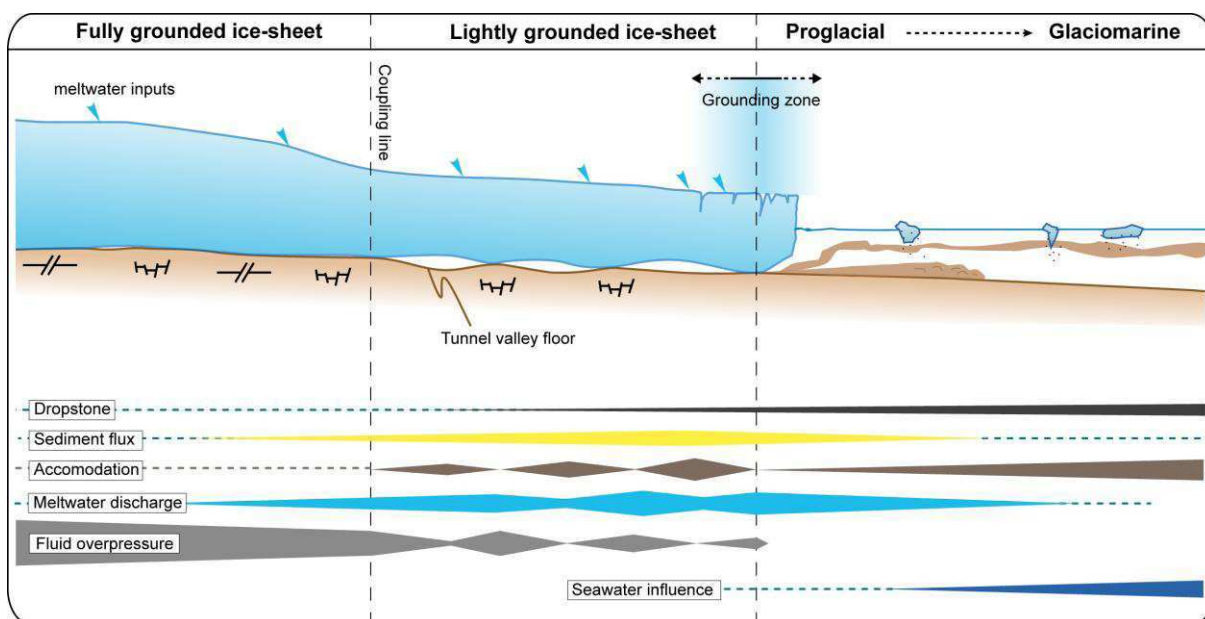


Figure 3.38 : Localisation et caractéristiques des environnements de dépôt associés au remplissage de la vallée tunnel d'Alnif

Un environnement proglaciaire ou glaciomarin (FA3 & FA5), situé au front de la calotte glaciaire au-delà de la zone d'échouage. Cet environnement glaciomarin se caractérise par une influence limitée des flux de sédiments et d'eau douce en provenance du glacier. Le milieu de dépôt déconfiné se caractérise par un espace d'accommodation important. L'influence de l'eau de mer sera en revanche plus importante, voire prédominante, permettant le développement de conditions écologiques favorables à l'installation de faune.

Un environnement sous-glaciaire (FA1) lorsque la calotte est majoritairement couplée au substrat, en amont de la ligne de couplage. L'espace d'accommodation est très limité, et les surpressions fluides associées au drainage des eaux de fonte sous pression, sont très importantes. Les dépôts présenteront des caractéristiques héritées du couplage prédominant entre la glace et le substrat.

Un environnement sous-glaciaire transitionnel (FA2 et FA4) entre ces deux environnements classiques, et qui se caractérise par un couplage incomplet entre la glace et le substrat. Par analogie avec la calotte Antarctique cet environnement est nommé ‘*Lightly Grounded Ice-Sheet*’.

Ces résultats montrent qu’une part importante du remplissage sédimentaire peut se faire dans ce contexte sous-glaciaire. L’environnement sous-glaciaire représente un espace d’accommodation non-négligeable, hérité de l’incision initiale de la vallée tunnel. Les implications sur l’architecture et les qualités réservoir sont importantes. En effet, la morphologie de l’espace d’accommodation sous-glaciaire contrôle la géométrie du corps sédimentaire et les variations de pression fluide caractéristiques de l’environnement sous-glaciaire influencent également le transfert de fluide et la redistribution de particules dans le sédiment et donc son évolution diagénétique et ses futures propriétés réservoirs ([Tournier et al., 2010](#)).

5. Processus de dépôt et architecture sédimentaire associés à l'environnement sous-glaciaire

5.1. Objectifs

Le but de cette deuxième étude est de détailler l'architecture sédimentaire et définir les processus sédimentaires qui sont associés à l'environnement sous-glaciaire transitionnel (*Lightly Grounded Ice Sheet*) mis en évidence et présenté dans l'article précédent. L'objectif est de dresser la liste des caractéristiques géométriques, sédimentologiques et de déformation qui permettront de discriminer les faciès sous-glaciaires des faciès proglaciaires.

Dans cet article en préparation, les principaux résultats de la première étude (Article 2) sont synthétisés, puis une description détaillée des faciès associés à l'environnement sous-glaciaire est présentée. Afin de d'illustrer les relations stratigraphiques entre les différentes associations de faciès, un tableau de synthèse les regroupant est proposé.

Outre la définition de séquences de dépôt caractéristiques de cet environnement sous-glaciaire transitionnel, l'enregistrement sédimentaire permet de discuter des modalités de l'ennoiment de la vallée tunnel lors de la transition sous-glaciaire/glaciomarin, ainsi que le lien entre l'enregistrement sédimentaire et la dynamique glaciaire lors de la phase de retrait de la calotte glaciaire hirnantienne.

5.2. Article en préparation

Specificities of subglacial depositional processes under a lightly grounded ice-sheet in an Ordovician tunnel valley, South Anti-Atlas, Morocco.

Sylvain Clerc^{a,b}, Jean-François Buoncristiani^a, Guy Desaubliaux^b, Michel Guiraud^a, Eric Portier^b

^aLaboratoire Biogeosciences UMR/CNRS 6282 Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel, 21000 DIJON, France

^bGDF Suez EPI, 1 place Samuel de Champlain – Faubourg de l'Arche 92930 Paris La Défense Cedex – France

Corresponding author. Sylvain Clerc Laboratoire Biogeosciences, Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel 21000 Dijon – France. Phone 0033(0)156654985

Abstract

Alnif tunnel valley is located in the south anti-atlas region, in Morocco. It is associated with the Ordovician glaciation, that extending over Gondwana palaeo-continent. The glacial sedimentary record consists of two major glacial incisions above which develop two glacial units associated with two cycles of glacial advance and retreat. Each of these glacial units show evidences for subglacial depositional environments under a lightly-grounded ice-sheet, which is the area located between fully-grounded ice-sheet, where processes are mostly dominated by deformation and the proglacial environment, beyond the grounding line. In the first glacial unit, the subglacial facies consists of turbiditic-like facies, associated with laminar to turbulent flows, recorded typical depositional sequences made of planar and current ripple-cross laminations. This facies is interpreted as a glaciturbidite facies. This facies progressively fill the initial topography created by the tunnel valley incision and thus is associated with moderate accommodation space. The second glacial unit is developed over glaciomarine deposits that completely overfilled any remnant topography inherited from the valley incision. This subglacial facies is composed of cavities or channels linked to each other towards a major channel system. This forms a dendritic, arborescent canal braided network. Here, this subglacial facies develops by lateral shifting and overdeepening, demonstrating low accommodation space. Based on these results, synthetic depositional sequences are defined which should help to discriminate between subglacial and proglacial depositional environments in Ordovician glacial sedimentary successions. This study also demonstrates that subglacial accommodation space can accommodate substantial amount of sediment and provides information on sedimentary architecture related to the tunnel valley infill. Finally, the sedimentary architecture also illustrates differences in the glacial dynamic associated with the two deglacial stages: a episodic or staggered retreat towards the maximum interglacial and a rapid retreat leading to the final deglaciation and the Silurian flooding.

Keywords: Ordovician, tunnel valley, sedimentary processes, facies, architecture, subglacial, braided canal network, glaciturbidite

INTRODUCTION

The sedimentary record of the Late Ordovician (Hirnantian) glaciation was first described during the early seventies (Beuf *et al.*, 1971; Rognon *et al.*, 1968, Biju-Duval *et al.*, 1974) but received considerable attention over the last decades (Ghienne and Deynoux, 1998; Ghienne, 2003 ; Monod *et al.*, 2003; Le Heron *et al.* 2004, 2006; Clark-Lowes, 2005; El Ghali, 2005; Denis *et al.*, 2007; Ghienne *et al.* 2007, 2010; Le Heron & Craig, 2008; Le Heron, 2010). The objectives have been to reconstruct the ice-sheet extent and dynamics. The Ordovician glacial record locally exhibits palaeovalleys, also referred to as tunnel valleys, similarly to that of subglacial valley networks associated with former Laurentide ice sheet (Wright, 1973; Patterson 1994, Clayton *et al.* 1999, Pugin *et al.* 1999) and European ice sheets (Woodland, 1970, Ehlers *et al.* Wingfield, 1991, Huuse *et al.* Lykke-Andersen, 2000; Jørgensen *et al.* 2003;

Stewart and Lonergan, 2011). Tunnel valleys have been described as large and elongated depressions, generally cut into soft sediments by pressurized meltwaters. They play an important role in the control of the hydraulic system below the ice sheets, because they represent major drainage pathways for subglacial meltwaters (Ó Cofaigh, 1996; Huuse et Lykke-Andersen, 2000; Jørgensen et Sandersen, 2006; Boulton et al., 2007a,b; 2009; Piotrowski et al., 2009). Hydrocarbon exploration led to further investigations of Ordovician tunnel valleys since the glacial facies are frequently sandstone-dominated deposits and represent important hydrocarbon reservoirs (Le Heron et al., 2009). They are overlain by organic-rich Silurian “hot shales”, which represent hydrocarbon source and seal in North African basins (Lüning et al., 2000).

Few studies provided detailed analysis of sedimentary architectures and depositional processes of tunnel valley infill (Le Heron et al., 2004; Ghienne et al., 2003; Hirst et al., 2002; Ghienne and Deynoux 1998). They concluded that the bulk of sediment was deposited during the deglaciation phase, and was associated either with glaciomarine or glaciofluvial depositional environments. These results also provided additional material that enable to define synthetic sedimentological model for predicting the potential reservoir architecture and properties.

The subglacial sedimentation is generally underrepresented in both the Ordovician and the Quaternary sedimentary record. Subglacial processes are associated with conglomerates and very coarse-grained facies, generally restricted to the basal infill (Beuf et al., 1971; Vaslet, 1990; Ghienne and Deynoux, 1998; Hirst et al., 2002; Ghienne 2003). However, recent and present-day observations of ice-sheets demonstrate the possibility for extensive subglacial accommodation space, beneath a lightly grounded ice-sheet with the ice-bed interface forming a complex mosaic of grounded and ungrounded zone (Corr et al., 2001; Bindshadler et al., 2005; 2011). These conditions offer potential accommodation space available for sedimentation, and few authors described extensive sedimentary deposits inferred from subglacial origin, either associated with suspension settling in water-filled cavities or related to traction processes (Gibbard, 1980; Brodzikowski and van Loon, 1991; McCabe and Ó Cofaigh, 1994; Boyce and Eyles, 2000; Bennett et al., 2006; Lesemann et al., 2010; Clerc et al., 2012). A deeper understanding of depositional processes in subglacial environment is of a major interest for hydrocarbon exploration and production. The sedimentary architecture is controlled the variations of accommodation space which is driven by specific controlling factors, different from conventional clastic environments (Brookfield and Martini, 1999; Powell and Cooper; Benn & Evans, 2010). Besides, early and middle diagenetic processes are also specific in subglacial depositional environments, because of pressurized meltwater circulation and subsequent fluid expulsion within sandy subglacial soft sediments (Tournier et al., 2010).

In a recent contribution, [Clerc et al. \(accepted\)](#) defined three distinct depositional environments associated with Alnif tunnel valley infill, namely a subglacial environment, a proglacial environment and a new transitional subglacial environment, under a lightly grounded ice-sheet. The present paper focuses on these subglacial deposits, in order to highlight specific geometry and depositional processes occurring under a lightly-grounded ice-sheet. Facies and facies associations are described in details and support the description of the architecture of the main valley infill. The objectives are to assess sedimentological characteristics associated with subglacial meltwaters, sediment transfer and subsequent deposition, within a confined subglacial accommodation space. The results also offer new insights into the sedimentary record of the tunnel valley flooding during the deglaciation phase, at the transition from subglacial to proglacial environments. Finally, we discuss the implications of both depositional processes and sedimentary architecture of the tunnel valley infill and the potential link with glacial dynamics during the ice-sheet retreat stages.

PALAEOGLACIAL AND GEOLOGICAL SETTINGS

The Late Ordovician glaciation

During the Late Ordovician, the glaciation onset led to rapid and drastic sea-level fall and the development of an ice-sheet ([Figure 1](#)). Gondwana was located in southern high latitudes and was covered by an 8,000 km-wide and several kilometre-thick, polar ice-sheet, with the North Pole located above Mauritania/Mali ([Torsvik and Cocks, 2012](#)). According to most of the reconstructions the ice-front fluctuated over the present-day North-Africa and Arabia boundaries, the Ordovician maximum extent reached Northern Morocco and Turkey area ([Ghienne et al., 2007](#)), while the ice-front retreated up to 2000 km southwards in Niger during interglacial periods ([Denis et al., 2007](#)). The present work focuses on the South Anti-Atlas region in Morocco, located north of the Gondwana continental platform, in a region expected to be marginal to the ice-sheet.

In South Anti-Atlas region, the resulting Ordovician succession is composed by three lithostratigraphic groups: the First Bani Group, from the latest Middle Ordovician to earliest Upper Ordovician; the Ktaoua Group corresponding to a shaly dominated succession for the Upper Ordovician and finally the Hirnantian, Second Bani Group. A complete sequence for the second Bani Group is described in the South East Morocco, between Foug Larjamme and Bou Ingarf ([Destombes et al., 1985](#), [Sutcliffe et al. 2001](#), [Le Heron, 2007](#); [Loi et al., 2010](#)), [Figure 3](#)). The Second-Bani group consists of preglacial Lower formation of the Second-Bani Group, characteristic of estuarine environments, and is unconformably overlain by the glacigenic Upper

Formation of the Second-Bani Formation, characterised by the development of tunnel valleys stacked one upon another (Loi et al., 2010).

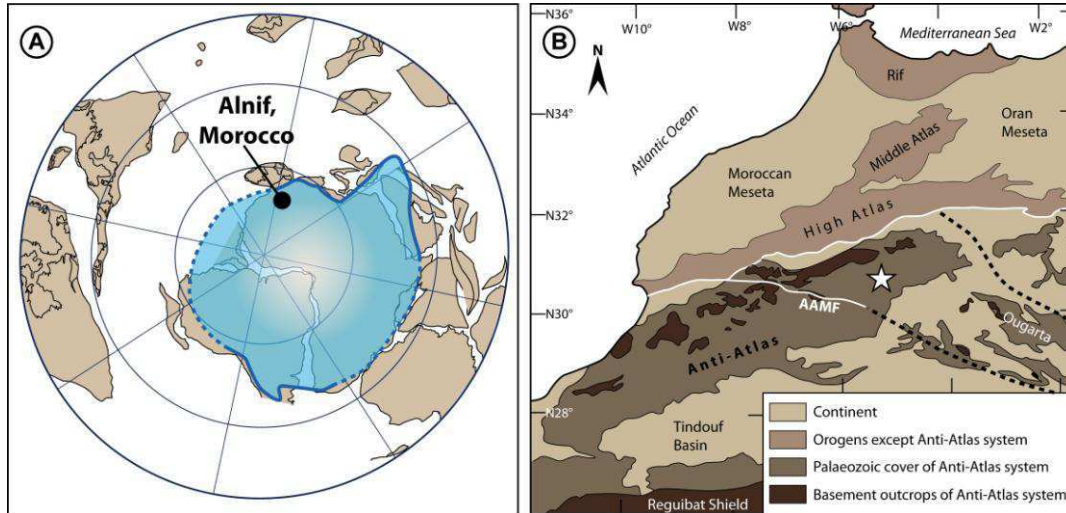


Figure 1: Location of the study area during the Late Palaeozoic glaciation. A) Palaeogeographic reconstruction for the latest Ordovician (~440 Ma) adapted from Cocks and Torsvik, (2002). The Hirnantian ice-sheet extent is modified from Ghienne et al., (2007). B) Simplified geological map of Morocco, with the position the position of the Anti-Atlas Major Fault (AAMF) and the location of the study area (After Robert-Charrue and Burkhard, 2008)

The Ordovician glacigenic succession strikingly contrasts from Quaternary recent or actual glacial deposits as it mostly consists of generally fine-grained facies and sandstones throughout the North Gondwana (Beuf et al., 1971; Ghienne et al., 2007; Le Heron et al., 2004). The present-day structural configuration in Southern Anti-Atlas mostly results from Phanerozoic tectonic events, and differs from the end-Ordovician basin characteristics (Burkhard et al., 2006). Instead, the ice-sheet developed over a wide epicontinental Gondwana platform which was characterized by the absence of major relief, except in the Hoggar region, nearly 2000 km south from the study area. The unlithified continental to marine fine-grained deposits (clays and sands) represent unfavourable conditions for the production of coarse-grained deposits in the Late Ordovician record (Ghienne et al., 2007).

Geological setting

Preglacial stratigraphic framework

In Alnif, the preglacial succession starts with the Ktaoua Group, which is composed by the Lower-Ktaoua, the Upper-Tiouririne and the Upper-Ktaoua formations (Villas et al., 2006; Alvaro et al., 2007; Figure 2). They consist of sandstones beds alternating with shale-dominated intervals, associated with inner platform and storm-dominated environments. Two major

flooding surfaces are indentified, namely KT2 and KT7, associated with the upper limits of the Lower-Ktaoua Fm and the Upper-Tiouririne Fm. respectively.

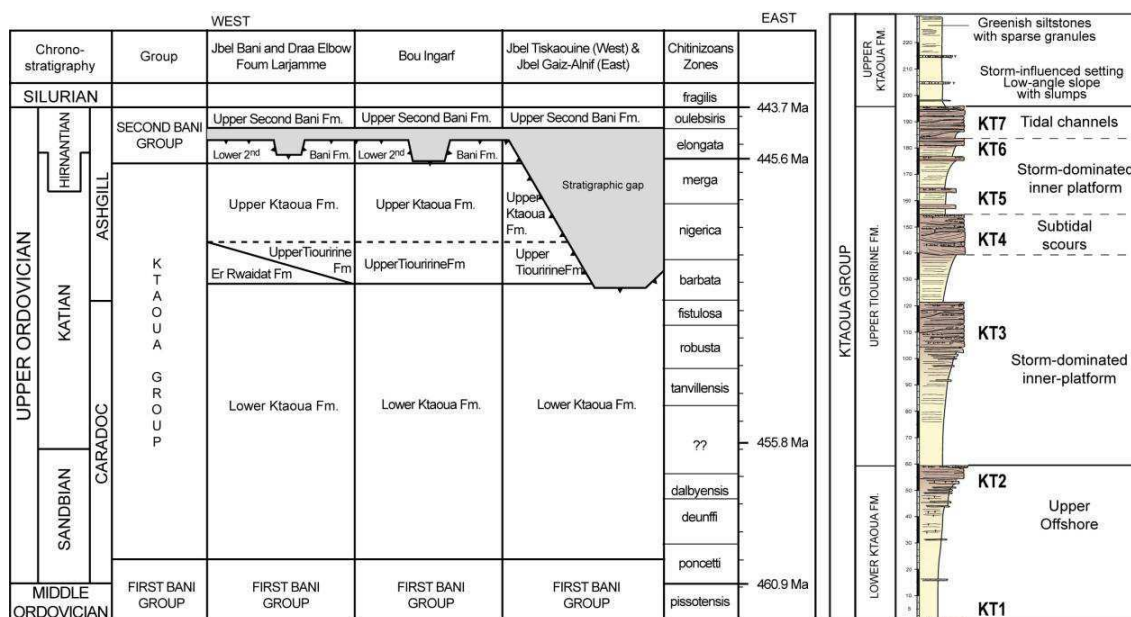


Figure 2: Upper Ordovician stratigraphic correlation between Fom Larjamme and Alnif (Adapted from Villas et al., 2006; Álvaro et al., 2007; Loi et al., 2010). The preglacial sedimentary record in Alnif is presented, illustrating the characteristic sandstones units numbered KT1 to KT7. Depositional environments are from Álvaro et al., (2007).

Glacial depositional setting

Cartographic fieldwork revealed a major unconformity separating the preglacial and glacial successions (Figure 3). This surface represents a glacial pavement (GP1) corresponding to the tunnel valley incision. The valley is about 5km wide, is oriented SSE to NNW and incises the Upper Ordovician series between Lower- to Upper-Ktaoua formations. The incision is about 180m at the deepest point but shows side slope averaging 10° with steepness locally exceeding 20° on the southern flank of the palaeovalley. GP1 displays glacial features such as a smooth, polished and streamlined sandy flutes, oriented N300-330. They are up to 2.5m of length, about 1m in width and less than 80cm in height, and are characterized by a low elongation ratio. The valley infill consists of two glacial units separated by a second glacial unconformity displaying fluted morphology oriented N340. The tunnel valley is overfilled, with Glacial Unit 1 (GU1) and Glacial Unit 2 (GU2) preserved inside and outside the tunnel valley margins.

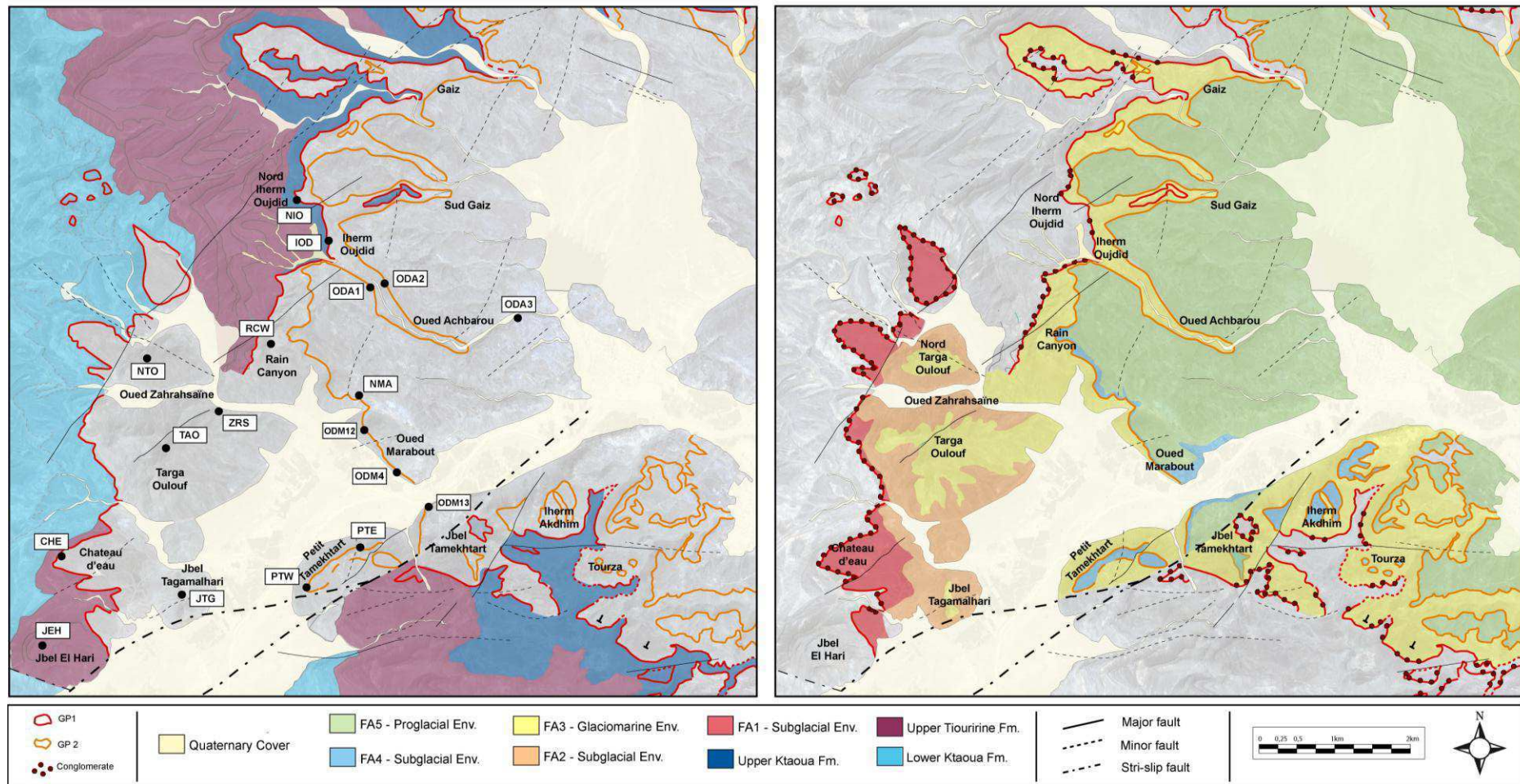


Figure 3 : Geological map of Alnif tunnel valley and the surrounding areas. A) Preglacial series from the Upper Ktaoua Group; The map show the glacial incision, reaching the Lower Ktaoua Fm. The position of logs sections is indicated. B) Detail map of the glacial series in Alnif tunnel valley and above the interfluvies, illustrating both the two glacial pavements (GP1 and GP2) and the extension of the five major facies association (FA1 to FA5). See the text for further description.

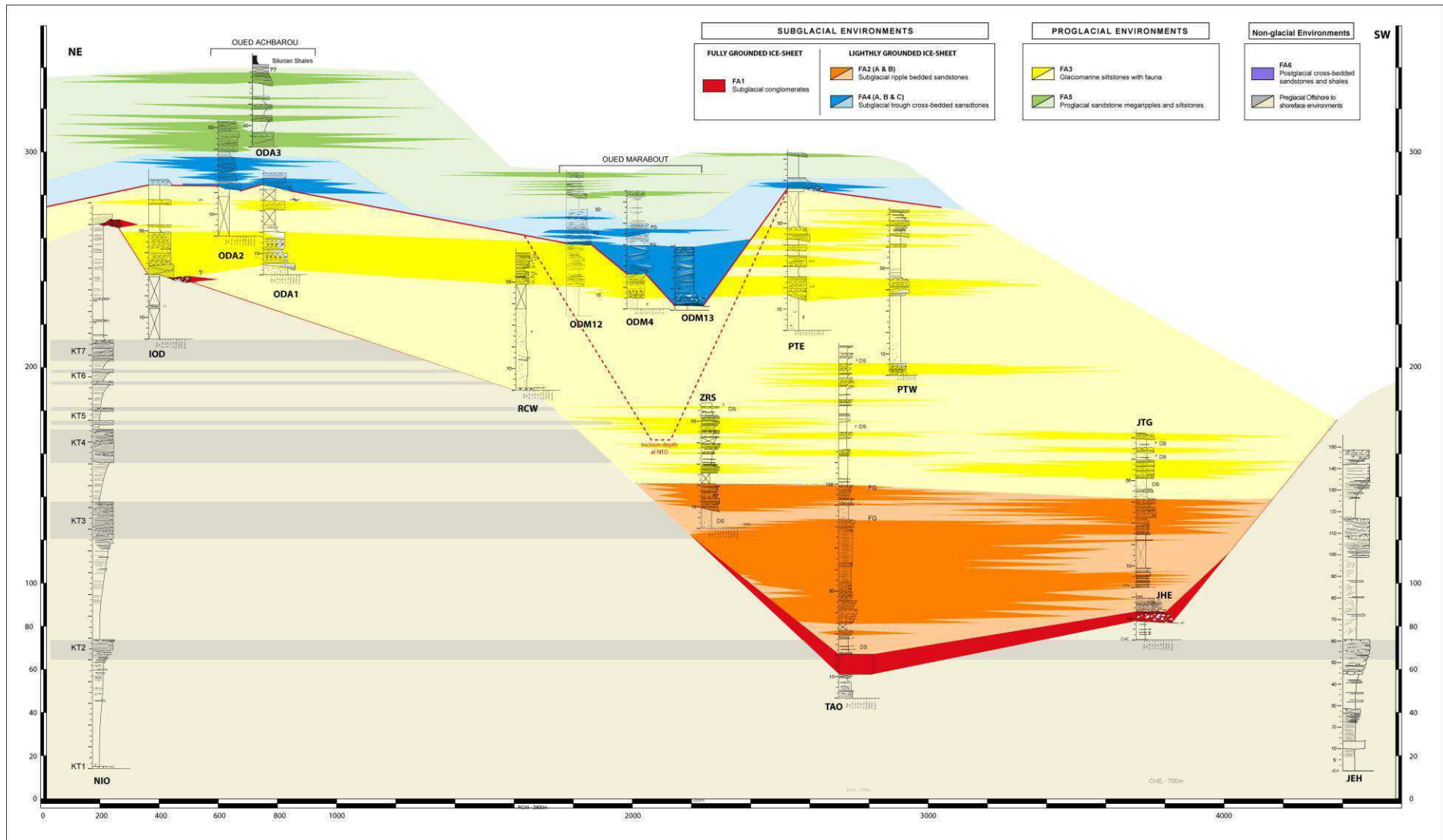


Figure 3 : NE to SW correlation of logged sections through the tunnel valley infill, illustrating the distribution of six major facies associations and depositional environments. This transect is a synthetic combination of two distinct correlation transects through GU1 and GU2 respectively.

Alnif tunnel valley infill can be divided into 6 major facies associations, characterised by distinct geometries, sedimentary and deformation structures and related either to subglacial (FA1, FA2 and FA4), proglacial (FA3 and FA5) or post-glacial (FA6) environments (Clerc et al., accepted). In Figure 4, a synthetic cross-section illustrates the distribution of the six major facies associations, although FA6 is very poorly exposed. Due to the structural configuration and differential erosion, GU1 is mainly visible in the north-western part of the study area, while GU2 is only preserved out in the southern and eastern areas. The correlation adopts the base of the KT2 horizon as datum. This horizon corresponds to the base of the Upper-Tiouririne Fm., interpreted as a major regional flooding surface (Álvarez et al., 2007). Within the tunnel valley infill the flattening is based on the massive siltstones facies association (FA3) which corresponds to the interstadial/interglacial period with a major flooding. In addition, cross-sections are located on the northern part of the study area, in order to avoid any distortion due to the sinistral, strike-slip fault located South of Jbel Tagamalhari (Figure 3). The synthetic cross-section is composed of two distinct transects across the valley through each glacial unit, combined into one single transect in order to better illustrate the sedimentary architecture of the tunnel valley infill.

By analogy with present-day Antarctic ice-sheet margins, Clerc et al. (accepted) defined three distinct depositional environments, based on the position of the grounding line (or grounding zone) and the coupling line. A *fully-grounded ice-sheet* develops landwards, beyond the coupling line, where ice-bed coupling is predominant. The volume of meltwaters and the accommodation space are both limited. Consequently, fluid overpressure is high to very high and sedimentation and deformation processes will be limited to erosion, plastering of diamictite/conglomerate with important clast re-arrangement under simple shear strain, and affected by extensive fluid pressure deformation (FA1). A *proglacial environment* (FA3 and FA5), located seaward beyond the grounding zone, where the ice-sheet is fully floating (ice-shelf) or absent. Accommodation space is high, and sedimentation processes are influenced by glacial sediment input, decreasing away from the sediment entry point. At the transition between these two environments, an additional zone can be defined, associated with a *lightly grounded ice-sheet*. This environment will be characterised by locally and temporary ice-bed coupling conditions, resulting in a complex mosaic of grounding and ungrounded ice. The accommodation space is therefore higher than in fully-grounded setting, but still limited by the presence of an overhanging ice-roof. The amount of meltwaters remains high, together with sediment fluxes, both decreasing in a seaward direction. Deformation structures are related to ice-sheet loading (normal-microfaults) and moderate fluid overpressure (water escape and liquefaction structures). In Alnif, tunnel valley, two facies associations are related to the depositional environment under a lightly grounded ice-sheet (FA2 and FA4).

Dep. Env.	Facies code	Facies Assemblage	Main L	Minor L	Geometry & bed contact	Bed Thickness	Description (Geometry and contact/sed. Struc.)	Deformation Structures	Depositional processes
SUBGLACIAL FULLY GROUNDED ICE SHEET	FA1	Massive to cross-bedded conglomerates	Dmm Grt Gt	St Gm	Sheet-like and lenticular Erosive	0.5-15m	Limited thickness (<15m) and patchy distribution from bottom to top of the tunnel valley and interfluvies - Homolithic preglacial sandstone clasts, with tabular shape and well preserved original bedding and fauna - Strong clustered macrofabric oriented parallel to the tunnel valley. Channelled conglomerates show normal grading. Also contains cross-bedded coarse-grained sandstones and granules	Fluted surfaces Normal microfaults Water escape structures Convolute	Lodgment till alternating with high energy channelled debris flow Hyperconcentrated to concentrated density flows Records coupling and decoupling phases
	FA2 A	Planar and ripple cross-laminated siltstones	Sr(d) Sh(d)	Sm(d) Fl(d)	Sheet-like Conformable	10-15cm	Very extensive, thin-bedded siltstones to very fine-grained sandstones. It is composed of planar parallel or slightly undulating laminations and ripple cross-laminations Few floating clasts of granules size (<5mm) are found in the lowermost part of the facies, approximately 5m above FA1,	Gullies oriented parallel to the tunnel valley (N320). Frequent convolutes laminations and water escape structures restricted to single beds	Deposition from laminar to turbulent flow, lower flow regime Rain out processes
SUBGLACIAL LIGHTLY GROUNDED ICE SHEET	FA2 B	Planar and ripple cross-laminated fine-grained sandstones	Sr Sh	Sm Fl	Sheet-like Conformable	15-80cm	Laterally very extensive over ~2km. Composed of planar, current and climbing ripple cross-laminated sandstones arranged in elementary sequences of 50 to 80cm in thickness. Locally, small scours are incising planar and ripple cross-bedded sandstones and fill with massive then planar laminated sandstone. Sequences are stacked over 50m with a very high amalgamation ratio.	Frequent convolutes laminations and water escape structures restricted to single beds (<20cm in thickness). Normal microfaults identified in the uppermost beds of the facies. Affecting single sandstone beds at different stratigraphic positions	Deposition from laminar to turbulent flow, lower to upper flow regime Prohressively increasing flow energy
GLACIOMARINE	FA3	Alternating massive siltstones and ripple bedded sandstones	Fm Fm(d) Sr - Sh	Fl(d)	Sheet-like Conformable	Siltstones 10's m Sandstone beds 20-50cm	Massive siltstones with floating granules and rare sandstone blocs. Some of them are faceted. Abundant and diverse Hirnantia fauna. Thin-bedded sandstone beds with planar and ripple cross-laminations. Sandstone beds are either isolated or amalgamated. Locally, trough cross-bedded structures are incising ripple bedded sandstones	Few loading structures or convolute laminations in siltstones Frequent convolute laminations Loading and water escape structures in sandstone beds	Deposition from suspension settling with rain out processes in an unconfined environment Low-energy laminar to turbulent flows occasionally reaching a quiet environment
SUBGLACIAL LIGHTLY GROUNDED ICE SHEET	FA4 A	Cross-stratified, matrix-supported, granules and pebbles	Gm Grt	St Sm	Lenticular Erosive	30-80cm	Patchy, polygenic, conglomeratic facies in trough cross-bedded structures (30-1m in thickness - 50cm to 2m in width). Clasts are preglacial sandstones and well-rounded granules.	Water escape structures Convolute laminations	Debris flow deposits in channels
	FA4 B	Large-scale trough cross-bedded sandstones	St Sm	Sh	Channel fill to lenticular Erosive	1-2m	Trough cross-bedded sandstone (medium to very coarse-grained and granules), with many erosion surfaces and high degree of amalgamation. Rapidly evolving upward into well-sorted medium-grained sandstones, with progressively preserved ripple cross-laminations on top of trough-cross bedded structures.	Very large water escape structures above GP2. Upward decrease in size. Evidence of liquefaction structures in trough cross-bedding. Normal microfaults are found on top of sandstone beds	3D dunes migrating downflow in channels Experienced vertical compressive strain (microfaulting)
	FA4 C	Ripple cross-laminated sandstones and megaripples	Sr Sh	Scr Sm	Sheet-like (slightly) Erosive	30-80cm	Thin-bedded sandstone beds with an undulating morphology. Sediimentary structures consist of current and climbing ripple cross-laminations. Lateral thinning that allows fine-grained interbeds (siltstones and very fine-grained beds) to be preserved.	Convolute laminations in ripple cross-laminations. Large scale water escape structures Normal microfaults are found on top of ripple cross bedding	Deposition from pulsed density flows Experienced vertical compressive strain (microfaulting)
PROGLACIAL	FA5	Massive to laminated siltstones and isolated trough cross-bedded sandstones	Fm Sh St	Fl Sr	Sheet-like (slightly) Erosive	Sandstone beds 25-80cm	Massive or faintly laminated siltstones and fine-grained sandstones. There is no dropstones nor fauna Thin bedded sandstone beds with slightly undulating morphology and erosive base. They can be isolated, or stacked, forming extensive tabular units. Sediimentary structures are made of massive sand and planar laminations as well as ripple cross-laminations. Locally isolated lenticular bodies (5-7m wide; 3-5m deep) composed of medium to coarse grained sandstones with trough cross-stratifications.	Few loading structures or convolute laminations	Deposition from planar to turbulent flows, and higher energy 3D dunes migrating downflow in channels. Deposition from low density flow and suspension fall-out

Table 1: Facies and facies associations in Alnif tunnel valley infill.

Code	Lithofacies description	Code	Lithofacies description
Silts and Clay		Gravels	
Fm	Massive	Gm	Massive
Fl	Fine laminations with current ripples	Gt	Trough cross-bedding
Sand		Boulders	
Sm	Massive	Bms	Matrix-supported, massive
Sh	Planar lamiantions	Bcm	Clast-supported, massive
Sr	Current ripples	Additional information	
Scr_A	Subcritical climbing ripples	---(d)	contain dropstones
Scr_B	Supercritical climbing ripples	---(c)	outsized clasts
Scr_S	Sinusoidal laminations	---(i)	imbrications
St	Trough cross-bedding		

Table 2: Lithofacies codes modified after Miall (1978), Eyles et al (1983).

FACIES ASSOCIATIONS AND DEPOSITIONAL PROCESSES

A selection of sedimentary log sections is provided in [Figure 5](#) and [Figure 9](#), to illustrate the geometrical relationship between facies and facies associations, including both subglacial and proglacial facies associations. Geometrical and stratigraphic relationship with other facies associations are be given, and a detailed description of facies associations FA1 to FA6 is given in [Table 1](#). Lithofacies codes are adapted from Miall (1978), Eyles et al. (1983) and summarized in [Table 2](#).

Amalgamated, thin-bedded sandstones (FA2)

Description

FA2 generally overlay subglacial conglomeratic facies (FA1), above a conformable transition ([Figure 6](#)). FA2 represents approximately half of the tunnel valley infill, and remains confined within the valley margins. Valley flanks are not preserved and there is no direct observation of the relationship between FA2 and the valley margin (e.g. onlaps).

FA2 is composed of two distinct facies namely FA2A and FA2B. Facies FA2A extends vertically over ~10 m and is laterally extensive. Sedimentary structures mostly consist of planar and ripple-cross laminations of centimetre-scale, arranged in 10-15 cm-thick sandstone beds, with a slightly erosive base. FA2A is composed of typical depositional sequences made of alternating ripples cross-laminated, fine-grained sandstones and thinly laminated silts (*Sequence 1*; [Figure 7A](#)), repeated over nearly 15m of thickness. Elongated and slightly sinuous morphologies, oriented towards the NNW (~N300) are carved in ripple cross-laminated sandstones ([Figure 8A](#)).

Above, some scattered, outsized granules are observed in the sandstone beds, together with centimetre-scale convolute laminations and large water escape structures (20 cm in height) deforming and locally perforating the original sedimentary structures ([Figure 8B](#)). Near Targa Oulouf, a 80cm-thick sandy diamicton, of very limited extent (3 m), identified at this precise location only, composed of small pebbles of sandstones, floating in a fine-grained sandstones and siltstones matrix. Some rare subcritical climbing ripples in fine-grained sandstone beds are leading to a gradual transition with the overlying facies FA2B.

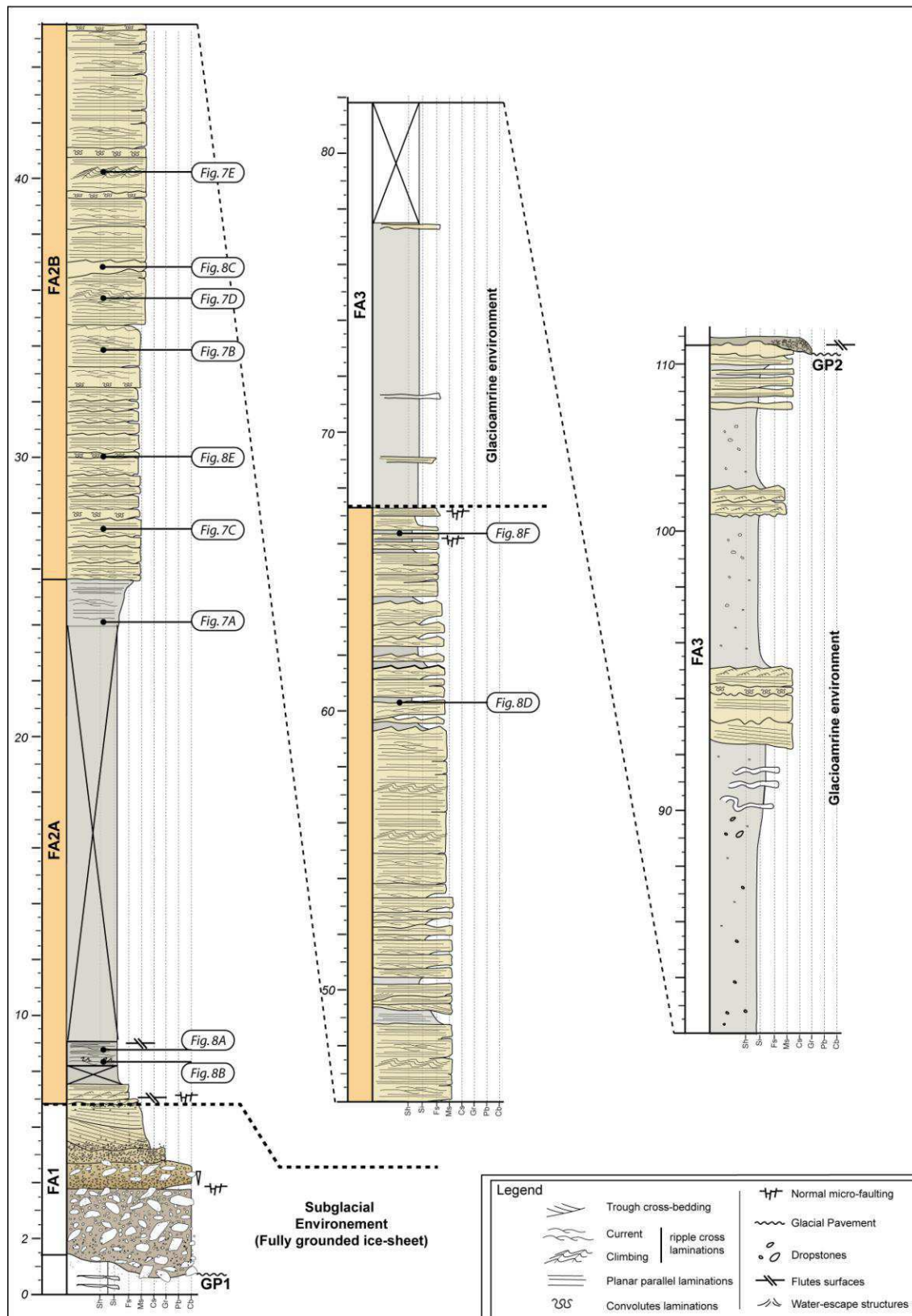


Figure 5: Sedimentological log sections (NTO) in Glacial Unit 1 illustrating the facies associations and the corresponding facies codes, of Alnif tunnel valley. For the position of the log sections, refer to Figure 3A.

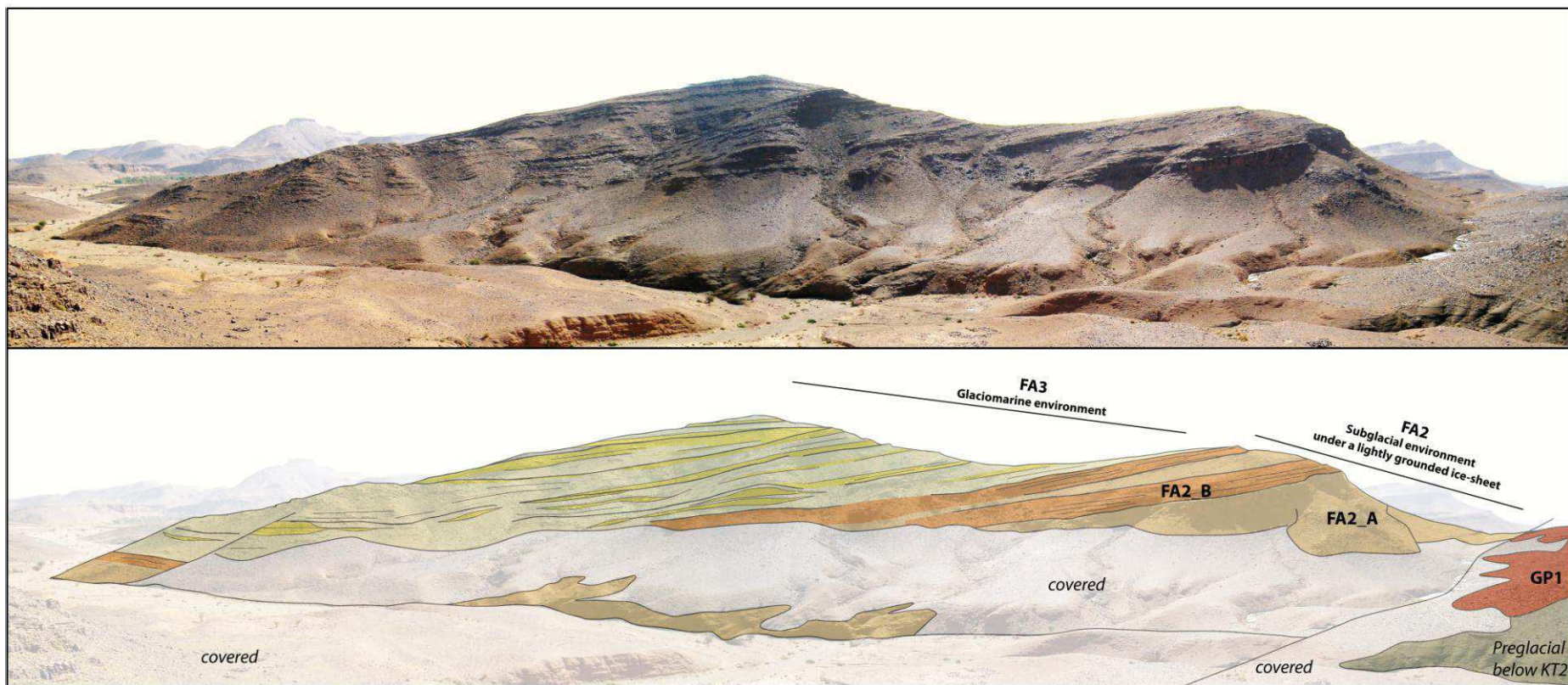


Figure 6: Architecture of Facies Association 2 and 3 exposed in Targa Oulouf.

Systematically above FA2A, FA2B is composed of siltstones and fine to medium-grained sandstones. FA2B is composed of amalgamated, horizontally stratified, sandstone beds, with conformable to locally more erosive base. Individual beds are 15 to 80 cm in thickness and display lateral thinning over <500m, leading to an overall sheet-like geometry, visible between Targa Oulouf and Jbel Tagamalhari. Sedimentary structures consist of alternating planar and ripple cross-laminations, of mica-rich, fine- to medium-grained sandstones. In addition to the depositional sequence 1 described in FA2A, four distinct depositional sequences are defined in FA2B.

Depositional Sequence 2 (Figure 7B): This sequence is composed of planar laminations, generally developing over an erosional surface and evolving upward into subcritical climbing ripples, supercritical climbing ripples and terminating by sinusoidal laminations. Depending on the degree of erosion associated with the deposition of the overlying sequence, sinusoidal laminations may be poorly preserved or even absent.

Depositional Sequence 3 (S3; Figure 7C): This sequence consists of ripple cross-laminations passing upward into planar laminations, and ending with ripple cross-laminations when preserved from erosion by the overlying sequence.

Depositional Sequence 4 (S4; Figure 7D): The sequence is characterised by a symmetrical distribution of the sedimentary structures with subcritical climbing ripples intercalated between planar laminations. This sequence is exclusive to FA2B.

Depositional Sequence 5 (S5; Figure 7E): The fifth sequence is similar to S4, with additional development of supercritical climbing ripples and sinusoidal laminations. This sequence is also exclusive to FA2B.

Flat, lenticular scours with erosive base are locally incising into sandstone beds (Figure 8C). They are filled with massive sandstones and undulating laminations on top. Two types of deformation structures are affecting this facies association: (1) throughout the sedimentary succession, dish figures are affecting sandstones beds (Figure 8D) and convolutes laminations are restricted to centimetre- or decimetre-scale sandstone beds (Figure 8E); (2) normal microfaults, with steep centimetre-scale offset are affecting single sandstone beds, mostly within the upper part of the unit (Figure 8F).

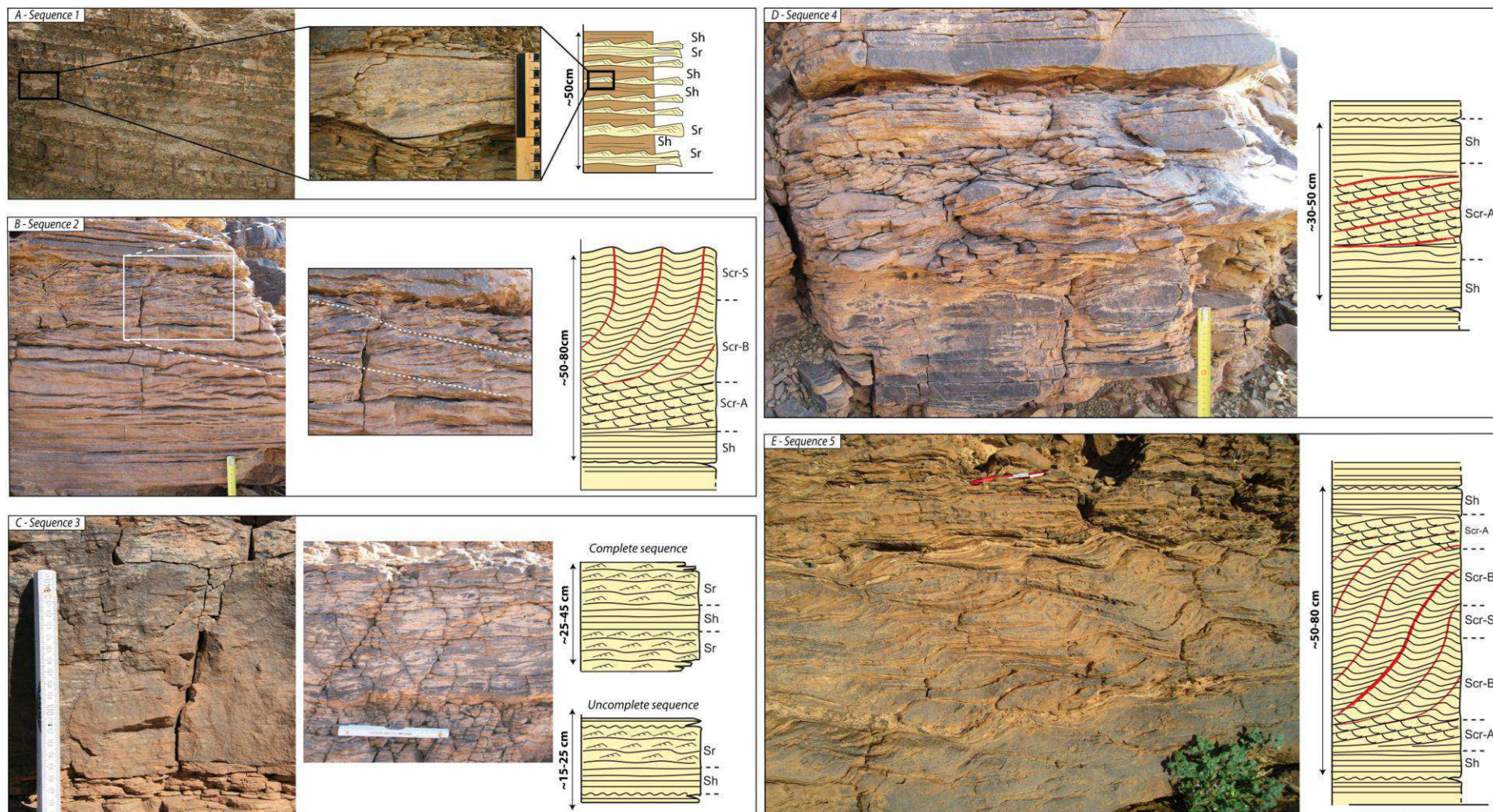


Figure 7: Distinctive depositional sequence characteristic of FA2. For further details, refer to the text.

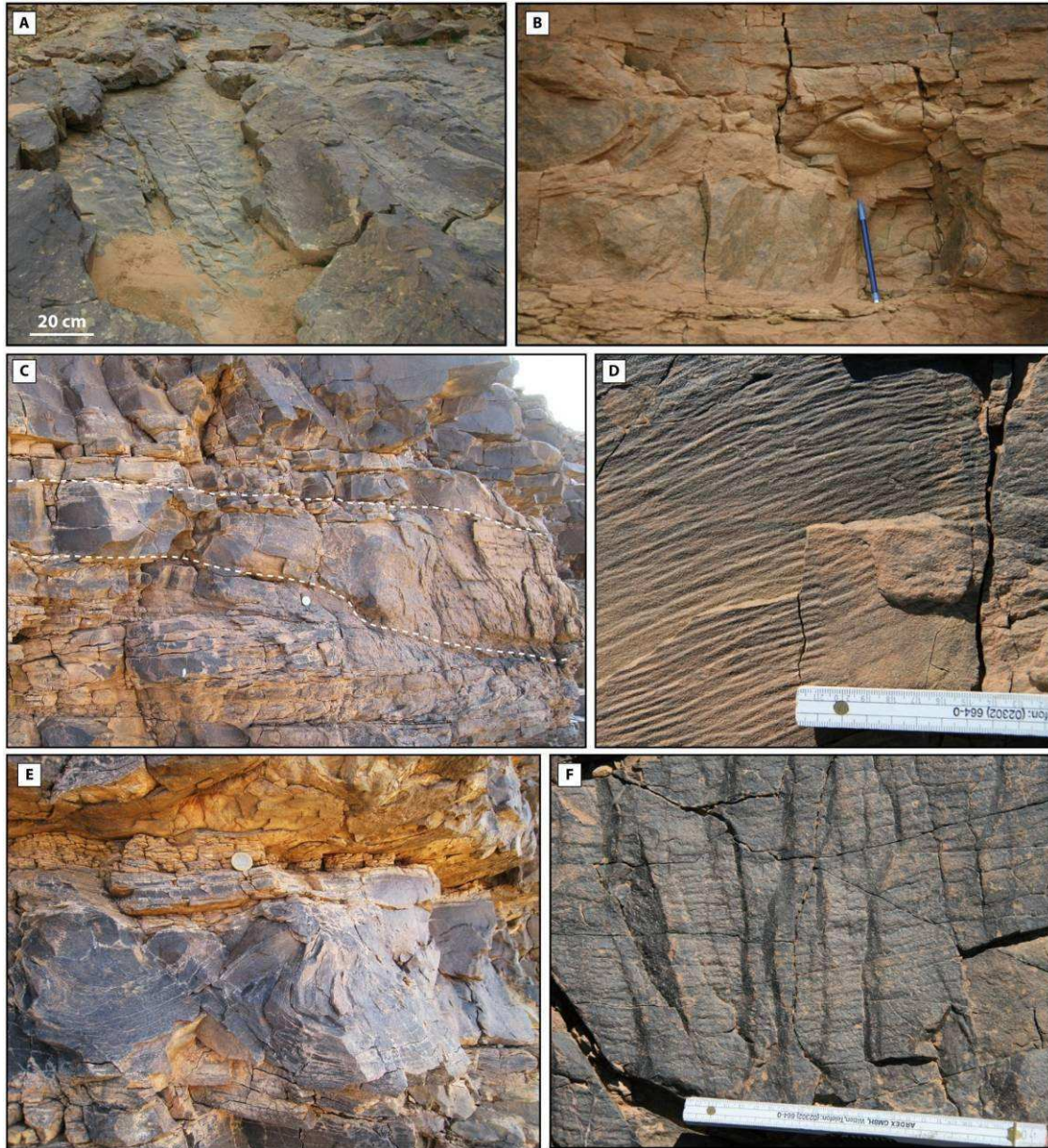


Figure 8: Distinctive facies identified in facies association FA2. A) Nye-channels deforming ripple-bedded sandstones. B) Thinly bedded, ripple bedded siltstones and fine-grained sandstones. C) Flat, low-angle channel incising ripple bedded sandstones, and filled with massive to horizontally bedded sandstones. D) Dish-figures. E) Convolute deformation restricted to single bed. F) Normal microfaulting affecting the top of individual, ripple-bedded, sandstones beds.

Interpretation

Planar and ripple cross-laminations, alternating with thinly laminated siltstones (Sequence 1) are characteristic of unidirectional traction current processes, from lower-flow regime, alternating with suspension settling during quiescent phases (Plink-Björklund & Ronnert, 1999; Mulder & Alexander, 2001). The grain-size indicates low to moderate velocity (< 20 cm/s). Locally, slightly erosive beds are pointing towards higher energy pulsed flows. Water escape structures demonstrate rapid deposition of water-saturated sediment in a subaqueous

environment. Elongated and sinuous morphologies carved in ripple cross-laminated beds resemble Nye channels cut into consolidated sediments by pressurized meltwaters below the ice-sheet (Nye, 1976; Piotrowski, 1994; Benn & Evans, 2010). Small outsized granules can be associated with rain-out processes from an overhanging ice-roof, consistent with the deposition of the coeval deposition of sandy diamicton (F3) which is interpreted as deposited by coeval fine-grained suspension fall-out and pebble rain-out in a subglacial cavity (Clerc et al., accepted). The gradual transition from FA2A to FA2B suggests continuity in depositional processes, with progressively more energetic processes revealed by the increasing mean grain size.

Sedimentary structures in FA2B are associated with unidirectional, traction current processes in a subaqueous environment. Planar laminations are associated with upper-flow regime current, higher than 60 cm/s for fine of medium sand; ripple cross laminations record lower-flow regime with mean velocity comprised between 30 and 60 cm/s for fine to medium grained sand (Miall, 1978; Southard & Boguchwal, 1990). Climbing ripples are associated with non uniform, turbulent flow regime together with high suspended sediment load, and record a drastic loss of a turbulent flow capacity, resulting in contemporaneous suspension fall-out and bedload (Jopling & Walker, 1968; Kneller, 1995). Their morphology allows the relative predominance of bedload transport *versus* suspension fall-out to be assessed (Ashley et al., 1982).

- Subcritical climbing ripples (A-type) build when the accumulation rate is small compared to the migration rate. The resulting angle of climb is low and the stoss side eroded. The migration of the ripple down current is higher than the sedimentation rate by suspension fall-out. The bedload is greater than the suspension load.
- Supercritical climbing ripples (B-type) develop when the angle of climb exceeds the angle of the stoss slope, leading to the preservation of both stoss and lee side of the ripple. The suspension load is greater than the bedload.
- Sinusoidal laminations (S-type) represent the end-member term, and are associated with suspension fall-out. The current velocity is negligible.

Sequence 2 records a non-uniform flow, characterised by decreasing turbulence intensity over short-distance, and resulting in a drastic decrease in flow capacity. This sequence is ubiquitous in clastic environments and is referred to collapsing flow (Jobe et al., 2011) or expanding flow when associated with jet-efflux (Russell et al., 2003; Hornung et al., 2007). This sequence is also described in FA3 (Clerc et al., accepted). Conversely, sequences 3 to 5 differ from previous sequences and are specific to FA2. Sequence 3 records fluctuating flow conditions with a maximum flow rate characterised by planar laminations from upper flow regime. This

maximum flow can lead to partial erosion of the underlying ripple cross-laminations, and thus an uncompleted record of the depositional sequence. Likewise, S4 and S5 are characterized by a symmetrical distribution of sedimentary structures, which mimic a collapsing flow through the first half of the deposits with an aggradation rate higher than the bedload rate. The second half of the sequence shows a relative increase of bedload over suspension load, leading to the progressive development of supercritical climbing ripples (sequence 4) and sinusoidal draped laminations (Sequence 5). A similar fluctuating sequence is described in the literature as a distal record of turbiditic events (Allen, 1970). Conversely to proximal turbiditic record, delimited by erosion surfaces recording reworking of sediment both at the bottom and on top, the distal record is preserved from erosion, leading to a “quasi”continuous record of successive turbiditic events.

The concave-up structures are interpreted as small scours (Mutti & Normak, 1987), and represent higher energy flow that slightly eroded the bed and were rapidly infilled (Jobe et al., 2011). Many convolutes laminations indicate rapid deposition of water-saturated sediments in a subaqueous environment, consistent with the many occurrences of climbing ripple. Taken together, these observations suggest a rapid flow deceleration and subsequent rapid sedimentation in water body. Normal microfaulting is associated with vertical maximum compressive strain. It is associated with sediment compaction, or in a glacial context to ice-weight deformation (Biju-Duval et al., 1974; Denis et al., 2010).

Stacked/Amalgamated, channelised/trough cross-bedded sandstones (FA4)

Description

FA4 develops immediately above the second glacial incision GP2 (Figure 9) which is characterised by a smoother morphology than the basal unconformity GP1. A comparison of incision depth in the valley and above the interfluves shows that the maximum incision depth is reached within the tunnel valley margins approximately near Oued Marabout, along the main axis. However, fluted surfaces are also reported associated with GP2, near Iherm Oujdid and NTO log sections. The stratigraphic position of fluted surfaces in NTO (Figure 5), comparatively with the complete sedimentary record in TAO (Figure 4), highlights a localized overdeepening of GP2, in the downflow continuity of Oued Marabout, nearly 100 m below the erosion surface above the interfluves.

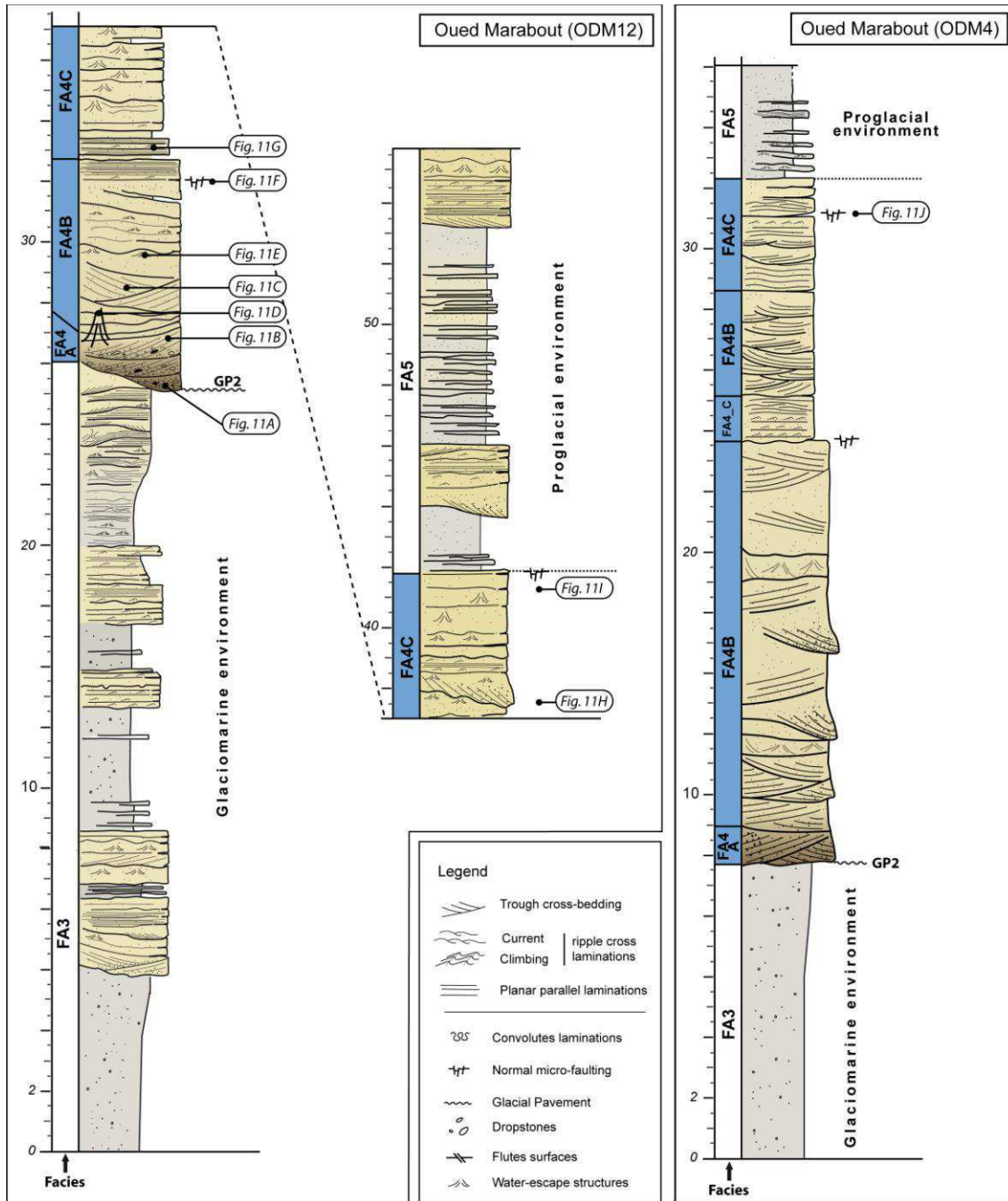
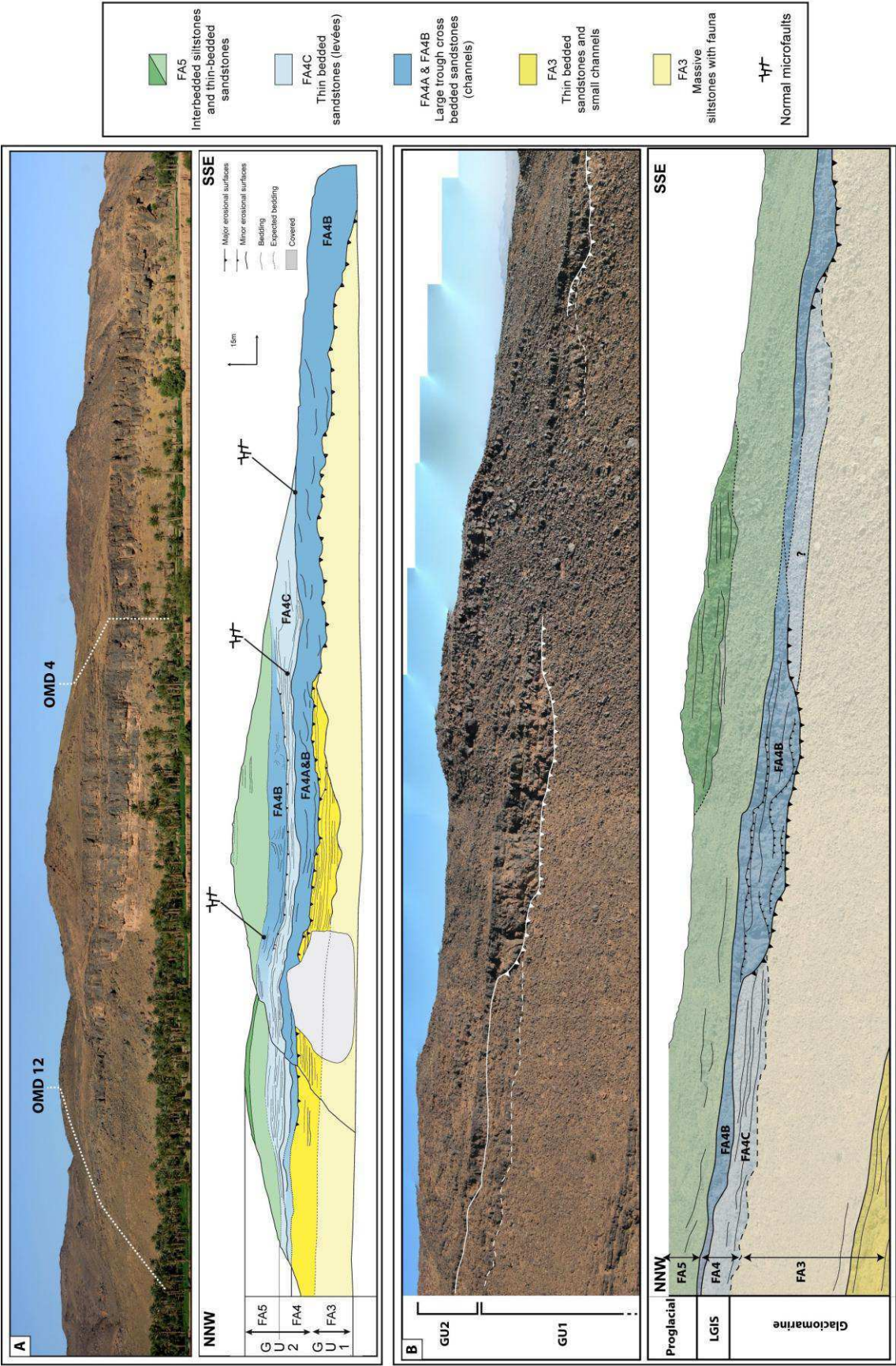


Figure 9: Sedimentological log sections in Glacial Unit 2 illustrating the facies associations and the corresponding facies codes, of Alnif tunnel valley. For the position of the log sections, refer to Figure 3A.

Figure 10 (next page): A) Architecture of Facies Association 4 in GU2 in Oued Marabout. Extensive channelised system in the valley axis, with frequent lateral shifting and significant overdeepening. B) Architecture of Facies Association 4 in GU2 in Oued Achbarou. Limited channelised system developed at the valley margins and above the interfluvies, with limited lateral shifting and overdeepening.



The lower part of Glacial Unit 2 consists of lenticular bodies (up to 15 m in thickness, up to 300-400 m in width, in Oued Marabout; [Figure 10A](#)) with channel structures ranging in size, from 2 m to 6 m in depth and 10 m to 20 m in width. Laterally, above the interfluvies, the channelised system laterally more restricted, and consists of smaller-scale lenticular bodies interconnected by through thin-bedded sandstones ([Figure 10B](#)). Three distinct facies are identified in FA4, namely FA4A, FA4B and FA4C.

FA4A consists of patchy, heterolithic, conglomeratic deposits with an erosive base ([Figure 11A](#)). It is characterised a relatively small extension, with 30 to 80 cm in thickness and 50 cm to 2 m in width. Similarly to F1, larger clasts are monogenic, with a local preglacial origin whereas in the matrix, elements are polygenic, with either preglacial sandstone granules or very well rounded quartz granules. FA4A is also characterised by contorted beds and fluid escape structures. FA4A is associated with overlying trough cross-bedded sandstones (FA4B).

FA4B is composed by a wide range of granulometry, from granules to medium-grained sandstones. Large-scale trough-cross stratifications (1-2m deep; up to 5m wide) show a very high degree of amalgamation, associated with many erosive surfaces. Trough-cross stratifications are composed of very coarse-grained sandstones and granules ([Figure 11B](#)), rapidly evolving upwards into well-sorted, medium-grained sandstones ([Figure 11C](#)). Upward, sedimentary structures are of smaller size, and thinly bedded sandstones with planar and ripple-cross laminations are progressively preserved, interbedded with trough-cross bedding. A similar trend also applies for deformation structures. Large-scale contorted beds associated with water escape structures are disrupting the stratification immediately over GP2 (e.g. Oued Marabout; [Figure 11D](#)), while fluidisation structures of smaller-scale are identified higher in the facies ([Figure 11E](#)). Normal microfaults, with centimetre-scale offset affect single sandstones beds on top of channel structures ([Figure 11F](#)).

FA4C consist of 30 to 80 cm-thick sandstone beds with an erosive to conformable base and a slightly undulating morphology, are laterally connected to and eroded by large, trough cross-bedded sandstones (FA4B). FA4C is characterised by high amalgamation and very thin fine-grained interbeds in the vicinity of the FA4B. Laterally from these erosive structures, amalgamated thin-bedded sandstones are characterized by progressively thicker fine-grained interbeds and an overall lateral thinning ([Figure 11G](#)). Internal structures of sandstone beds display planar laminations and ripple-cross laminations, including subcritical climbing ripples. Large-scale dewatering structures, up to 1.5 m in height and 2 m in width, are affecting amalgamated sandstone beds in the vicinity of stacked channel systems ([Figure 11H](#)). In some places, water escape structures (dish figures; [Figure 11I](#)) and normal-micro-faulting ([Figure 11J](#)) are affecting successive separate sandstone beds.

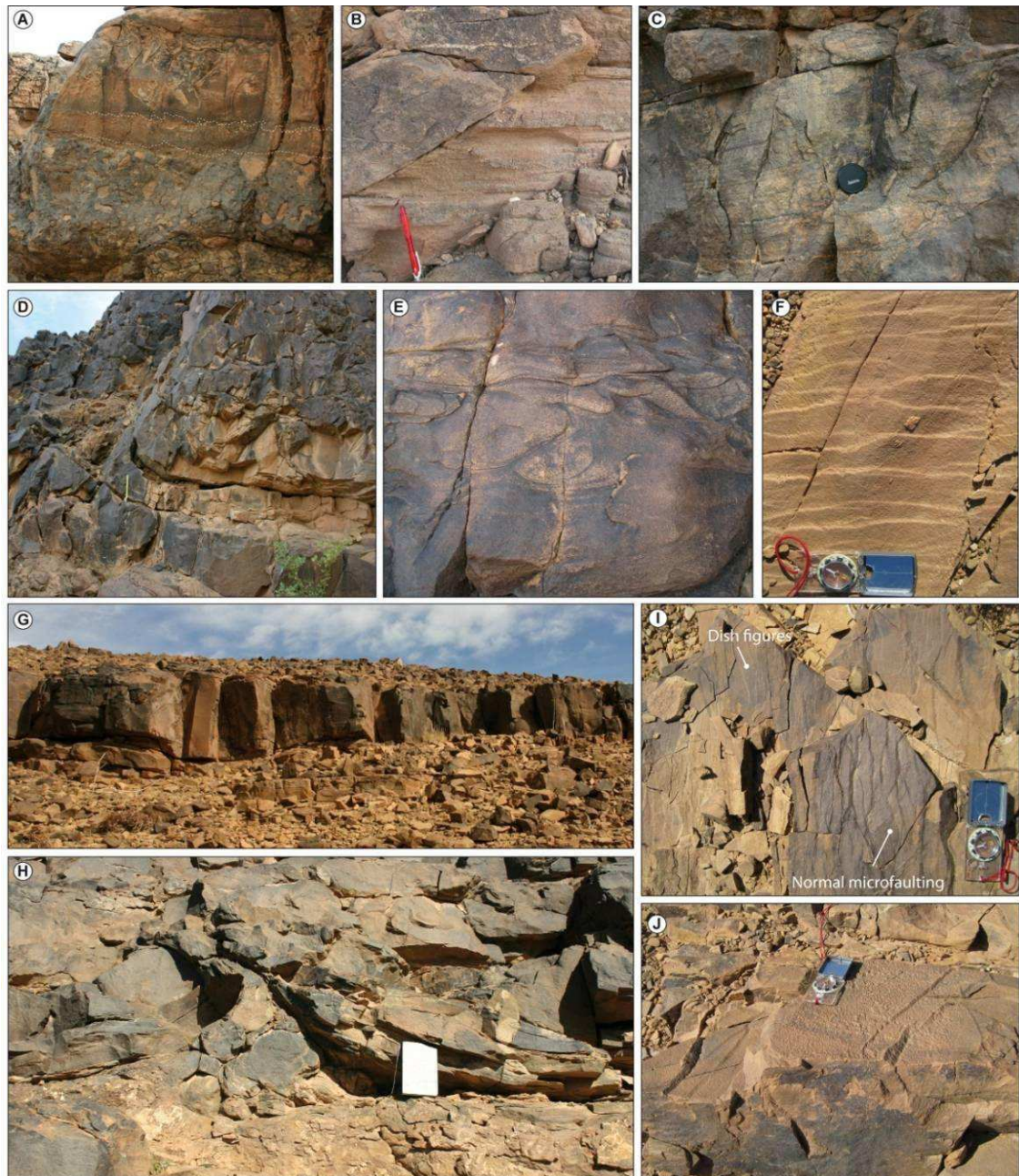


Figure 11: Distinctive facies identified in facies association FA4. A) Erosive, channelised, conglomerate, with small clasts and fluid pressure deformations (FA4A). B) Trough cross-bedded granules (FA4B). C) Coarse to medium grained sandstones with trough cross-bedding (FA4B). D) Very large water-escape structures, perforating sandstone beds in Oued Marabout (FA4B). E) Fluid pressure deformations (fluidisation). F) Normal micro-faults affecting single sandstones beds on top of channel structures. G) Laterally extensive, sandstone beds with undulating morphology (FA4C), laterally connected to channel structures (FA4B). I) Dish figures and normal microfaults affecting individual sandstone beds. J) Large-scale water-escape structure disrupting amalgamated sandstone beds beneath channel erosion (Oued Marabout). J) Large-sale, normal microfaults.

Interpretation

The lithology of larger clasts suggests a local of origin and their tabular shape suggest a limited distance of transport, together with long-distance travelled quartz granules in the matrix. FA4A is characteristic of high energy debris flow rapidly evolving upwards into lower energy but

sustained turbulent flow processes (Lowe, 1982; Kneller, 1995; Mulder & Alexander, 2001). Contorted laminations and dish structures indicate water escape processes probably associated with high fluid overpressure, possibly liquefaction (Lowe, 1975), consistent with massive debris flow and rapid sedimentation in a subaqueous environment.

FA4B is geometrically related to FA4A and corresponds to turbulent flow processes deposited in the continuity of the debris flow (FA4A). The stacking pattern is characterised by a high sandstone amalgamation ratio associated with a high degree of cannibalism inferred to repeated migration of channels (Catania & Paola, 2001). Large-scale trough-cross stratifications are associated with 3D dunes migrating downflow in channels (Allen, 1982; Mulder & Alexander, 2001; Hornung et al., 2007). The thickness and lateral extension suggest relatively constant discharge over long periods of time. Water-escape structures demonstrate very rapid deposition of water-saturated sediments in subaqueous environments (Collinson et al., 2006). Their size points towards high fluid overpressure conditions, consistent with liquefaction (Lowe, 1975). Upward, the progressive development of sedimentary figures of smaller size suggests a decrease in energy, although the meltwater flux remained sustained enough for 3D dunes formation (higher than 0.7m/s; Southard & Boguchwal, 1990). The progressive preservation of amalgamated sandstone beds between large-scale trough cross-stratifications indicates less erosive flow and/or increasing accommodation space upwards, allowing aggradational depositional processes.

Ripple cross-laminations and planar laminations (FA4C) are characteristic of unidirectional traction current processes, under moderate but sustained water discharge. It is formed under laminar to turbulent flow from upper to lower flow conditions (Mulder & Alexander, 2001). Large-water escape structures close to channel incision indicate localized fluid overpressure, associated with channel development (FA4B). The geometric relationship, with erosive large-scale trough-cross stratification, suggests a channel levee complex, where FA4B are channelised facies and FA4C are levee deposits. The development of levee is consistent with the preservation of amalgamated sandstone beds interbedded with channel bodies, upwards. This vertical evolution of the stacking pattern and sediment preservation indicate a sufficient and probably slightly increased accommodation space to enable the levee to build up laterally. Nevertheless, the high sandstone-to-siltstone ratio in the sequence indicates sustained meltwater flow, although of moderate/weaker energy in comparison to FA4B.

Finally, the presence of normal-microfaults on separate sandstone beds, similarly to FA2B, is also related to a vertical compressive strain. It can be interpreted as the result of compaction after deposition, although in a glacial context, the vertical strain is generally associated with the ice-weight (Deynoux & Ghienne, 2003; Denis et al., 2010). Above, the transition between FA4 and

FA5 is very rapid, and characterised by the preservation of amalgamated sandstone beds between channels, and upward, a rapid but conformable change towards suspension fall-out depositional processes in a proglacial setting (Clerc et al., accepted.).

DEPOSITIONAL MODEL UNDER A LIGHTLY GROUNDED ICE-SHEET (LGIS)

Glaciturbidites (FA2)

Vertically, sandstones beds are centred around Targa Oulouf during the first 65 m of the unit, but are shifting laterally towards JTG log section just before the transition to FA3 (Figure 4). This facies distribution suggests compensation mechanisms, with depocenters migrating laterally towards the maximum accommodation space. The high sandstone-to-siltstone ratio demonstrates high degree of amalgamation, which points toward a limited accommodation space, although the lack of major erosion surfaces indicate that aggradation was predominant, leading to the preservation of 50 m-thick unit.

Facies Association 2 is characterised by predominant traction-current processes recorded by cross-ripple and planar bedded sandstones and siltstones, associated with expanding flow (i.e. jet efflux, Russell et al., 2003; Hornung et al., 2007). Specific sedimentary structures represent elementary sequences that are repeated along the 50 m-thick sandstones unit in Glacial Unit1, revealing a rather steady environments. The main feeding process will be high-frequency, short-duration flow, forming quasi-continuous currents with limited phases of flow quiescence. Although these sequences demonstrate slight variations in sedimentary processes, moderate flow conditions and high sediment concentrations, they can be compared with classical turbiditic sedimentary records. The gradual transition between FA2A and FA2B together with continuity in the depositional styles, suggest a genetic relationship between both facies. It is very likely the nearly 60 to 70 m-thick unit in Glacial unit 1 (TAO 20-80 m; Figure 4) and characterised by a coarsening upward trend from FA2A to FA2B, records a progradation trend followed by a stabilization of the position of the sediment source. Allen (1970) describes the evolution of the sedimentary record of turbiditic event through time and space. Depending of the distance to the flow initiation (sediment entry point), the sequence will be only partly preserved from erosion by successive turbiditic event (Sequence 1; Figure 13; Allen, 1970). Based on this model, in proximal area, large part of the sequence will be eroded leading to incomplete turbiditic sequences, generally limited to the waning flow trend, the erosion/reactivation surface correspond to the maximum flow. Downflow, the greater part of the sequence will be preserved, and could record both the waning and waxing flow stages of each turbiditic event. In distal setting, the record will consists of alternating sandstone beds recording

unidirectional, traction currents processes and faintly laminated siltstones beds recording suspension settling and/or low energy undercurrent (FA2A).

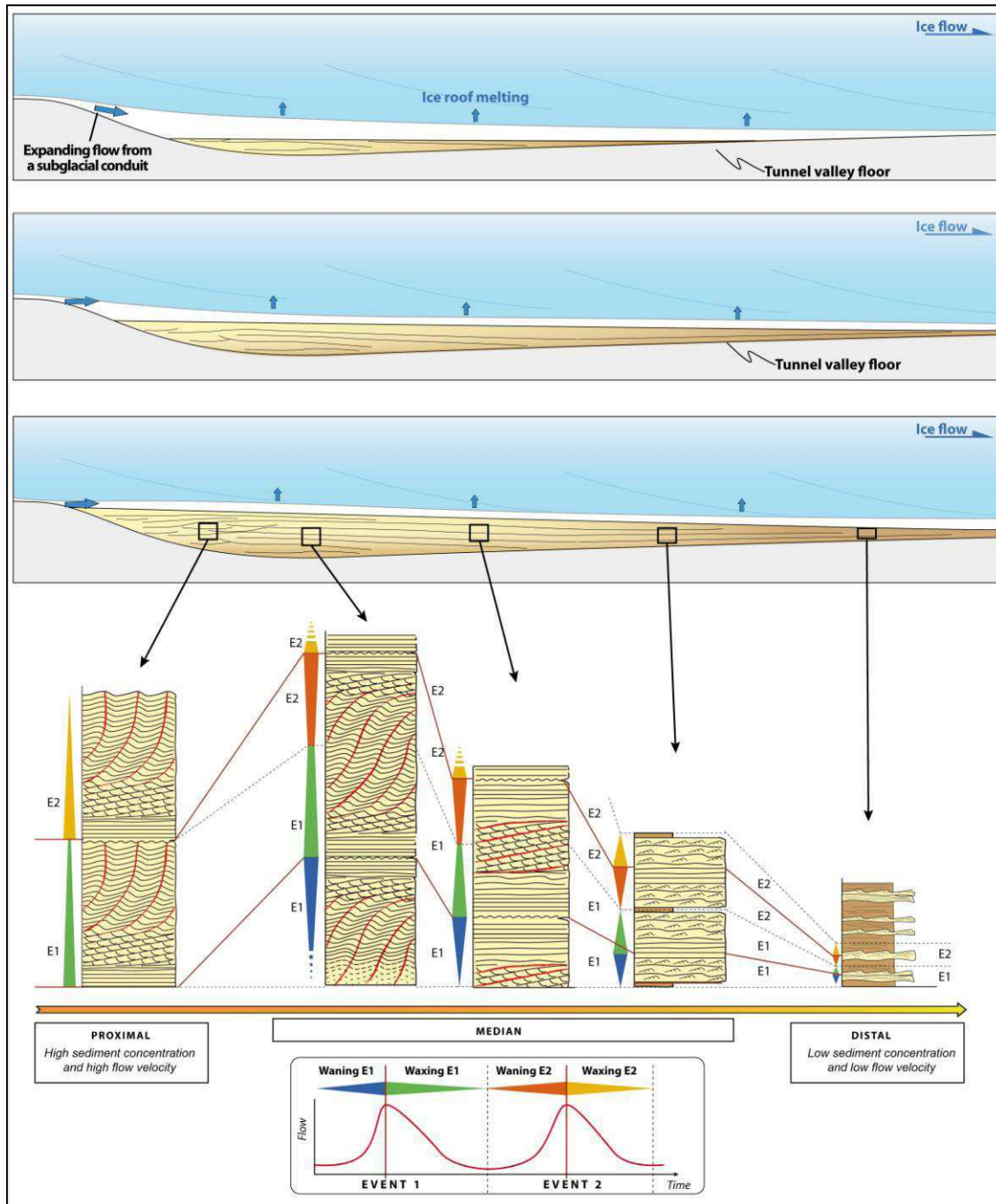


Figure 13: Depositional model for glaciturbidites (FA2) Depending on the initial peak discharge (magnitude), either turbidity current or hyperpycnal flow will develop (sequence 1, 2 and 3) and recorded by distinct depositional sequences. Refer to the text for further details.

Expanding flows are favoured by the density contrast between the incoming flow and the receiving water body (Russell et al., 2003; Hornung et al., 2007). Glacial environments offer typical physical characteristics that will favour the development of expanding flows. Meltwaters with high density (very high sediment concentration and low temperatures close to zero) will enter a water body with relative lower density either glaciomarine, with higher salinity or glaciolacustrine and subglacial waters.

Conversely to modern records where differences in grain-size are recorded, the lithology of preglacial Ordovician substrate precludes major changes in grain-size associated with variation of flow, as mentioned in classic turbiditic sequences. Such variations are recorded in others ways, such as specific sedimentary sequences and also reactivation surfaces. In addition, unlithified substrate favours sediment erosion and thus high sediment concentration in meltwaters, which in turn facilitate the initiation of expanding flow. Elementary sequences, recording different magnitude of initial peak discharge, are therefore stacked one upon another, in a coarsening-upward trend, reflecting either a global increase in meltwater flow energy consistent with the deglaciation dynamic, or a downstream migration of the sediment source (sediment entry point) associated to a decrease in accommodation space.

Therefore, FA2 records glaciturbidites, defined as turbidite-like deposits, occurring under a lightly grounded ice-sheet. Field observations did not permit to determine any specific geometry along the valley axis, but compensation mechanisms is likely to be associated with lobe geometry, therefore implying a gentle slope downcurrent (Le Heron et al., 2004; Girard et al., 2012). Based on the end-Ordovician topography, characterised by very extensive platforms with low slope gradients, it is very likely that these clinoforms would be very low angle, probably not exceeding 5°, similar to those described between adjacent sedimentation area (Le Heron, 2004, 2010; Girard et al. 2012).

Braided canal network (FA4)

Overall, the combination of FA4A, FA4B and FA4C is characteristic of a channelised system with channel and levee complex, in a subaqueous environment. Channelised bodies are interconnected through tabular units of amalgamated sandstone beds, leading to an extensive and continuous sedimentary body beyond the valley margins. A channelised complex with the major incision depth is in the valley axis (Oued Marabout, Figure 10A) while localised channel incision are scattered across the valley and beyond the margin over interfluvies (Oued Achbarou, Figure 10B) but. The resulting geometry consists of channel complexes (FA4) located at very different altitudes/stratigraphic positions, and leading to a concave up morphology (Figure 4). Assuming that channels are penecontemporaneous, the concave-up morphology suggests the

absence of horizontal base-level such as sea-level. This geometry suggests an unconventional channel system which clearly differs from glaciofluvial or turbiditic settings.

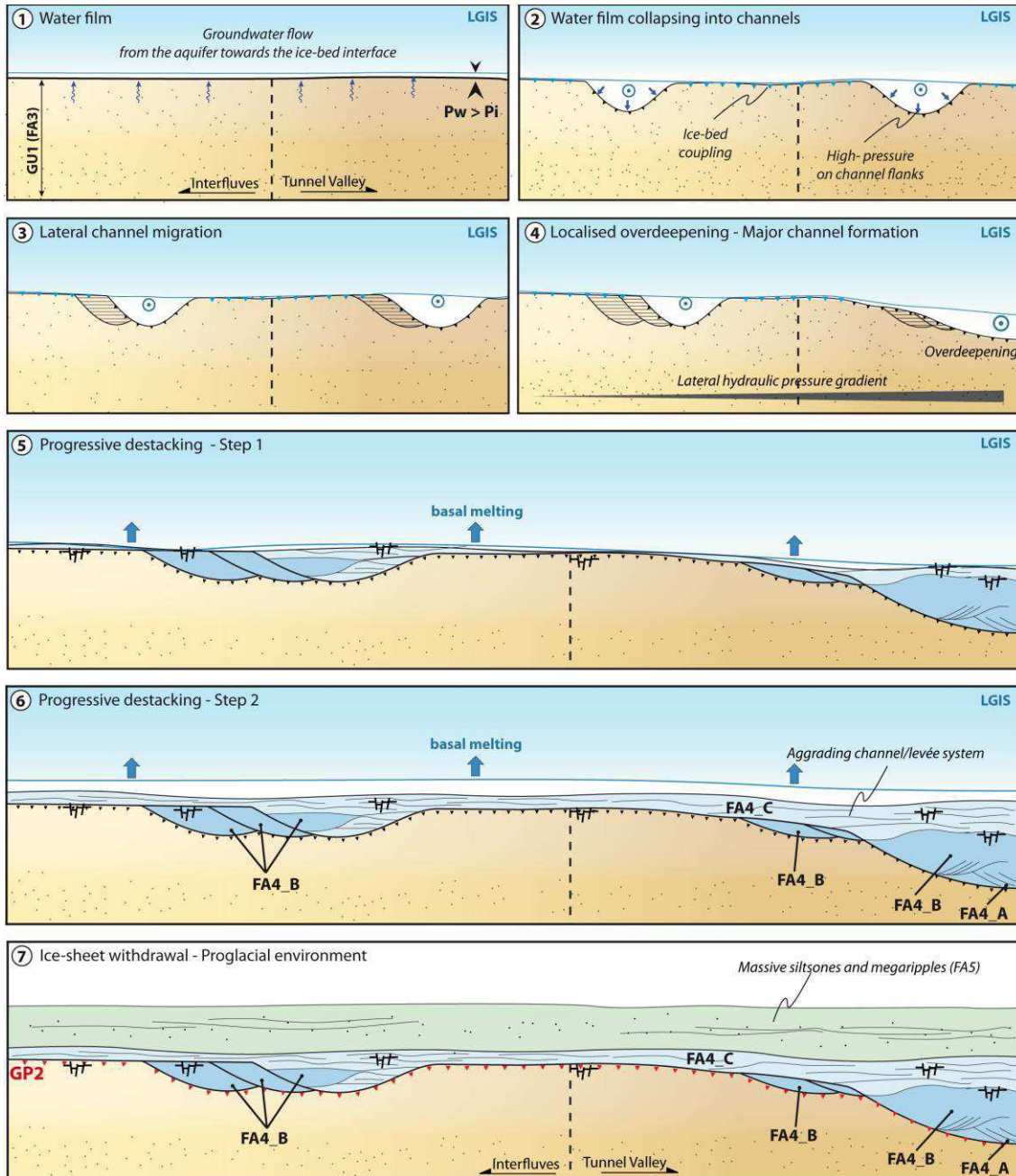


Figure 14: Depositional model of subglacial braided canal network evolving from a water film, to a distributed channel system. P_w is water pressure within the sediment; P_i is the Ice Weight. Note the localisation of overdeepening above the tunnel valley main fill, while smaller scale channels develop over interfluves.

Trough cross-bedded structures described in Oued Marabout demonstrate a high degree of cannibalism and that demonstrate a strong capacity for lateral shifting. They also display a high degree of amalgamation that demonstrates a limited accommodation space, which forces the channel system to develop downwards, by successive erosion of the substrate and leading to local overdeepening (Oued marabout). The geometry of FA4 is characterised by a concave up geometry, which is very unlikely in glaciofluvial or proglacial setting, because it would imply different base-level to develop channel-levee complexes at different stratigraphic positions. Finally, high-fluid pressure deformations (e.g. liquefaction) and normal microfaulting affecting several sandstones beds at different stratigraphic position in FA4, is related to the presence of an ice-sheet. The absence of gravel lags at the base of the troughs, and the presence of abundant mud chips together with abundant deformation structures, preclude the glaciofluvial origin. However, the absence of glacial pavement records a lightly grounded ice-sheet rather than fully grounded conditions.

The degree of amalgamation and cannibalism together with the presence of normal micro-faulting rather suggest a vertically constrained accommodation space consistent with the complete infill of residual topography during glaciomarine conditions (FA3). Based on sedimentological and architectural evidence, together with deformation features, FA4 is interpreted as subglacial channelised drainage system ([Figure 14](#)). This system is similar to a high water pressure canal braided network ([Walder & Fowler, 1994](#)) that develops on soft sediment substrate.

As Glacial Unit 1 consists of soft-sediments, the greater part of meltwaters can be drained within the sediments, which behave like an aquifer ([Boulton & Hindmarsh, 1987](#); [Piotrowski 2006](#), [Boulton et al., 2007a,b](#)). The maximum volume of water drained through this aquifer is controlled by the transmissivity of the sediment. If the maximum transfer capacity is reached, a water film forms at the ice-bed interface. However, this film is unstable and because the bed cannot be perfectly even, lateral pressure gradient will force the water film to collapse and become channelised ([Walder, 1982](#)), developing as a distributed, channelised network.

[Catania & Paola \(2001\)](#) carried about an analogical simulation of pressure-driven flow and described the morphology of resulting drainage pathways. They demonstrated that a pressure-driven drainage system is characterised by a high degree of cannibalisation with strong capacity for lateral shifting due to high lateral pressure forces on channel flanks. The final channel pattern shows a distributed, dendritic channel system, both feeding and fed by a main channel system, and built after systematic lateral channel migration. In Alnif tunnel valley, higher meltwater drainage in Oued marabout results in higher lateral pressure forces on channel flanks. Repeated channel migration, eventually led to the development of an extensive tabular

sandstone unit, composed on stacked channel systems. Comparatively, lower meltwater drainage over the valley margins results in a smaller channel system ([Figure 11](#)). The overdeepening of channelised structures near Oued marabout and further downflow near Nord Targa Oulouf suggests arborescent morphology (*e.i.* [Fountain and Walder, 1998](#)). Small canals are located at the margin of the valley and probably beyond, and are preferentially routed towards the main valley axis, in the main channel. Once again, lateral hydraulic gradient, possibly inherited from a residual topography, are likely to control the lateral transfer of water towards a major channel. Therefore, the arborescent hydraulic system, hybrid between a linked cavity system and a braided canal network, with a major meltwater channel and a rapid water transfer is very likely and consistent with field observations. The resulting sedimentary body is more developed in the valley axis, where accommodation space was created through overdeepening erosion. Considering the palaeogeographic position of the tunnel valley, in the external zone of the ice-sheet, the meltwater drainage network was probably a mature, long-lived and effective system with an arborescent morphology, contrasting with the immature, ephemeral and poorly effective tunnel channels in Niger ([Denis et al., 2007](#)).

In addition, FA4 is deposited under a transitional fully to lightly grounded ice-sheet, with progressively increasing accommodation space recorded by decreasing amalgamation sandstone ratio. This model fits with the interpretation of low accommodation space during the development of GU2, due to the overfilled geometry of GU1 and the subsequent flattening/disappearance of the initial valley topography ([Clerc et al., accepted](#)).

DISCUSSION

Discriminating subglacial from proglacial settings

Following previous works for the Pleistocene glacial record ([Brodzikowski & van Loon, 1991](#); [McCabe & O Cofaigh, 1994](#); [Boyce & Eyles, 2001](#), [Bennett et al., 2006](#); [Lesemann et al., 2010](#); [Clerc et al., 2012](#)), major characteristics of subglacial depositional environment can be highlighted. Based on the detailed sedimentological analyses of sedimentary processes under a lightly grounded ice sheet are summarised, thus providing diagnostic criterion for discriminating subglacial from proglacial depositional processes ([Figure 15](#)).

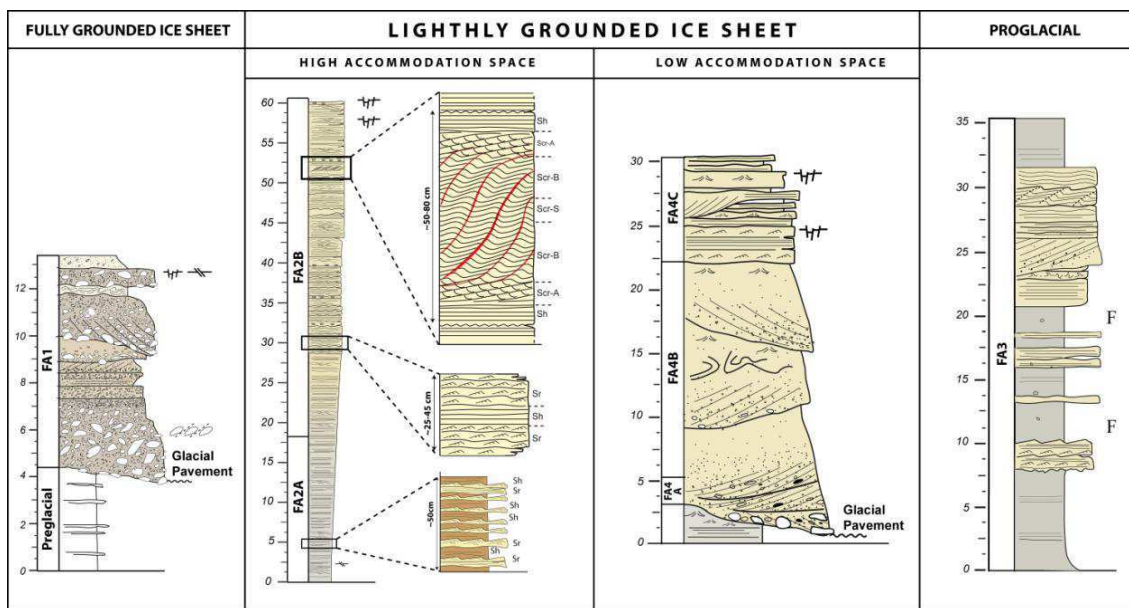


Figure 15: Characteristic depositional sequences for each depositional environment, providing, keys sedimentary and stratigraphic features to help discriminating between subglacial and proglacial depositional environments.

The fully grounded ice-sheet environment is dominated by very coarse-grained, poorly sorted, heterogenic material arranged in high energy channel like structures and massive, subglacial traction till with Strong clast rearrangement can occur under simple shear strain associated with overflowing ice-sheet (Benn, 1995; Evans et al., 2006), flutes surfaces (Boulton, 1976) and normal microfaults characteristic of a subglacial origin (Beuf et al., 1971; Biju-Duval et al., 1974; Denis et al., 2010).

The lightly grounded ice-sheet environment is divided in two sub-environments, either characterised by high or low accommodation space. The first case corresponds to the very first stage of the tunnel valley infill. It is recorded by interbedding of ripple bedded sandstones, sandy diamicton and Nye channels carved by pressurised meltwaters. This stage is associated with an increase in accommodation space during the first stage of ice-sheet melting and retreat. The initial tunnel valley incision therefore provided the inherited topography that led to the relatively high accommodation space. Laterally the sediments are constrained within the valley, revealing that beyond the valley margins, the ice-sheet remained fully grounded, so that there is no coeval sedimentation above the interfluvies. Nevertheless, the overall thickness demonstrates an overall aggradation pattern suggesting that although limited, accommodating space remained roughly constant, possibly increasing together with sedimentation fills the valley. The absence of fauna and reworking by biological agents demonstrate a restricted environment, disconnected from glaciomarine setting. Finally, ice-weight deformation on top of the succession records local and temporary, grounded ice.

The second case corresponds to the second glacial advance, which differs from the previous one, as there is no inherited topography providing favourable configuration for high accommodation space. The tunnel valley incision is fully buried by glaciomarine sediments. Therefore, accommodation space is mostly provided by erosion of the substrate, together with ice-roof melting. The stacking pattern is characteristics of lateral channel migration and significant localised overdeepening, associated with a dendritic braided canal network. Sedimentary structures and recording high energy processes, and efficient sediment sorting by pressurized meltwaters. Erosion surfaces are predominant over gradual changes in sedimentary facies. Fluid overpressure, recorded by liquefaction and fluidization of the sediment, is also characteristic of this environment, together with normal microfaulting, revealing ice-weight deformation associated with locally and temporary ice-sheet coupling over the substrate.

Finally, the proglacial environment is characterised by high accommodation space provided by a fully unconfined environments. The stratal pattern reveal low sandstones amalgamation ratio, with thick siltstone intervals. Depositional processes mostly record alternating low-energy unidirectional tractive currents and suspension fall-out in quite environments. Depositional processes are lacking fluid overpressure deformation, and only record gravity-driven deformation (slumps, slides), and possibly post-depositional compaction. Under specific conditions, sea-water influence settles favourable ecological conditions for fauna development, while iceberg calving front or ice-shelf development provides dropstones.

Transition from subglacial to proglacial environment

Based on the Quaternary definition ([Ó Cofaigh, 1996](#)), tunnel valleys are expected to be formed subglacially, beneath the ice-sheet. Hence, these elongated depressions *can be compared with* subglacial lakes, similar to those identified beneath the present-day Antarctic ice-sheet ([Siebert et al., 2001](#)), although these lakes are located in much more internal regions, and tunnel valleys in marginal areas ([Ó Cofaigh, 1996](#)). [Mullins and Hinchey \(1989\)](#) provided information about the internal architecture and the depositional model for New York, Finger Lakes, which experienced the transition from subglacial to proglacial setting during the latest Pleistocene glaciation. Internal architecture is similar to most of the tunnel valley infill: three majors units deposited in a subglacial environment, two additional units in proglacial setting, and finally a post-glacial unit. Most of the infill is associated with subglacial underflow currents, before the depositional environment switched to a proglacial (glaciolacustrine) environment.

In Antarctica, the continental shelf provides protection from circumpolar incursion in the glaciomarine waters. However, occasionally, such incursion has been reported in the Amundsen Sea, leading to increasing melt rates below the shelves ([Jenkins, et al., 1997](#); [Hellmer et al.,](#)

1998), propagating far up glacier by longitudinal stress gradients (Payne et al., 2007). In a recent contribution, Jenkins et al. (2010) documented a rapid retreat of Pine Island Glacier grounding line in West Antarctica. An increasing seawater circulation settled immediately downflow from the grounding- line, driven by changes in ocean heat transport beneath the ice-shelf. The low-density meltwaters emerging from the ice-sheet is forming a hypopycnal plume that rise-up and is moving further downflow, beneath the ice-shelf. A coeval bottom circulation of high-density hyperpycnal sea water is initiated, with water masses transferred towards the grounding-line. The presence of warmer waters at the margin enhances a sub-ice-shelf melting, leading to a massive thinning of this shelf. This situation favours the shelf instability, enhancing in turn the risk of sudden breakup of the ice-shelf and a coeval rapid retreat of the grounding line. This retreat could easily be around several tens of kilometres in a very short time laps, leading to seawater flooding over to the former subglacial environment.

Rapid drowning of platforms associated with ice-sheet lift-off mechanism is inferred from core records in Antarctica (Domack et al., 1999; O'Brien et al., 1999, Ó Cofaigh et al., 2005). The thinning of the ice-sheet until a threshold value of thickness, initiated a lift-up of the ice-sheet margin due to ice buoyancy, and a rapid seawater input. The probability of rapid drowning is higher with the presence of adverse slopes due of the ice-sheet loading on the continental masses (Benn & Evans, 2010, Ross et al., 2012). This mechanism can be extremely rapid, generally associated with a break in sedimentation and a thus rapid facies transition. According to Domack et al. (1999), this event is recorded by a granulated facies, associated with intense debris rain-out due to intense ice-sheet melting. The absence of granulated facies at in Alnif tunnel valley is explained by the unavailability of coarse-grained material in the Ordovician setting, where fine-grained material is predominant (Beuf et al., 1971; Denis et al., 2007).

This scenario is consistent with the unprotected, low-angle slope configuration characteristic of the Ordovician palaeogeography and palaeotopography/bathymetry. In Alnif tunnel valley, the absence of neither interruption nor disturbance in the sedimentation, especially, the lack of marine influence along the 50m thick sequence of FA2 indicates a closed environment, or at least very extensive LGIS that would preclude seawater influence. Above, FA3 records a complete change in sedimentary characteristics and stacking patterns. FA3 represents the last facies association of GU1 and consists of thin-bedded sandstone beds and massive siltstones. FA3 is extends beyond the tunnel valley margins, and is characteristic of a proglacial environment. At the transition between both facies associations, a specific 10m-thick pattern uppermost beds of FA2, consisting of massive siltstones interbedded with sandstone beds affected by normal microfaulting (Figure 8F), record the transition from subglacial to proglacial setting, when the ice-sheet retreat allowed glaciomarine conditions to develop with Hirnantia fauna (FA3). The first sandstone beds are deposited in the continuity of the 50m-thick sandstone

sequence and are recording lightly grounded ice-sheet environment. The overlying massive siltstone beds demonstrate a lower energy depositional setting, probably associated with a significant uncoupling and thus an increased accommodation space. This situation is temporary, and recoupling occurs shortly after, associated with decreasing accommodation space, sandstone sedimentation and coeval normal microfaulting. This specific sedimentation sequence is the last term before a complete change in sedimentation style, recording the withdrawal of the ice-sheet above the tunnel valley, and the evolution from lightly grounded, subglacial environment to glaciomarine settings.

Sedimentary processes and architecture unraveling ice-sheet dynamics

The distribution of the different facies and facies associations defined in this paper, enables the evolution of the depositional environments to be reconstructed. The evolution of sedimentary processes and depositional environments should therefore help unravelling the ice-sheet dynamics through the deglaciation.

Some attempts to determine the glacial dynamics during retreat phases of ice-sheets are either based on the sedimentary record in glacial valleys (e.g. [Corner, 2006](#)) or on subglacial landforms beneath ice-stream, especially for the recent history of the Antarctic ice-sheet ([Dowdeswell et al., 2008](#); [Ó Cofaigh et al., 2008](#)). In glacial valley infill, three architectural styles are recognized: (1) thinly spread glaciogenic sediments resulting from a rapid glacier retreat, (2) small proglacial sediment accumulations resulting from a slow retreat rate with intermittent halt or stillstand (3) a well developed proglacial system, resulting from a slow retreat with long stillstand. In ice-streaming context, [Dowdeswell et al. \(2008\)](#) also define three stages from (1) slow retreat, (2) rapid retreat and (3) a punctuated/episodic or staggered retreat. Although Alnif tunnel valley more probably sits in an inter-ice-stream area, located east from the major ice-stream pathways over Zagora region ([Le Heron et al., 2007](#)), the relationship between sedimentary record and glacial dynamic is similar to ice-stream retreat signature. Alnif tunnel valley infill can be subdivided in to two glacial units (GU1 and GU2) but, by analogy with Quaternary examples presented above, the sedimentary infill occurs in three successive stages ([Figure 16](#)).

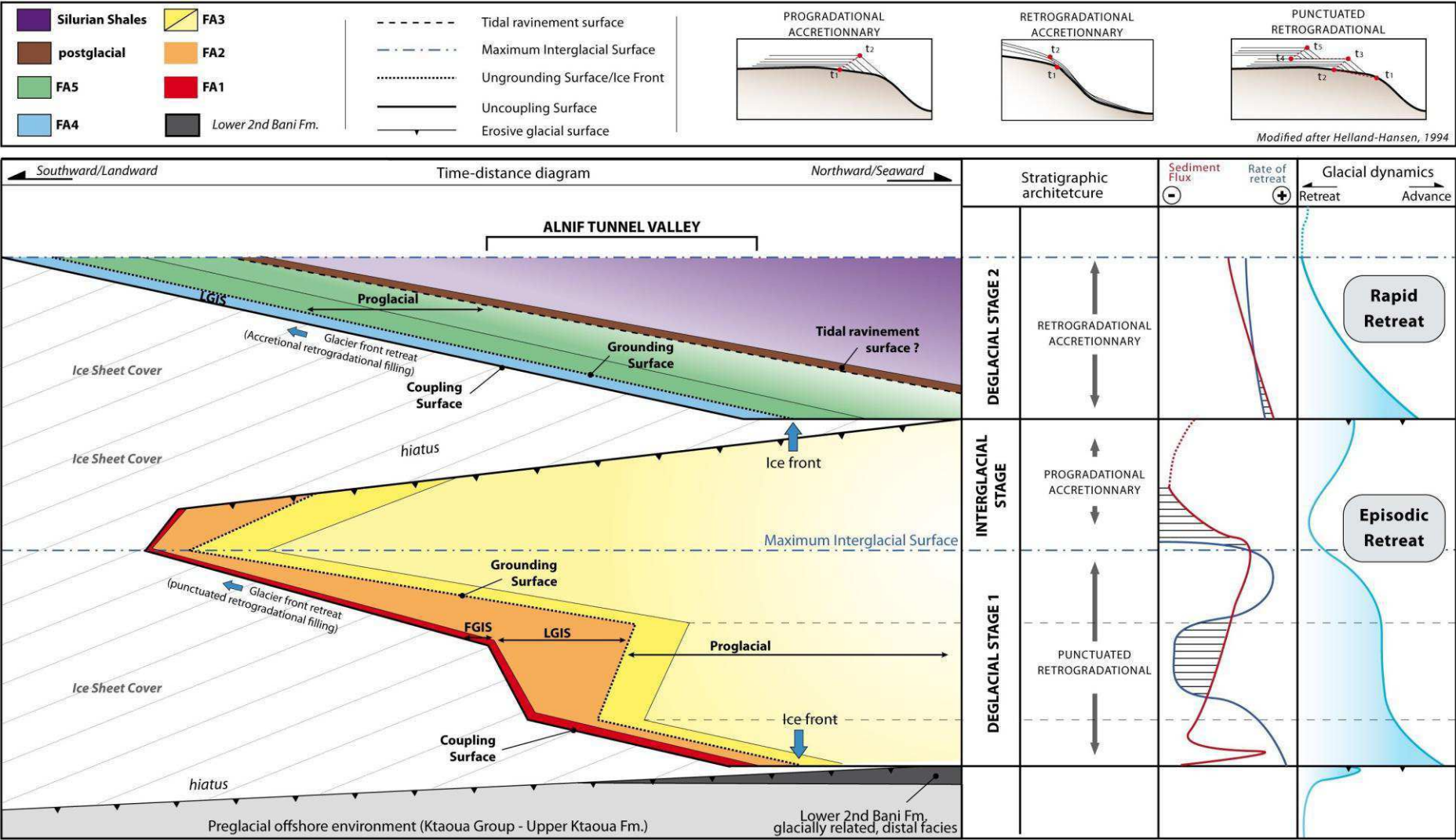


Figure 16: Time-distance diagram based on the tunnel valley infill characteristics, variations of sediment fluxes/supply, rate of retreat and interpreted glacial dynamics. Majors facies associations are reported together with depositional environments (FGIS: Fully grounded ice-sheet; LGIS: Lightly grounded ice-sheet; GM: Glaciomarine; PG: Proglacial), together with the major depositional stages.

- Deglacial Stage 1

A first deglacial stage starts when the ice-sheet retreat is initiated. Accommodation space increases and enables sedimentation in the tunnel valley incision. Above GP1, depositional environments rapidly evolve from fully grounded (FA1) to lightly-grounded subglacial settings (FA2). Upwards, the transition from lightly grounded ice-sheet (FA2) to glaciomarine settings (FA3) is marked by a sudden flooding and drowning of the tunnel valley. This event is likely to be associated with a marine transgression but is not necessarily associated with a sea-level increase. Although ice-sheet retreat is generally correlated with glacio-eustatic sea-level rise, if the tunnel valley floor is located below the wave base when the flooding occurs, no transgression surface will be recorded.

This first deglacial stage ends with the development of *Hirnantian* fauna in glaciomarine conditions, with predominant seawater influence, that demonstrate the maximum interglacial. This maximum glaciomarine zone represents a condensed zone. Progradation in FA2 is inferred from the coarsening-upward sequences exposed in Targa Oulouf and Nord Targa Oulouf (Figure 4 & 5). As FA2 is deposited in a subglacial environment, the coarsening-upward trend is under control of specific parameters controlling variations of accommodation space: (1) the sedimentation rate or (2) the ice-front retreat rate controlling the position of the sediment entry point. Therefore the depositional sequence can be explained in two different ways.

A stable rate of retreat implies a constant retrogradation of the sediment entry point, and a coeval decrease in sedimentation rate. In that case, the intermittent progradation of FA2 is inferred to a higher sediment fluxes, much higher than the rate of retreat. This increase would be only temporary because of the rapid retreat recorded by the transition from FA2 to FA3. It is likely that any changes in sediment fluxes have to be driven by a change in meltwater fluxes. An increasing sediment rate has to be associated with an increase in meltwater discharge, and thus more active meltwater drainage. However, there is no evidence for such active drainage associated with FA2. In addition, in subglacial setting, large meltwater discharge should be associated with very high fluid overpressure, leading to deformations of the sediment. However, there is only limited fluid overpressure deformation revealing that although subglacial setting developed, meltwater discharge remains limited.

Considering a stable sediment fluxes/sedimentation rate, the prograding geometry is inferred to a temporary decelerating, or a stagnation of the ice-front. In that case, the stabilisation allows sediment fluxes to build up as a fan, and to be transported further downflow from the sediment entry point. The progressive infill of an existing topography (initial tunnel valley incision) is consistent with the prograding sequence. The rapid flooding by seawaters and glaciomarine conditions, indicate the end of the stabilization phase and the final withdrawal of the ice-sheet

from Alnif regions. However, a stable sediment fluxes is very unlikely over long term, but this hypothesis of ice-sheet margin stabilisation is also consistent if constantly increasing sediment fluxes is involved, associated with increasing meltwater supply towards the interglacial period. Thereby, the progradation trend observed in the deglacial sequence is best explained by the second hypothesis. The sequence records a temporary stabilisation of the ice-sheet margin, before the final withdrawal that leads to the overlying interglacial period with glaciomarine conditions.

This first deglacial stage records an episodic/staggered retreat, associated with a punctuated retrogradation sedimentary architecture.

- *Interglacial Stage*

Above, the maximum retreat is well constrained by the presence of fauna, that clearly indicates predominant seawater conditions, hence a reduced glacial influx. The maximum interglacial is overlain by a prograding sequence in FA3. It can be only temporary prograding as the coarsest beds are composed of sandstones near Oued marabout (F8), and then overlain by massive siltstones, near Iherm Oujdid (log section IOD; [Figure 3 & 4](#)). This sequence records interglacial conditions with a marine environment, characterised by high relative sea-level. Variable sediment supply leading to progradation/retrogradation of the proglacial fan is possibly related to ice-front oscillations (and thus, sediment entry point) located further inland (i.e. further South). This interglacial unit is truncated above by the glacial erosion surface GP2. There is a major hiatus that cannot be quantified in terms of length.

- *Deglacial Stage 2*

Above the second glacial erosion surface (GP2), a second deglacial unit develops. It is characterised by high vertical stacking and lateral cannibalism of channels at the base. The high degree of cannibalism and overdeepening of the canal braided network could represent a large amount of time, which cannot be estimated. This stage would therefore be a relatively stable, glacial period, with ice-margin located further north. Upwards, rapid and constant destacking of channelised systems demonstrate a rapid and continuous deglaciation trend, and a significant increase in accommodation, eventually leading to a proglacial environment with isolated channel in massive siltstones. Therefore, expect from a possible stillstand recorded by an overdeepening canal braided network, the deglaciation is rapid with a continuous retreat of the sediment entry point. The lightly grounded ice-sheet environment is conformably evolving into a proglacial environment, recording a retreat of both the coupling line and the grounding zone.

Finally, there is a clear difference in accommodation space available between Glacial Unit 1 and Glacial Unit 2 (Clerc *et al.*, *accepted*). This difference probably affected the sedimentary record, allowing sediments to be trapped and stored between the coupling line and the grounding zone when AS is high, whereas sediment bypass, erosion and overdeepening will be favoured if the accommodation pace is a limiting factor. In deglacial stage 2, there is a potentially frequent and important hiatus, so that the greater part of the information is missing and difficult to constrain or quantify.

CONCLUSIONS

Alnif tunnel valley provides good quality exposures for studying subglacial depositional processes. A significant portion of the valley fill is deposited subglacially under a lightly-grounded ice-sheet, where the ice is locally and temporary grounded to the bed. This zone extends between a fully-grounded area mainly dominated by ice-bed coupling, and a proglacial/glaciomarine environment, beyond the grounding zone. Major characteristics of subglacial sedimentation will include frequent erosion or reactivation surfaces, strong capacity for lateral shifting, deformation structures related to fluid overpressure and normal micro-faulting related to ice-loading. However, depending on the subglacial accommodation space, depositional processes will be different. When the accommodation space is not the limiting factor, glaciurbidites will develop and progressively fill the initial topography created by the tunnel valley incision. Meltwaters are mainly (possibly exclusively) driven through the tunnel valley, which consist of a preferential drainage pathway, while the ice-sheet rests on the valley shoulders (interfluvies) where fully-grounded conditions, probably prevail. Then, glaciomarine environment fully developed over the valley, and sedimentation overfilled the tunnel valley during interglacial periods. Hence, there is no remaining topography and no preferential drainage pathways: the accommodation space now represents a limiting factor. The hydraulic networks developed as subglacial braided canal network, possibly dendritic/arborescent in morphology, draining meltwaters from multiple sources (supraglacial to subglacial) towards a major channel. Due to the low accommodation space and the absence of controlling base level, other than the glacier sole, the network develops by downward erosion (overdeepening), resulting in a concave morphology with channels located at different altitudes. Finally, the sedimentary architecture reveals different regime of retreat. The first deglacial stage leading to the interglacial period is episodic, recorded by a prograding sedimentary body indicating temporary ice-front stabilisation. Conversely, the second and final deglacial stage leading to the Silurian flooding is rapid, occurring in a single retreat stage.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank GDF Suez Exploration Production International for the funding of this study and for permission to publish this work. The work represents a contribution from the “SEDS” (Systèmes, Environnements et Dynamique Sédimentaire) research team in the Laboratoire Biogeosciences-UMR/CNRS 6282 at the University of Burgundy.

REFERENCES

- Allen, J.R.L.** (1982) Sedimentary structures: their character and physical basis, Development in Sedimentology 30. Elsevier, Amsterdam.
- Allen, J.R.L.** (1970) A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology* 14, 5-26.
- Álvarez, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J. and Vizcaíno, D.** (2007) Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: Controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 20-36.
- Ashley, G.M., Southard, J.B. and Boothroyd, J.C.** (1982) Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29, 67-79.
- Benn, D.I.** (1995) Fabric signature of subglacial till deformation, Breidamerjökull, Iceland. *Sedimentology* 42, 735-747.
- Benn, D.I. and Evans, D.J.A.** (2010). *Glaciers and Glaciation*, Second Edition. Edward Arnold, London. 802 pp.
- Bennett, M.R., Huddart, D. and Waller, R.I.** (2006) Diamict fans in subglacial water-filled cavities - a new glacial environment *Quaternary Science Reviews* 25 (21-22), 3050-3069.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., de Charpal, O., Gariel, O. and Bennacef, A.** (1971) Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara, sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection "Science et technique du pétrole", Institut Français du Pétrole, Paris. 464 pp.
- Biju-Duval, B., Deynoux, M. and Rognon, P.** (1974) Essai d'interprétation des "fractures en gradins" observées dans les formations glaciaires précambriennes et ordoviciennes du Sahara. *Revue de Géographie Physique et de Géologie dynamique* 16, 503-512.
- Bindschadler, R.A., Vornberger, P. and Gray, L.** (2005) Changes in the ice plain of Whillans Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Glaciology* 51 (175), 620-636.
- Bindschadler, R., Choi, H., Wichlacz, A., Bingham R., Bohlander, J., Brunt, K., Corr, H., Drews, R., Fricker, H., Hall, M., Hindmarsh, R., Kohler, J., Padman, L., Rack, W., Rotschky, G., Urbini, S., Vornberger, S. and Young N.** (2011) Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctica ice sheet created for the International Polar Year. *The Cryosphere* 5, 569-588.
- Boulton, G.S.** (1976) The origin of glacially-fluted surfaces – observations and theory. *Journal of Glaciology* 17, 287-309.
- Boulton, G.S. and Hindmarsh, R.C.A.** (1987) Sediment deformation beneath glaciers; rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research* 92, 9059-9082.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S.** (2007a) Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part I – Glaciological observations. *Quaternary Science Reviews* 26, 1067-1090.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P. and Zatsepin, S.** (2007b) Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part II – theory and simulation of a modern system. *Quaternary Science Reviews* 26, 1091-1105.
- Boulton, G.S., Haggdorn, M., Maillot, P.B. and Zatsepin, S.** (2009). Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 28, 621-638.
- Boyce, J.I. and Eyles, N.** (2000) Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 112, 98-118.
- Brodzikowski, K. and van Loon, A.J.** (1991) *Glacigenic sediments*. Elsevier, Amsterdam, New York. Xxx pp.
- Brookfield, M.E. and Martini, I.P.** (1999) Facies architecture and sequence stratigraphy inglacially influenced basins: basic problems and water-level/glacier input-output controls (with an example from the Quaternary of Ontario, Canada). *Sedimentary Geology* 123, 183-197.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C. and Soulaïmani, S.** (2006) Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *Compte Rendus Geoscience* 338, 11-24.
- Catania, G. and Paola, C.** (2001) Braiding under glass. *Geology* 29, 259-262.

- Clark-Lowes, D.D.** (2005) Arabian glacial deposits: recognition of palaeovalleys within the Upper Ordovician Sarah Formation, Al Qasim district, Saudi Arabia. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 331-347.
- Clayton, L., Attig, J.W. and Michelson, D.M.** (1999) Tunnel channels in Wisconsin. In: Michelson, D.M., Attig, J.W. (Eds.), *Glaciers Past and Present*. Geological Society of America Special Paper 337, pp. 69-82.
- Clerc, S., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., Desaubliaux, G. and Portier, E.** (2012) Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. *Quaternary Science Reviews* 33, 142-164.
- Collinson, J.D., Mountney, N.P. and Thompson, D.B.** (2006) *Sedimentary Structures - Third Edition*. Terra Publishing, Harpenden, Hertfordshire, England.
- Corner, G.D.** (2006) A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls. *SEPM Special Publication* 85, 161-178.
- Corr, H. F. J., Doake, C. S. M., Jenkins, A. and Vaughan, D. G.** (2001) Investigations of an "ice plain" in the mouth of Pine Island Glacier, Antarctica. *Journal of Glaciology* 47 (156), 51-57.
- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Konaté, M., Ghienne, J.-F. and Guiraud, M.** (2007) Hirnantian glacial and deglacial record in SW Djado Basin (NE Niger). *Geodinamica acta* 20 (3), 177-195.
- Denis M., Guiraud M., Konaté M. and Buoncristiani J.-F.** (2010) Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). *International Journal of Earth Sciences* 99 (6), 1399-1425.
- Destombes, J., Hollard, D.H. and Willefert, S.** (1985) Lower Palaeozoic Rocks of Morocco. In: C.H. Holland (Ed.), *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa*. Lower Palaeozoic rocks of the World. John Wiley and Sons, New York, pp. 91-336.
- Domack, E., Jacobson, E.A., Shipp, S. and Anderson, J.B.** (1999). Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 2 – Sedimentologic and stratigraphic signature. *Geological Society of America Bulletin* 111 (10), 1517-1536.
- Dowdeswell, J.A. and Cromack, M.** (1991) Behaviour of a glacier-derived suspended sediment plume in a small arctic inlet. *Journal of Geology* 99, 111-123.
- Dowdeswell, J.A., Ottesen, D., Evans, J., O Cofaigh, C. and Anderson, J.B.** (2008) Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology* 36(10), 819-822.
- Ehlers, J. and Wingfield, R.** (1991) The extension of the Late Weichselian/Late Devensian ice sheets in the North Sea Basin. *Journal of Quaternary Science* 6, 313-326.
- El Ghali, M.A.K.** (2005) Depositional environments and sequence stratigraphy of paralic glacial, paraglacial and postglacial Upper Ordovician siliciclastic deposits in the Murzuq Basin, SW Libya. *Sedimentary Geology* 177, 145-173.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F. and Auton, C.A.** (2006) Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Science Reviews* 78, 115-176.
- Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D.** (1983) Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.
- Fountain, A.G. and Walder, J.S.** (1998) Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36(3), 299-328.
- Ghienne, J.-F.** (2003). Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 189, 117-145.
- Ghienne, J.-F. and Deynoux, M.** (1998) Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedimentary Geology* 119, 141-159.
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., Manatschal, G. and Rubino, J.-L.** (2003). Palaeovalleys and fault-controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 1091-1100.
- Ghienne, J.-F., Le Heron, D., Moreau, J., Denis, M. and Deynoux, M.** (2007) The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. In: *Glacial Sedimentary Processes and Products* (Eds M. Hambrey, P. Christoffersen, N. Glasser, P. Janssen, B. Hubbard and M. Siegert), IAS Spec. Publ. 39, 295-319.
- Ghienne, J.-F., Girard, F., Moreau, J. and Rubino, J.L.** (2010) Late Ordovician climbing-dune cross-stratification: a signature of outburst floods in proglacial outwash environments? *Sedimentology*
- Gibbard, P.** (1980) The origin of stratified Cathish Creek till by basal melting. *Boreas* 9, 71-85.
- Girard, F., Ghienne, J.-F. and Rubino, J.-L.**, 2012. Channelized sandstone bodies ('cordons') in the Tassili N'Ajjer (Algeria & Libya) : snapshots of a Late Ordovician proglacial outwash plain. *Journal of the Geological Society*, Special Publication 368, first published online March 8, 2012. doi 10.1144/SP368.3.
- Hellmer, H.H., Jacobs, S.S. and Jenkins, A. (1998). Ocean erosion of a floating Antarctic glacier in the Amundsen Sea. *Antarctic Research Series* 75, 83-100.
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F. and Westlake, I.R.** (2002) Tunnel valleys and density flow processes in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria : influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology* 25, 297-324.

- Hornung, J.J., Asprien, U. and Winsemann, J.** (2007) Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact an, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. *Sedimentary Geology* 193, 167-192.
- Huuse, M. and Lykke-Andersen, H.** (2000) Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quaternary Science Reviews* 19, 1233-1253.
- Jenkins, A., Vaughan, D.G., Jacobs, S.S., Hellmer, H.H. and Keys, J.R.** (1997). Glaciological and oceanographic evidence of high melt rates beneath Pine Island Glacier, West Antarctica. *Journal of Glaciology* 43, 114-121.
- Jenkins, A., Dutrieux, P., Jacobs, S.S., McPhail, S.D., Perett, J.R., Webb, A.T. and White, D.** (2010). Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat. *Nature Geoscience* 3, 468-472.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R. and Morris, W.R.** (2011) Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. *Sedimentology* 59(3), 867-898.
- Jopling, A.V. and Walker, R.G.** (1968) Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 971-984
- Jørgensen, F. and Sandersen, P.B.E.** (2006) Buried and open tunnel valleys in Denmark--erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 25, 1339-1363.
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E. and Auken, E.** (2003) Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics* 53, 199-213.
- Kneller, B.** (1995) Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: *Characterization of deep marine clastic systems* (Eds A.J. Hartley and D.J. Prosser) Special Publication 94, Geological Society, London, 31-49.
- Le Heron, D.P.** (2010) Interpretation of Late Ordovician glaciogenic reservoirs from 3-D seismic data: an example from the Murzuq Basin, Libya. *Geological Magazine* 147(1), 28-41.
- Le Heron, D.P. and Craig, J.** (2008) First-order reconstructions of a Late Ordovician Saharan ice sheet. *Journal of the Geological Society, London* 165, 19-29.
- Le Heron, D.P., Sutcliffe, O.E., Bourrig, K., Craig, J., Visentin, C. and Whittington, R.J.** (2004) Sedimentary architecture of the Upper Ordovician tunnel valley, Gargaf Arch, Libya : Implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GeoArabia* 9, 137-160.
- Le Heron, D.P., Craig, J., Sutcliffe, O.E. and Whittington, R.J.** (2006) Late Ordovician glaciogenic reservoir heterogeneity: An example from the Murzuq Basin, Libya. *Marine and Petroleum Geology* 23, 655-677.
- Le Heron, D.P., Ghienne, J.-F., El Houicha, M., Khoukhi, Y. and Rubino, J.-L.** (2007) Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 200-226.
- Le Heron, D.P., Craig, J. and Etienne, J.L.** (2009) Ancient glaciations and hydrocarbon accumulations in North Africa and the Middle East. *Earth-Science Reviews* 93, 47-76.
- Lesemann, J.-E., Aslop, G.I. and Piotrowski, J.A.** (2010) Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. *Quaternary Science Reviews* 29, 3212-3229.
- Loi, A., Ghienne, J. F., Dabard, M. P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., Elaouad, Debbaj, Z., Gorini, A., Vidal, M., Videt, B. and Destombes, J.** (2010) The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296 (3-4), 332-358.
- Lonergan, L., Maidment, S.C.R. and Collier, J.S.** (2006) Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology and evolution. *Journal of Quaternary Science* 21, 891-903.
- Lowe, D.R.** (1975) Water escapes structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157-204.
- Lowe, D.R.** (1982) Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Lowe, D.R. and LoPiccolo, R.D.** (1974) The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 484-501.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D.K., Štorch, P. And Fitches, B.** (2000) Lower Silurian 'hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews* 49, 121-200
- McCabe, A.M. and Ó Cofaigh, C.** (1994) Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 91, 57-95.
- Miall, A.D.** (1978) *Fluvial Sedimentology*. Memoir 5, Canadian Society of Petroleum Geology, Calgary.
- Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J.-F., Dean, W.T., Günay, Y., Le Hérisse, A., Paris, F. and Robardet, M.** (2003) Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova* 15, 249-257.
- Mulder, T. and Alexander, J.** (2001) The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- Mullins, H.T. and Hinchey, E.J.** (1989). Erosion and infill of New York Finger Lakes: Implications for Laurentide ice sheet deglaciation. *Geology* 17, 622-625.
- Mutti, E. and Normark, W. R.** (1987) Comparing examples of modern and ancient turbidite systems:

- problems and concepts, in J. K. Leggett and G. G. Zuffa, eds., *Marine clastic sedimentology: concepts and case studies*: London, Graham and Troutman, p. 1–38.
- Nye, J.F., (1976). Water flow in glaciers; jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology* 17, 181-207.
- O'Brien, P.E., De Santis, L., Harris, P.T., Domack, E. and Quilty, P.G. (1999). Ice shelf grounding zone features of western Prydz Bay, Antarctica: sedimentary processes from seismic and sidescan images. *Antarctic Science* 11 (1), 78-91.
- Ó Cofaigh, C. (1996) Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography* 20, 1-19.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Allen, C.S., Hiemstra, J.F., Pudsey, C.J., Evans, J., Evans, D.J.A. (2005). Flow dynamics and till genesis associated with a marine-based Antarctic palaeo-ice stream. *Quaternary Science Reviews* 24, 709-740.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A. Evans, J. and Larter, R.D. (2008) Geological constraints on Antarctic palaeo-ice stream retreat. *Earth Surface Processes and Landforms* 33(4), 513-525.
- Patterson, C.J. (1994) Tunnel-valley fans of the St. Croix moraine, eastcentral Minnesota, USA. In: Warren, W., Croot, C. (Eds.), *Formation and Deformation of Glacial Deposits*. Balkema, Rotterdam, pp. 69-87.
- Payne, A.J., Holland, P.R., Sheperd, A.P., Rutt, I.C., Jenkins, A. and Joughin, I. (2007). Numerical modelling of ocean-ice interactions under Pine Island Bay's ice shelf. *Journal of Geophysical Research* 112, C10019.
- Piotrowski, J.A. (1994) Tunnel-valley formation in northwest Germany - geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology* 89, 107-141.
- Piotrowski, J.A., 2006. Groundwater under ice sheets and glaciers. In: Knight, P.G. (Ed.), *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 50-59.
- Piotrowski, J.A., Hermanowski, P., Piechota, A.M., 2009. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 481-492.
- Plink-Björklund, P. and Ronnert, L. (1999) Depositional processes and internal architecture of Late Weischelian ice-marine submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology* 46, 215-234.
- Powell, R.D. and Cooper, J.M. (2002). A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. In: Dowdeswell, J.A. and O Cofaigh, C. (Eds.), *Glacier-Influenced Sedimentation on High Latitude Continental Margins*. Geological Society, London, Special Publication 203, 215-244.
- Pugin, A., Pullan, S.E. and Sharpe, D.R. (1999) Seismic facies and regional architecture of the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 409-432.
- Rognon, P., Charpal, O.D., Biju-Duval, B. and Gariel, O. 1968. Les glaciations "siluriennes" dans l'Ahnnet et le Mouydir (Sahara central). In: *Le Paléozoïque inférieur de l'Ahnnet et du Mouydir*, 38. Publication du service géologique de l'Algérie, Alger.
- Ross, N., Bingham, R.G., Corr, H.F.J., Feraccioli, F., Jordan, T.A., Le Brocq, A., Rippin, D.M., Young, D., Blankenship, D.D. and Siegert, M.J. (2012). Steep reverse bed slope at the grounding line of the Weddell Sea sector in West Antarctica, *Nature Geoscience* 5, 393-396.
- Röthlisberger, H. and Lang, H. (1987) *Glacial hydrology*. In: *Glacio-fluvial Sediment Transfer* (Eds Gurnell, A.M. and Clark, M.J.) Wiley, New York, 207-282.
- Russell, H.A.J., Arnott, R.W.C. and Sharpe, D.R. (2003) Evidence for rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, Southern Ontario, Canada. *Sedimentary Geology* 160, 33-55
- Siegert, M.J., Ellis-Evans, J.C., Tranter, M., Mayer, C., Petit, J.-R., Salamatin, A. and Priscu, J.C. (2001) Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes. *Nature* 414, 603-609.
- Southard, J. B. and Boguchwal, L. A. 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology* 60 (5): 658-79.
- Stewart, M.A. and Lonergan, L (2011). Seven glacial cycles in the middle-late Pleistocene of northwest Europe: Geomorphic evidence from buried tunnel valleys. *Geology* 39 (3), 283-286.
- Sutcliffe, O.E., Harper, D.A.T., Ait Salem, A., Whittington, R.J. and Craig, J. (2001) The development of an atypical Hirnantia-brachiopod Fauna and the onset of glaciation in the late Ordovician of Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 92, 1-14.
- Torsvik, T.H. and Cocks, L.R.M. (2011) The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana. In: *The Formation and Evolution of Africa: a synopsis of 3.8 Ga of Earth History* (Eds Van Hinsbergen, D.J.J., Buitter, S.J.H., Torsvik T.H., Gaina, C. and Webb, S.J.) Geological Society, London Special Publications 357, 137-166.
- Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, I. and Fiet, N. (2010) Relationship between deep diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of Sedimentary Research* 80, 1068-1084.
- Vaslet, D. (1990) Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes* 13(3), 147-161.
- Villas, E., Vizcaíno, D., Álvaro, J.J., Destombes, J. and Vennin, E. (2006) Biostratigraphic control of the latest-Ordovician glaciogenic unconformity

in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods. *Geobios* 39, 727-737.

Walder, J.S. (1982). Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging. *Journal of Glaciology* 28 (99), 273-293.

Walder, J.S. and Fowler, A. (1994) Channelised subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology* 40, (134), 3-15.

Woodland, A.W. (1970) The buried tunnel-valleys of East Anglia, *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 37, 521-578.

Wright Jr., H.E. (1973) Tunnel valleys, glacial surges and subglacial hydrology of the Superior Lobe, Minnesota. In: Black, R.F., Goldthwait, R.P., Willman, G.B. (Eds.), *The Wisconsin Stage*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 136, pp. 251-276.

5.3. Principales conclusions

L'analyse détaillée des faciès associés à cet environnement sous-glaciaire transitionnel (*Lightly Grounded Ice-Sheet*) a permis de définir des séquences de dépôt caractéristiques, qui se différencient des faciès proglaciaires ou franchement sous-glaciaires. Ces faciès rassemblent des caractéristiques géométriques et sédimentologiques propres à l'environnement sous-glaciaire, et qui sont cohérentes avec les critères diagnostiques définis dans l'enregistrement quaternaire. Ces séquences de dépôt s'expriment différemment suivant l'espace d'accommodation disponible.

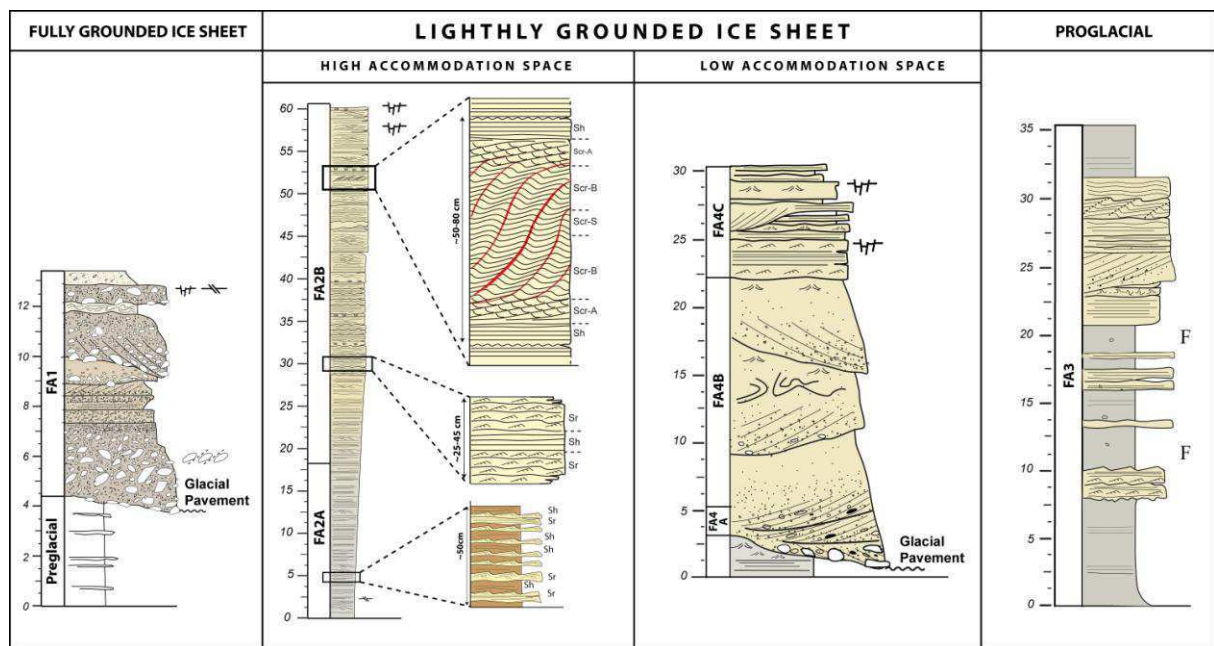


Figure 3.39 : Séquences de dépôt caractéristiques de chaque environnement de dépôt

A Alnif, la première unité glaciaire bénéficie d'un espace d'accommodation relativement important, qui est assuré par la dépression formée par l'incision initiale de la vallée tunnel. Lors de cette phase, la calotte est encore couplée au substrat sur les interfluves, mais la dynamique de fonte et de retrait de la glace permet la création d'espace d'accommodation dans le fond de la vallée. Dans ce contexte, les faciès sous-glaciaires sont associés à des processus de déconfinement des écoulements, qui arrivent dans l'environnement sous-glaciaire transitionnel (LGIS). Ce déconfinement engendre des écoulements laminaires à turbulents, de haut et de bas régime, enregistrés par des séquences de dépôt caractéristiques, composées de laminations planes, de rides de courant et de rides grimpantes. Ces faciès sont associés à des glaciturbidites. L'espace d'accommodation restant néanmoins limité par la présence de la glace, ce faciès sous-glaciaire est dominé par des surfaces d'érosion et de réactivation et

par l'absence de faciès de décantation. Il se caractérise également par des déformations associées au couplage temporaire et localisé de la glace sur le substrat (e.g. fractures en gradin).

La deuxième unité glaciaire est associée à une réavancée glaciaire sur une topographie plate, puisque la première incision glaciaire a été entièrement recouverte par des dépôts glaciomarins, au cours de la période interglaciaire/interstadiaire (FA3). Il n'y a donc pas de topographie héritée qui favoriserait la création d'espace d'accommodation sous-glaciaire. Dans cet environnement confiné, les écoulements à l'interface glace-substrat seront associés à un réseau de chenaux sous-glaciaires en tresse (*braided canal network*), qui se développent par migration latérale et surcreusement dans le substrat. La morphologie des structures chenalissantes montrent que le maximum d'énergie se concentre dans l'axe de vallée, à l'aplomb de la première incision, et érode les faciès proglaciaires/glaciomarins précédemment déposés. La morphologie du réseau de chenaux apparaît comme étant arborescente, plus ou moins superposée à la vallée tunnel.

Dans le modèle proposé de glaciturbidite (Figure 3.40A), l'enregistrement sédimentaire est contrôlé par les variations du flux d'eau et les sédiments sont piégés dans la dépression formée par la vallée tunnel. Bien que la fonte progressive de la calotte maintienne un espace d'accommodation important au fur et à mesure du remplissage de la vallée, cet espace d'accommodation n'est pas un facteur limitant.

Une hypothèse alternative peut être discutée, faisant intervenir l'espace 'accommodation comme paramètre majeur de l'enregistrement sédimentaire (Figure 3.40B). Dans ce second modèle, trois paramètres interagissent : le flux d'eau, l'espace d'accommodation et la pression à l'interface glace-substrat.

- Lorsque le flux d'eau est faible à modéré, la pression à l'interface glace substrat est faible à modérée, et la glace a donc tendance à combler l'espace disponible. En conséquence, la diminution de l'espace d'accommodation entraîne une augmentation des vitesses d'écoulement et une augmentation de la pression.
- Cette pression s'exerçant contre le poids de la glace, le découplage glace-substrat est favorisé, créant ainsi de l'espace d'accommodation supplémentaire, de sorte que le flux d'eau diminuera. Cette dynamique s'enregistre par une séquence de dépôt qui correspond une diminution de l'énergie et donc une prédominance progressive de la composante aggradante, depuis des rides grimpantes de types A jusqu'aux laminations sinusoïdales.
- La diminution du flux entraîne une diminution de la pression et favorise le couplage partiel de la glace et du substrat. Cette dynamique entraîne une diminution de l'espace d'accommodation et donc une accélération des flux. La séquence sédimentaire enregistre donc une augmentation

de la vitesse des écoulements d'eau de fonte et donc une composante progradante progressivement plus marquée.

Ces épisodes d'accélération/décélération du flux, à la fois engendrés et alimentés par la création d'espace d'accommodation permet de déposer et de préserver l'enregistrement sédimentaire sous-glaciaire au fur et mesure du remplissage progressif de la vallée tunnel.

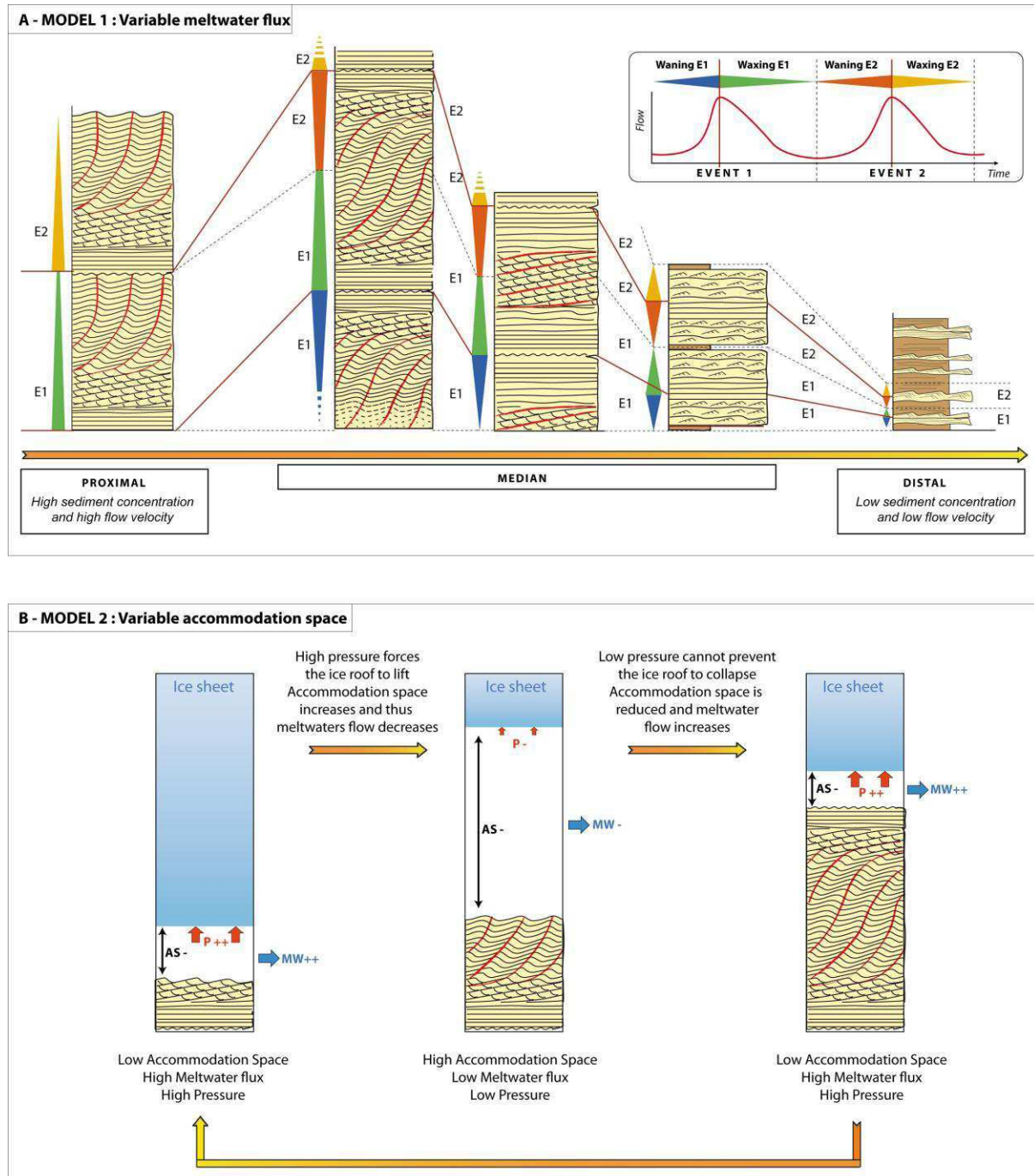


Figure 3.40 : Modèle de dépôt des glaciturbidites envisageant (A) un flux sédimentaire variable mais un espace d'accommodation suffisamment important pour être considéré constant (représentation de l'enregistrement dans l'espace), ou (B) envisageant un espace d'accommodation variable, interagissant avec le flux d'eau et la pression à l'interface glace-substrat (représentation de l'enregistrement sédimentaire au cours du temps).

6. Architecture sédimentaire des interfluves

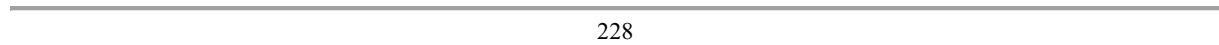
La série glaciaire hirnantiennne qui affleure dans le secteur d'Alnif se développe au-delà des limites de la vallée tunnel *stricto sensu*, dans le domaine d'interfluve. Il est possible de réaliser une analyse comparée des géométries et des processus sédimentaires associés à chacun de ces deux domaines. L'étude de terrain consacrée aux interfluves a permis de réaliser huit logs sédimentaires. Dans la mesure du possible, ces logs débutent sur un niveau repère de la série préglaciaire (KT7, Figure 3.17) et illustrent donc les faciès glaciaires situés sous le plancher GP1, ainsi que les deux unités glaciaires GU1 et GU2. En revanche, la transition avec les faciès de shoreface (F14) puis les argiles siluriennes (F15) est assez mal illustrée, compte-tenu des mauvaises qualités d'affleurement.

6.1. Analyse comparée entre vallée tunnel et interfluves

6.1.1. Architecture sédimentaire

A partir des coupes sédimentologiques réalisées dans la vallée tunnel d'Alnif et sur les interfluves entre Hassi Mouloud (HAM) au Sud et Aït Ben Saïd (ABS) (Figure 3.14), un transect de corrélation est proposé dans la Figure 3.41. Les coupes sédimentologiques sont horizontalisées sur le sommet du banc repère KT7, qui correspond à une surface de transgression majeure (Villas et al., 2006). Sur ce transect, la position de la première incision glaciaire GP1 présente un approfondissement significatif au niveau d'Alnif, au niveau des argiles de la formation inférieure du Ktaoua, et qui correspond à la position de la vallée tunnel. Cette incision représente donc une morphologie particulière, qui diffère de la surface d'érosion glaciaire enregistrée sur les interfluves. En effet, au-delà des limites de la vallée, la surface d'érosion glaciaire se caractérise seulement par quelques surcreusements, d'amplitude modérée, mais qui reste toujours superficielle, et n'atteint pas la base de la formation supérieure du Ktaoua et le banc repère KT7.

La seconde incision glaciaire GP2 présente les mêmes caractéristiques que GP1. L'érosion est relativement superficielle sur les interfluves, et un approfondissement significatif se localise uniquement à l'aplomb de la vallée tunnel. Les deux incisions glaciaires GP1 et GP2 sont donc imbriquées. Les deux unités glaciaires GU1 et GU2 sont également identifiées sur les interfluves, indiquant un motif architectural similaire entre la vallée tunnel et les interfluves. La première unité GU1 varie en épaisseur entre 25 et 50 m au maximum. La deuxième unité glaciaire GU2, moins bien préservée est rarement conservée dans sa totalité. L'épaisseur mesurée correspond donc à une valeur minimale, d'environ 15-25 m.



6.1.2. Exemple d'Hassi Mouloud (HAM)

Description

Une coupe sédimentologique, levée à Hassi Mouloud, est présentée dans l'annexe 16. Cette section débute sur le banc repère KT7, au-dessus duquel se développent des siltites et des grès fins à moyens à HCS, sur environ 75 m. Ces dépôts sont incisés par le plancher glaciaire GP1 (Figure 3.42A). La première unité glaciaire (GU1) débute par des faciès conglomératiques, hétérométriques et polygéniques, comparables aux faciès conglomératiques décrits à la base du remplissage de la vallée tunnel (Figure 3.42B). Dans ce conglomérat, des blocs métriques, facettés et striés sont préservés, indiquant un caractère clairement glaciogénique (Figure 3.42C). Des chenaux sont identifiés (Figure 3.42D), associés à un remplissage composé d'une matrice sablo-silteuse contenant des blocs de grès centimétriques à métriques (Figure 3. 42E). Ils sont surmontés par des faciès plus fins, majoritairement gréseux, avec des rides de courant et de nombreuses figures d'échappement d'eau. Ce faciès se continue latéralement par des bancs décimétriques de grès fins bien triés, à stratification horizontale, composés de rides de courant, de laminations planes de haute énergie et de nombreuses figures d'échappement d'eau, affectant individuellement les bancs gréseux (Figure 3.42F). Au-dessus, se développent un niveau conglomératique peu épais, composés d'une matrice gréseuse et de blocs de grès préglaciaire. Ce faciès, très peu développée passe rapidement à des grès fins à rides de courant, puis à des siltites massives et des sables fins, qui se développent sur environ 20 m, sous le second plancher glaciaire GP2. De nombreuses figures d'échappement d'eau sont identifiées dans ce faciès.

La base de la deuxième unité glaciaire est marquée le développement de structures chenalises érosives, composées de grès moyens, à litages obliques (Figure 3. 42G). Quelques traces de galets mous sont identifiées à la base. Latéralement, des bancs gréseux pluri-centimétriques se développent, composés de rides de courant et de laminations planes, localement incisées par les structures chenalises.

Interprétation

Suite à la première incision glaciaire, des processus de haute énergie se mettent en place, permettant le dépôt de faciès très grossiers, équivalents aux premiers stades de sédimentation dans la vallée tunnel (FA1). Le caractère glaciogénique évident de ces dépôts et le passage latéral très rapide de faciès conglomératique au grès finement lités, indiquent un processus de dépôt associé au déconfinement d'un écoulement sous-pression (*hydraulic jump*). Ce déconfinement peut s'opérer dans une cavité sous-glaciaire ou en domaine juxta-glaciaire. Le changement d'environnement de dépôt est ensuite très rapide, avec le développement d'un environnement proglaciaire associé à des processus de décantation de sédiments fins en suspension.



Figure 3.42 : A) Panorama interprété de la coupe d'Hassi Mouloud. B) Faciès conglomeratiques à blocs anguleux. C) Blocs préglaciaire facetté et strié du faciès conglomeratique. D) Faciès conglomeratique chenalisé, présentant une granoclassement normal. E) Détail du granoclassement normal dans les bancs gréseux. F) Faciès gréseux à bancs décimétriques, à stratification horizontale, composés de rides de courant, de laminations planes de haute énergie et de nombreuses figures d'échappement d'eau. G) Structures chenalisantes érosives, composées de grès moyens, à litages obliques.

Les deux surfaces d'érosion glaciaire identifiées sur cette coupe peuvent être corrélées aux deux planchers GP1 et GP2 de la vallée tunnel. D'après ce découpage stratigraphique, les faciès conglomératique sont équivalents au faciès de FA1 et surmontés par les dépôts fins, équivalents des faciès proglaciaires de FA3 dans la vallée. Cependant, étant données les conditions d'affleurement, aucun indices de faune, ni aucun dropstone n'a été identifié. Enfin le terme supérieur, situé au-dessus de l'équivalent de GP2 et composé de structures chenalisantes, enregistre des systèmes chenalisés (FA4) ou des chenaux d'alimentation d'un lobe proglaciaire (FA5).

6.2. Principales conclusions et implications

La séquence sédimentaire enregistrée sur les interfluves est comparable à la séquence de remplissage de la vallée tunnel. Deux unités glaciaires sont enregistrées, associées à des environnements sous-glaciaires puis proglaciaires. La première unité GU1 sur les interfluves se caractérise cependant par des faciès plus glaciogéniques que dans la vallée. L'influence glaciaire est très marquée, avec du matériel grossier, mal trié et qui a subi un transport limité, permettant la conservation des stries et surfaces polies. En revanche, la mise en place des faciès proglaciaires lors du retrait de la glace, caractéristiques d'un environnement déconfiné, s'enregistre par les dépôts fins identifiés à la fois dans la vallée tunnel et sur les interfluves (FA3).

Concernant GU2, la majorité de l'enregistrement est associé à un environnement sous-glaciaire. Le système chenalisé distribué (FA4), caractéristique de la base de seconde unité glaciaire, dans la vallée tunnel, s'est très peu développé au niveau d'Hassi Mouloud. L'espace d'accommodation était donc très limité. Le passage de l'environnement sous-glaciaire à proglaciaire est ensuite très rapide.

Les deux surfaces d'érosion glaciaire étant préservées sur les interfluves et relativement homogènes et continues latéralement, la superposition des deux surfaces d'érosion glaciaire à Alnif n'est probablement pas aléatoire. La nature du remplissage de la vallée tunnel a certainement une influence sur la position de la deuxième incision glaciaire.

Ces observations amènent à la dernière problématique abordée dans ce travail, à savoir l'influence du substrat préglaciaire sur la position des vallées tunnel et les mécanismes mis en jeu lors de leur formation. Cette question sera abordée et discutée dans le Chapitre 4.

CHAPITRE IV

Facteurs de contrôle sur la
localisation, la formation et la
morphologie des vallées tunnel

1. Objectifs

La première synthèse sur les vallées tunnel proposée par Ó Cofaigh (1996), et complétée par différents auteurs successifs (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Kehew et al., 2012) a permis de comparer les hypothèses avancées pour expliquer l'origine de ces vallées. Les modèles proposés diffèrent de par leur cinématique invoquant une formation catastrophique (Piotrowski, 1994) ou par érosion régressive (Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Wingfield, 1990), mais s'accordent sur le rôle essentiel que doit jouer le transfert des eaux de fonte sous pression à la base du glacier. La nature du substrat, en particulier les propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) semblent être un paramètre majeur qui contrôle le transfert des eaux de fonte dans le sédiment (Boulton & Hindmarsh, 1987 ; Boulton et al., 2007a,b ; Sandersen & Jørgensen, 2012). L'héritage structural est également évoqué pour expliquer la distribution des vallées tunnel quaternaires (Huuse & Lykke-Andersen, 2000 ; Ghienne et al., 2003). A l'Ordovicien, Rognon et al. (1968) ont décrit dans le Sahara des vallées glaciaires installées sur des accidents majeurs, suggérant l'importance de l'héritage structural. Plus récemment, Ghienne et al. (2003) démontrent que des vallées tunnel du bassin de Murzuq présentent des orientations parallèles aux grands linéaments du socle, appuyant l'hypothèse d'un contrôle structural. Dans le cas d'Alnif, outre l'orientation de la vallée tunnel, cohérente avec la direction des grands accidents panafricains de l'Ougarta et de l'Anti-Atlas, aucune faille majeure n'a été identifiée à proximité de l'incision, et le contrôle structural n'est pas clairement démontré.

Actuellement, les modèles de formation des vallées tunnel se basent essentiellement sur l'enregistrement quaternaire, mieux préservé et plus étudié, et la comparaison avec les vallées pré-pléistocènes est relativement récente et peu détaillée. Quelques études tentent un parallèle entre les vallées quaternaires et ordoviciennes (Le Heron et al., 2004 ; van der Vegt et al., 2012), en appliquant les hypothèses établies pour le Quaternaire aux vallées ordoviciennes. Le cadre stratigraphique et structural ordovicien n'est donc pas utilisé pour définir les facteurs de contrôle sur la localisation et les mécanismes de creusement des vallées tunnel ordoviciennes. Or, comprendre l'organisation des réseaux de vallée tunnel et déterminer les paramètres qui contrôlent leur distribution est un enjeu majeur qui mène vers la prédiction de leur position en subsurface.

A partir des informations de la littérature, portant sur l'enregistrement glaciaire dans l'Anti-Atlas, et des données obtenues dans le cadre de ce travail de thèse, l'objectif est de réaliser une analyse comparée des vallées tunnel identifiées le long d'un transect de 150 km entre Foum Larjamme et Erfoud (Figure 4.1). Le but est de comparer la morphologie et la densité des vallées tunnel, de caractériser l'architecture des séries préglaciaires et d'établir le lien entre la nature du substrat et la mise en place de ces vallées, dans le cadre structural de l'Anti-Atlas à l'Ordovicien supérieur.

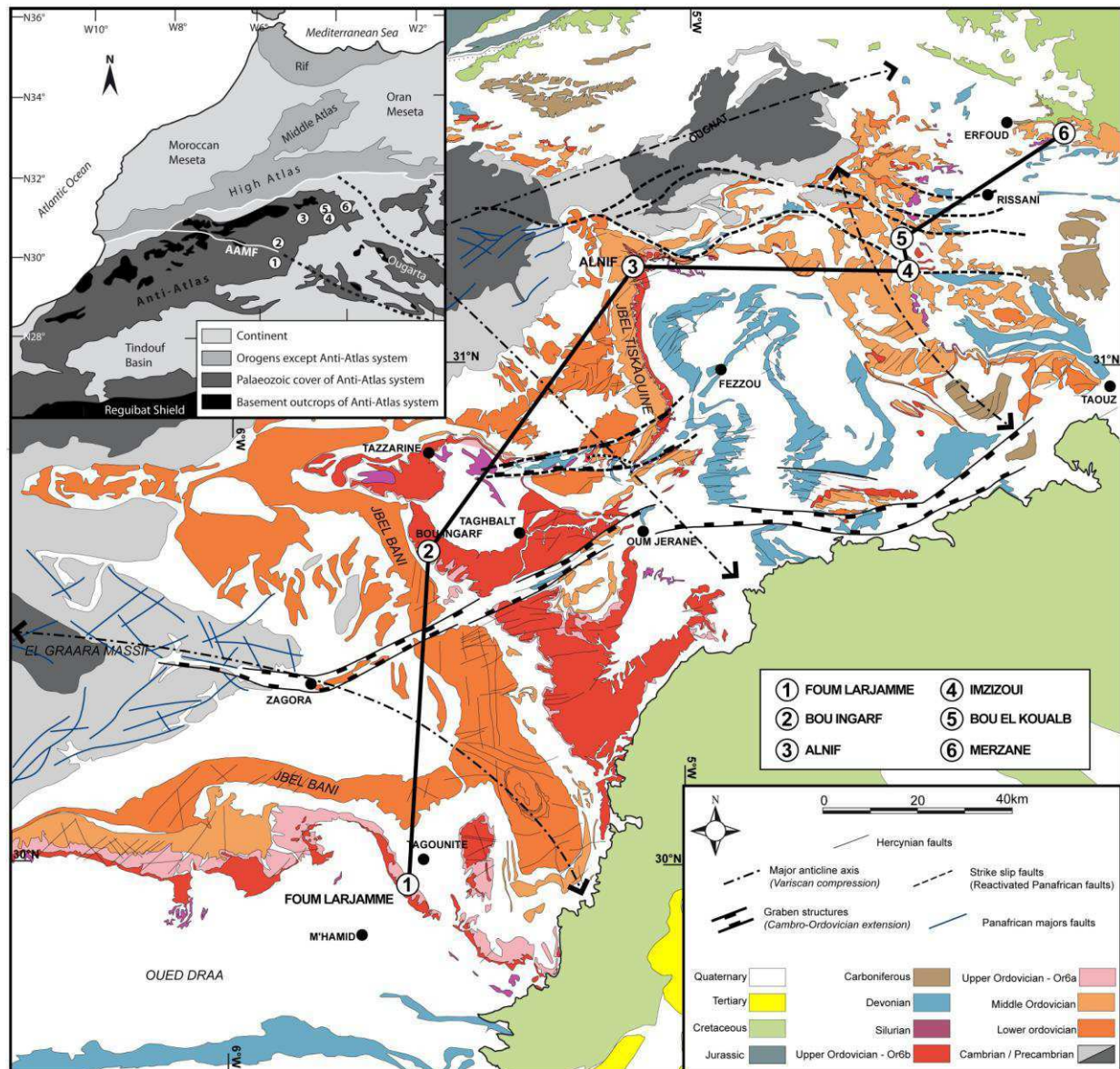


Figure 4.1 : Carte géologique et structurale simplifiée de l'Anti-Atlas (Données compilées d'après les cartes géologiques du Maroc ; Robert-Charrue & Burkhard, 2008).

2. Rappel du cadre structural et paléogéographique de l'Anti-Atlas

Le régime tectonique extensif qui caractérise le début du Paléozoïque sur la marge nord-gondwanienne a permis le développement du bassin atlasique dans cette région actuelle de l'Anti-Atlas (Stampfli et al., 2002 ; Coward & Ries, 2003 ; Burkhard et al., 2006). Les processus de rifting associés à la dynamique extensive ont perduré au Cambrien puis à l'Ordovicien, principalement en réactivant les anciennes zones de suture autour du Craton Ouest Africain et les accidents hérités de l'orogénèse panafricaine (Coward & Ries, 2003). Ces accidents dans la région de l'Anti-Atlas sont majoritairement orientées NW-SE puis E-W en direction de la côte atlantique. Dans le secteur de Zagora, la Faille Majeure de l'Anti-Atlas (*Anti-Atlas Major Fault, AAMF*) constitue un accident hérité de cette orogénèse panafricaine (Figure 4.2).

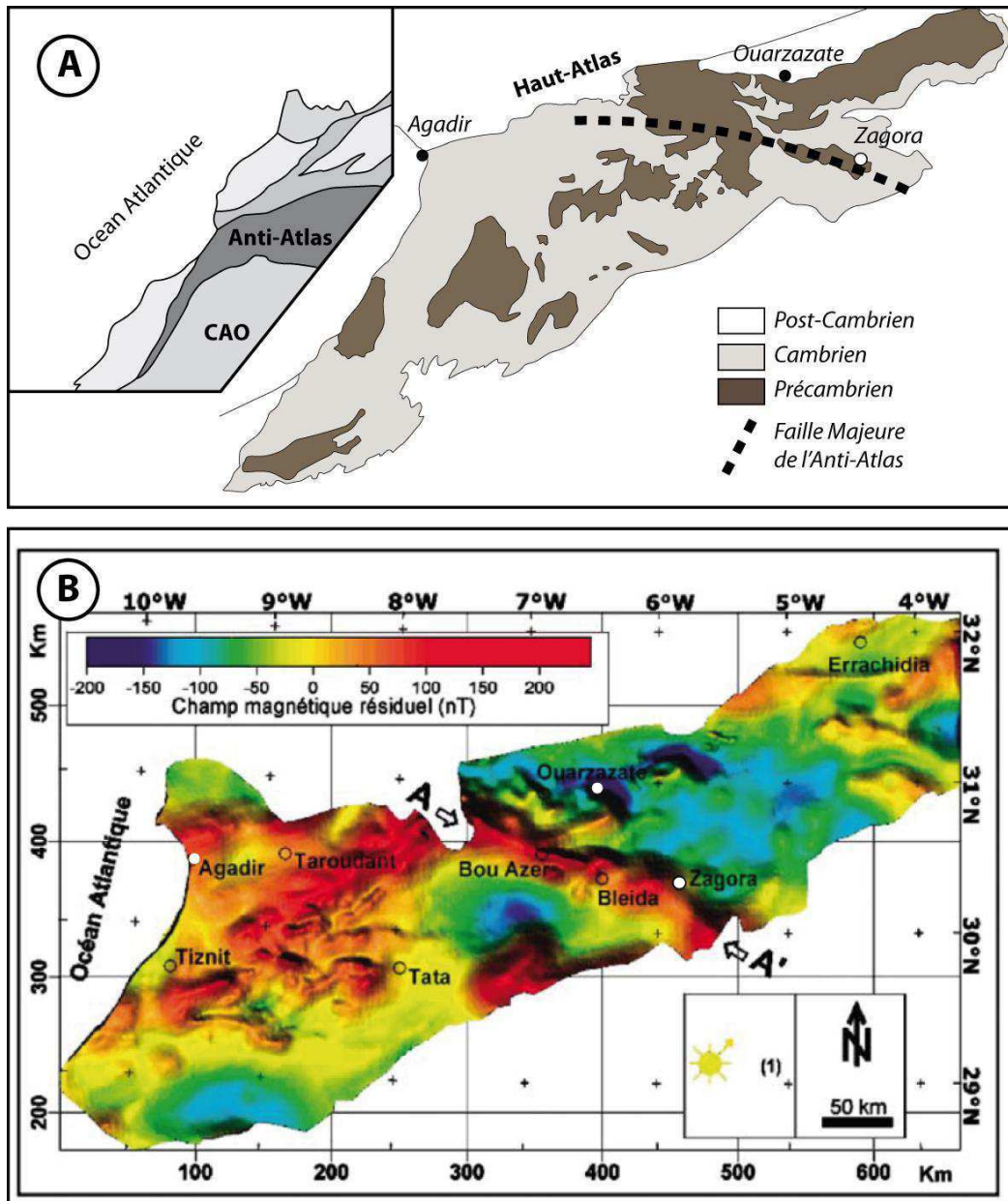


Figure 4.2 : A) Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas, illustrant les « boutonnières » précambriennes, les séries cambriennes et la position de la faille majeure de l'Anti-Atlas B) Cartographie du champ magnétique résiduel de l'Anti-Atlas. Les fortes valeurs observées sur l'axe A-A' entre Zagora et Bou Azer, correspondent à l'anomalie magnétique associée à la faille majeure de l'Anti-Atlas, héritée de l'orogénèse panafricaine (Modifié d'après Soulaïmani et al., 2006)

Cette région de Zagora a constitué au cours du Paléozoïque inférieur, une zone de subsidence importante (200 m/Ma), avec des vitesses de sédimentation moyennes de l'ordre de 170 m/Ma (Destombes, 1985 ; Marante, 2008). Les dépôts du Cambrien à l'Ordovicien supérieur, préservés dans ce secteur de Zagora, se caractérisent ainsi par une épaisseur supérieure à 2000 m (Destombes et al., 1985; Hamoumi 1999; Marante, 2008). L'Ordovicien mesure près de 1500 m à son maximum mais diminue fortement latéralement, vers l'est, en direction du secteur d'Erfooud, où l'enregistrement sédimentaire est beaucoup plus condensé (Cf. Chapitre 3, Figure 3.11). C'est dans ce contexte

paléogéographique que la calotte hirnantiennne s'est développée à la fin de l'Ordovicien. Une calotte de 8000 km de diamètre était alors centrée sur les régions actuelles de la Mauritanie et du Nigéria, et atteignaient les côtes actuelles de l'Afrique du Nord, recouvrant ainsi périodiquement les régions de l'Anti-Atlas marocain (Ghienne et al., 2007a ; Le Heron, 2007). Cet épisode glaciaire est largement identifié par des planchers glaciaires et des réseaux de vallées tunnel depuis la Mauritanie à la Libye et jusqu'au Proche et Moyen Orient (Beuf et al., 1971; Ghienne & Deynoux, 1998; Le Heron et al., 2004, Clark-Lowes, 2005; Ghienne et al., 2007a; Le Heron & Craig, 2008 ; Moreau, 2011 ; Douillet et al., 2012).

3. Caractérisation de l'enregistrement sédimentaire dans les différents secteurs

Les différentes études réalisées sur les dépôts de l'Ordovicien moyen et supérieur ont fourni des coupes sédimentologiques détaillées de la région de l'Anti-Atlas (Destombes, 1981 ; Ghienne et al., 2007b; Le Heron, 2007 ; Loi et al., 2010, El Mazzouz & Hamoumi, 2007, Vennin et al., in prep.). Les différents sites présentés rassemblent donc des données issues de ce travail (Foum Larjamme, Alnif, Bou El Koualb) et issues de la littérature (Foum Larjamme, Bou Ingarf, Imzizoui et Merzane). Ces sites d'études peuvent être regroupés en trois secteurs principaux, dont les caractéristiques sont détaillées ci-dessous.

3.1. Secteurs de Foum Larjamme et Bou Ingarf

Foum Larjamme est localisé immédiatement à l'ouest de la faille majeure de l'Anti-Atlas (*AAMF*) au nord du bassin de Tindouf, et se situe donc dans un secteur fortement subsident, à l'origine de l'épaisseur importante des séries cambro-ordoviciennes (Destombes et al., 1985). La série préglaciaire, qui correspond à la formation inférieure du 2^{ème} Bani (Destombes, 1981) se compose d'alternance de niveau argilo-gréseux et de niveaux gréseux fins (Figure 4.3A & B). Les bancs gréseux, composés de stratifications HCS et litages plans parallèles, sont interprétés comme des dépôts de tempête (Sutcliffe et al., 2001). Les dépôts fins, contenant quelques bivalves, sont associés à des environnements marins plus profonds (*offshore*). Les bancs gréseux sont assez peu développés (10-15m) et les dépôts fins argilo-gréseux sont prédominants (Destombes, 1981). La surface d'érosion glaciaire, clairement visible dans le paysage, marque le développement d'un réseau de vallées tunnel (Le Heron, 2007), associées à des dépôts glaciogéniques grossiers (Figure 4.3 C & D). A Foum Larjamme, la vallée se caractérise par une largeur de 1 à 2 km et une profondeur généralement inférieure à 100 m et à Tizi N'Tazzounghart, situé quelques dizaines de kilomètres plus au nord, la vallée tunnel mesure quelques centaines de mètres de largeur pour 50 m de profondeur (Le Heron, 2007).

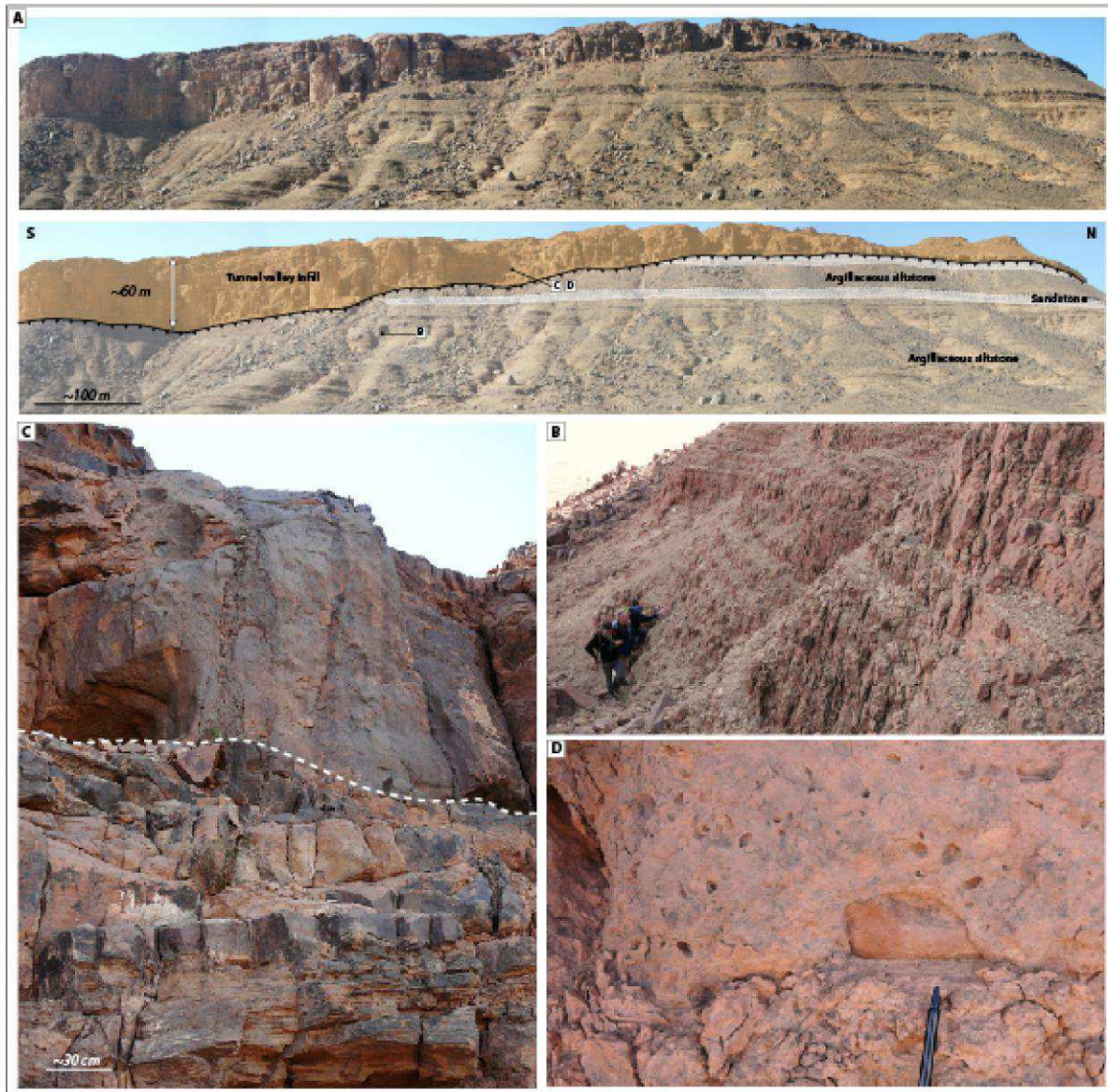


Figure 4.3: Caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire préglaciaire et glaciaire à Foug Larjamme. A) Panorama de la l'incision glaciaire, B) Faciès préglaciaire à dominante argilo-silteuse. C) Détail de l'incision glaciaire sur les bancs gréseux préglaciaires. D) Faciès conglomératique glaciaire situé au-dessus de l'incision.

Bou Ingarf se situe également dans ce secteur subsident, à proximité de la faille majeure de l'Anti-Atlas. L'enregistrement sédimentaire préglaciaire et glaciaire a récemment été décrit par [Loi et al. \(2010\)](#). Le caractère subsident permet de déposer et de préserver 640 m de sédiments à l'Ordovicien supérieur. D'un point de vue lithologique, l'enregistrement sédimentaire est majoritairement argileux à argilo-gréseux, notamment au niveau de la formation supérieure du Ktaoua puis de la formation inférieure du 2^{ème} Bani, qui forment à une unité argileuses de près de 250 m d'épaisseur. Ces dépôts correspondent à des faciès de plate-forme dominée par les tempêtes et les marées. Le sommet de la formation inférieure du 2^{ème} Bani est constitué de faciès gréseux, associés à des environnements peu profonds dominés par les marées (*tidal flat*). Ces changements de faciès marquent une baisse du

niveau marin, associée au développement de la calotte glaciaire en zones internes du Gondwana. L'enregistrement glaciaire est marqué par une discontinuité qui définit la base d'un réseau de vallées tunnel, larges de quelques centaines de mètres et profondes de 80 à 100m (Cf. [Chapitre 3, Figure 3.12](#)).

3.2. Secteur d'Alnif

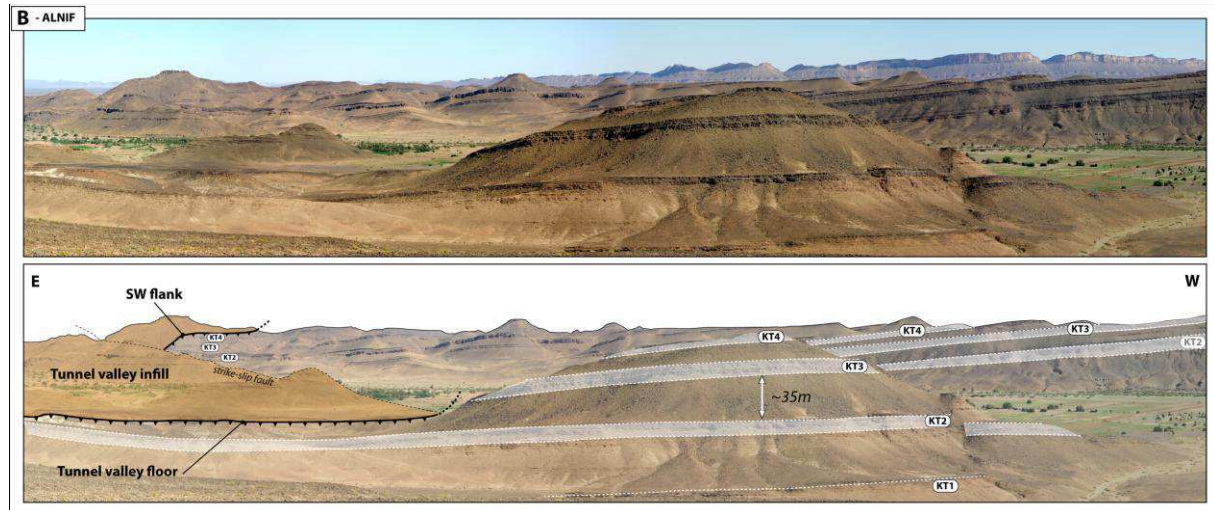


Figure 4.4 : Panorama interprété des séries préglaciaires et de la vallée tunnel d'Alnif.

D'après [Villas et al. \(2006\)](#), la série préglaciaire est constituée des formations du Ktaoua inférieur, de Tiouririne supérieur et du Ktaoua supérieur (Cf. [Chapitre 3 ; Figure 3.18](#)). La série préglaciaire se caractérise ainsi par une alternance entre des bancs gréseux, associés à des environnements de plate-formes dominées par les tempêtes et des niveaux argilo-gréseux correspondant à des environnements plus profonds ([Álvarez et al., 2007](#)). Les niveaux gréseux, mesurant de 10 à 30 m d'épaisseur, sont bien individualisés, formant des niveaux repères dans le paysage ([Figure 4.4](#)) et les niveaux fins sont généralement inférieurs à 40m en épaisseur. La surface d'érosion glaciaire principale (GP1) délimite une seule vallée tunnel d'environ 5-6 km de largeur et de près de 160 m de profondeur (Cf. [Annexe 9](#)). La cartographie détaillée menée sur ce secteur indique également une deuxième surface d'érosion (GP2) d'environ 100 m de profondeur maximum, superposée à la première incision (Cf. [Chapitre 3, Figure 3.36](#)).



Figure 4.5 : Caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire préglaciaire et glaciaire à Bou El Koualb. A) Panorama interprété illustrant la géométrie du préglaciaire associé à des faciès turbiditiques. B) Détail des faciès turbiditiques érosifs sur des bancs gréseux ; C) Fractures en gradins au sommet de bancs de grès, marquant la base de la série glaciaire. D) Cannelures, orientées $\sim \text{N}360$ marquant le développement d'un plancher glaciaire.

3.3. Secteur d'Erfoud (Imzizoui, Bou El Koualb et Merzane)

Plus à l'est, le régime tectonique extensif est à l'origine de la compartimentation, à plus petite échelle du secteur d'Erfoud (Destombes, 2006 ; El Mazzouz & Hamoumi, 2007 ; Vennin et al., in prep.). Le fonctionnement de failles normales a conduit à l'individualisation de sous-bassins par des blocs basculés. La mise en place de hauts-fonds structuraux, a permis le développement d'une faune marine dans des milieux peu profonds (bryozoaires). Le démantèlement de ces bioconstructions a alimenté des dépôts de pente, atteignant épisodiquement les dépôts argileux localisés dans les zones les plus subsidentes (Figure 4.5A). L'enregistrement sédimentaire est donc globalement plus grossier en terme de granulométrie sur Imzizoui et Bou El Koualb, associé à ces dépôts de pente (Figure 4.5B). En revanche, l'extension latérale de ces dépôts est plus limitée, de l'ordre de quelques centaines de mètres à un kilomètre, bien différents des caractéristiques des dépôts de l'Ordovicien moyen et supérieur décrits dans le reste de l'Anti-Atlas (Destombes et al., 1985 ; Marante, 2008). Au sommet, la surface d'érosion glaciaire est associée à des microfailles normales affectant le sommet de bancs de grès (Figure 4.5C) et des stries et cannelures qui enregistrent la glaciation hirnantienne (Figure 4.5D).

A Merzane, la transition semble continue entre les faciès de l'Ordovicien supérieur, majoritairement gréseux et associés à des environnements marins peu profonds (*shoreface*) et les faciès argileux de la base du Silurien, associés à des environnements marins profonds (*offshore*) (Figure 4.6). La glaciation hirnantienne n'est pas associée au dépôt et /ou à la préservation de faciès glaciogéniques (El Mazzouz & Hamoumi, 2007 ; Vennin et al., in prep.).



Figure 4.6 : Transition entre les faciès préglaciaires de l'Ordovicien supérieur et les argiles siluriennes à Merzane.

3.4. Analyse comparée de la morphologie des vallées tunnel

En comparant la morphologie des vallées tunnel dans les différents secteurs, on observe que trois morphologies distinctes peuvent être définies (Figure 4.7). Dans le secteur de Foug Larjamme et Bou Ingarf, les vallées de tailles réduites (~100 m de profondeur et quelques centaines de mètres de largeur), mais relativement nombreuses, forment un réseau assez dense. A Alnif une seule vallée s'est développée, mais de taille plus importante (160 m de profondeur pour 5-6 km de largeur). Enfin, dans le secteur d'Erfoud, l'enregistrement glaciaire est très limité en épaisseur (<50 m) et ne permet pas de définir des vallées glaciaires.

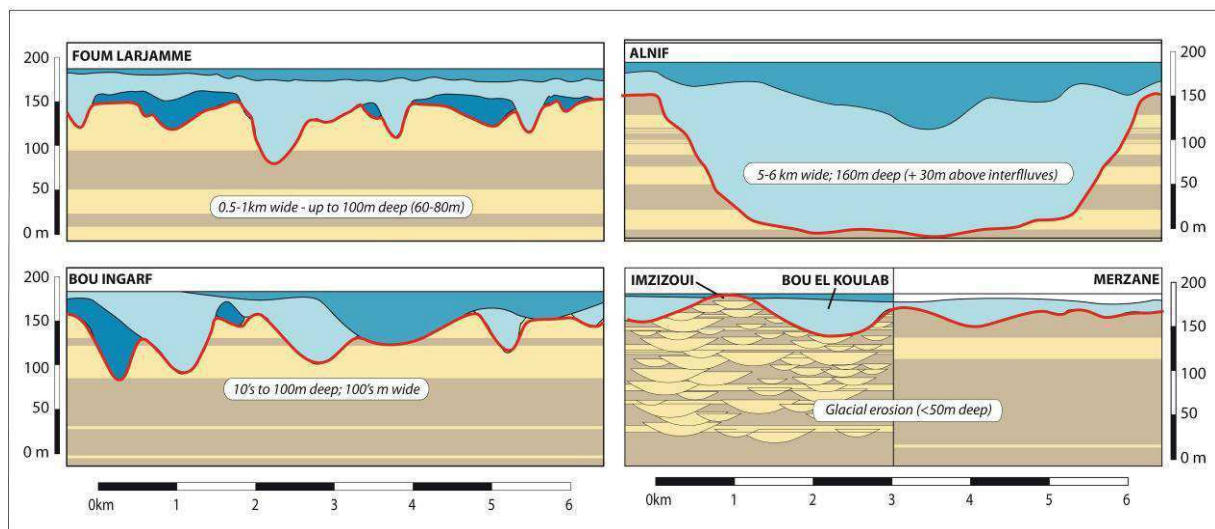


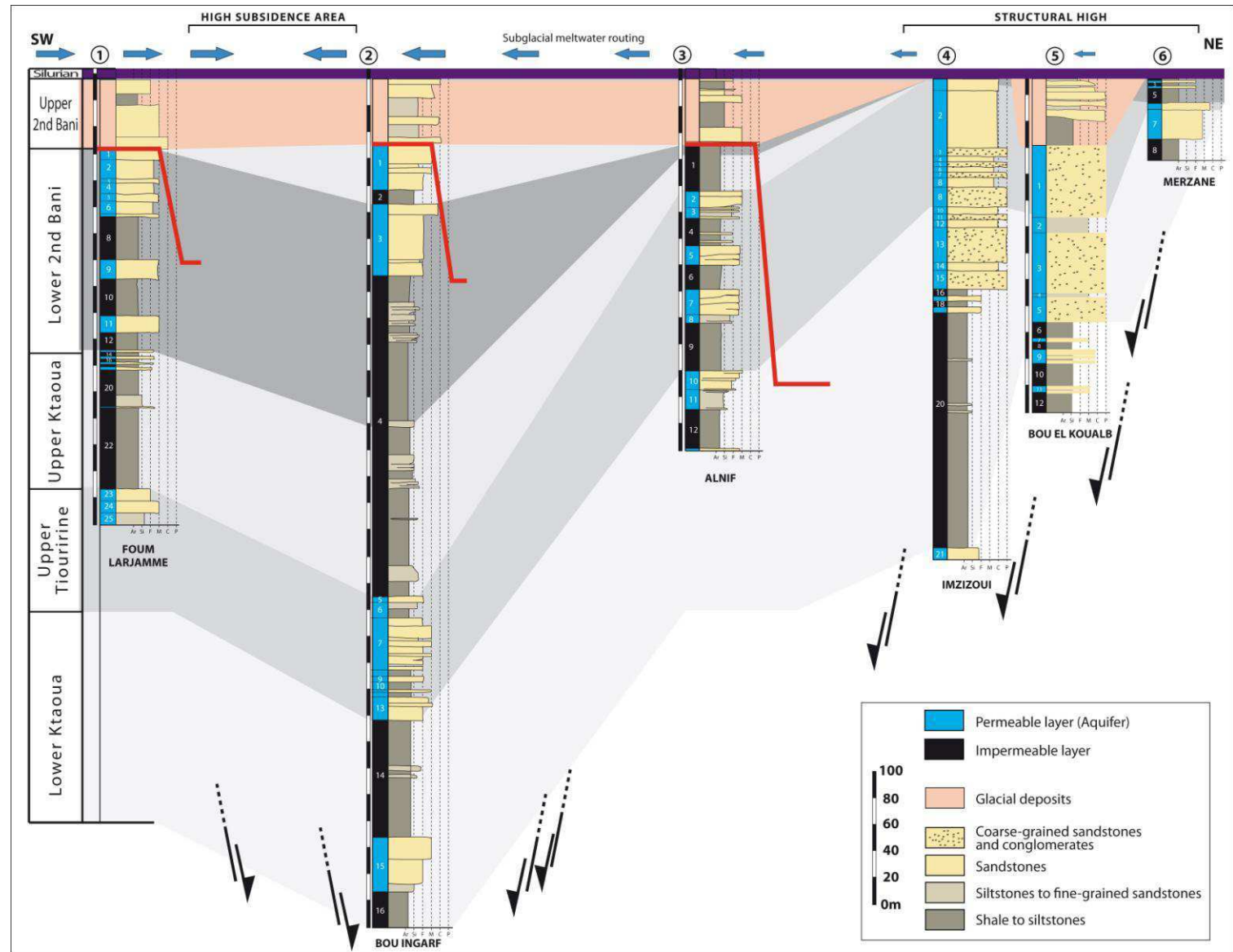
Figure 4.7 : Morphologies des vallées tunnel et stratigraphie simplifiée des séries préglaciaires, synthétisées à partir des données de terrain et de la littérature.

4. Architecture sédimentaire de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas

4.1. Transect régional Foug Larjamme – Erfoud

A partir de l'enregistrement sédimentaire de l'Ordovicien supérieur dans les différents secteurs présentés, un transect de corrélation est proposé (Figure 4.8), illustrant la géométrie des formations du Ktaoua Inférieur, de Tiouririne Supérieur, du Ktaoua Supérieur, et des formations inférieures et supérieures du 2^{ème} Bani. Chacune des coupes sédimentologiques a été simplifiée afin de mettre en évidence ces différences lithologiques, permettant ainsi de définir des unités, en fonction des granulométries moyennes

Figure 4.8 : Transect de corrélation des formations de l'Ordovicien supérieur à travers l'Anti-Atlas depuis Foum Larjamme à l'Ouest jusqu'à Merzane à l'Est. Les grands accidents qui structurent le bassin sont également représentés. L'enregistrement préglaciaire de chaque coupe sédimentologique est subdivisé en unités lithologiques numérotées, qui serviront pour le calcul de diffusivité (voir [annexes 17](#)). L'érosion glaciaire et la profondeur d'incision des vallées tunnel à chaque site sont représentées par le tracé rouge.



4.2. Estimation de la diffusivité du substrat préglaciaire

Le transect de corrélation entre Fourn Larjamme et Erfoud montre une architecture qui se caractérise par l'alternance de séries argilo-silteuses et de séries gréseuses localement conglomératiques (Figure 4.8).

Les propriétés pétrophysiques des sédiments (perméabilité et porosité principalement) vont varier suivant leur granulométrie. Les faciès les plus fins (argiles et silts) se caractérisent par de faibles valeurs de porosité/perméabilité alors que les faciès grossiers se caractérisent par des valeurs très élevées. Les faciès grossiers vont former les aquifères, qui constitueront des drains préférentiels pour l'écoulement des eaux de fonte dans le sédiment, alors que les niveaux fins formeront des barrières de perméabilité. La distribution des drains et des barrières de perméabilité va contrôler l'architecture du système de drainage, et donc avoir une influence sur l'écoulement des eaux de fonte. Les conditions de pression sous une calotte de glace permettent en effet aux eaux de fonte de circuler dans le sédiment, jusqu'à 200m de profondeur (Piotrowski et al., 2009).

Une valeur de perméabilité a donc été attribuée à chaque unité lithologique, pour chacune des coupes sédimentologiques sur le transect de corrélation, en fonction de sa granulométrie moyenne. Les valeurs de perméabilité sont celles définies par Piotrowski et al. (2009), pour la modélisation des écoulements dans les sédiments quaternaires en Pologne, lors du développement de la calotte fénno-scandinave. Pour pouvoir utiliser ces valeurs de perméabilité, on considère que peu de temps s'est écoulé entre le dépôt des formations de l'Ordovicien supérieur et l'englacement hirnantien, et que ces sédiments ont subi peu d'enfouissement, de sorte que les processus d'éogénèse sont limités et la porosité initiale est préservée.

A partir des valeurs de perméabilité, la diffusivité du sédiment est calculée au niveau de chaque coupe sédimentologique réalisée. Cette diffusivité (D) est définie par l'équation suivante (1) :

$$D \text{ (m}^2\text{/s)} = K \text{ (m/s)} * h \text{ (m)} \text{ (1),}$$

où « K » correspond à la perméabilité du matériel et « h » l'épaisseur de l'unité lithologique. La diffusivité a été calculée pour les unités lithologiques de chaque coupe sédimentologique entre Fourn Larjamme et Erfoud. La diffusivité totale est obtenue par addition des valeurs de diffusivité des « n » unités lithologiques (U) sous-jacentes (Equation 2).

$$D_{totale} = \sum_{U=0}^n Kh \text{ (2)}$$

Cette démarche a été appliquée sur les 200 premiers mètres de chacune des coupes en considérant la série préglaciaire préservée au niveau des interfluvés. L'ensemble des données est disponible dans l'Annexes 17.

Deux groupes s'individualisent suivant les valeurs de diffusivité (Figure 4.9) : un groupe défini par de faibles valeurs de diffusivité, inférieures à $0,01 \text{ m}^2/\text{s}$ (Foum Larjamme, Bou Ingarf, Alnif et Merzane) et un autre caractérisé par de fortes valeurs de diffusivité, comprises entre $0,4$ et $0,9 \text{ m}^2/\text{s}$.

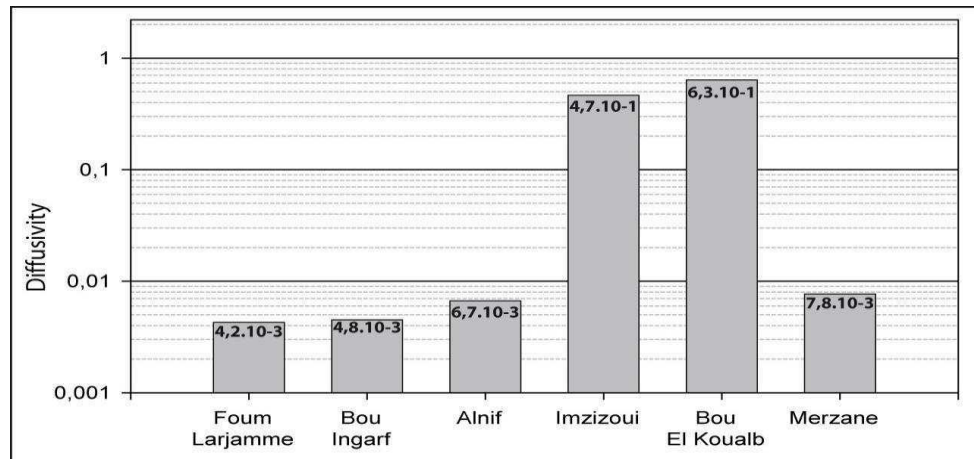


Figure 4.9 : Valeurs de diffusivité (D en m^2/s) des 200 premiers mètres du substrat préglaciaire pour chaque coupe sédimentologique.

5. Modèle de distribution des vallées tunnel dans l'Anti-Atlas

5.1. Distribution des vallées tunnel

Sur un substrat meuble, une part importante des eaux de fonte produite sera drainée dans le sédiment. D'après le modèle de *channel-groundwater coupling* (Boulton et al., 2007a,b ; 2009), c'est donc l'adéquation entre les quantités d'eaux de fonte et la capacité de transfert du sédiment qui est importante. D'autre part, la topographie du substrat sous-glaciaire joue un rôle important dans le contrôle du drainage des eaux de fonte. Les gradients de pression hydraulique orientés perpendiculairement au flux de glace, contrôlent les flux d'eau à grande échelle, des zones internes vers les zones externes de la calotte. La topographie peut cependant modifier localement ces gradients et permettre un écoulement préférentiel des zones hautes vers des zones basses, indépendamment du flux de glace (Lesemann & Brennand, 2009).

D'après le modèle de Boulton & Hindmarsh (1987), les vallées tunnel se développeront à partir de chenaux qui se forment à l'interface glace-substrat, lorsque la pression effective en un point donné devient nulle ($P_e \sim 0$). Cette pression effective est définie par l'équation suivante (3) :

$$P_e = P_i - P_w \quad (3)$$

où « P_i » correspond au poids exercé par la glace sur le sédiment, et « P_w » correspond à la pression hydrostatique dans le sédiment.

Une pression effective nulle, condition initiale à la formation d'un chenal à l'interface glace-substrat, est donc plus rapidement atteinte dans les points bas puisque pour un poids de glace équivalent, la pression hydrostatique (proportionnelle au volume d'eau) est plus élevée. A l'inverse, plus le volume d'eau est faible (sur les points haut) plus la probabilité de former des chenaux est faible. La zone subsidente étant localisée à Zagora et le haut structural à Merzane, les eaux de fonte sont préférentiellement drainées vers l'ouest, en direction de Zagora.

Foum Larjamme, Bou Ingarf et Alnif sont caractérisés par de faibles valeurs de diffusivité et des volumes d'eau importants. Le substrat est incapable de drainer la totalité des volumes d'eau de fonte produits dans ces secteurs, et des chenaux sous-glaciaires se forment à l'interface glace-substrat pour compenser ce déficit. A l'inverse, Bou El Koualb et Imzizoui, sont caractérisés par de très bonnes valeurs de diffusivité du substrat et des volumes d'eau modérés à faibles. Ainsi, la totalité des eaux de fonte produites dans ces régions est transférée dans l'aquifère.

Le secteur de Merzane, bien que caractérisé par une faible diffusivité, est situé sur le point haut structural et sera donc associé à des flux d'eau modérés à faibles, qui pourront être intégralement transférés dans l'aquifère.

5.2. Morphologie des vallées tunnel

Outre la densité des vallées tunnel, la question de la morphologie des vallées tunnel peut également être abordée. Le double contrôle lithologique et hydrologique, mis en évidence précédemment, ne permet pas d'expliquer la différence de morphologie des vallées tunnel, entre les différents secteurs. En effet, pour des valeurs de diffusivité du même ordre de grandeur, un réseau dense de vallées tunnel, caractérisées par de faibles profondeurs (<100 m) et de faibles largeurs sont décrites dans les secteurs de Foum Larjamme et Bou Ingarf, alors qu'une seule vallée tunnel de près de 160 m de profondeur et de 6 km de largeur est décrite à Alnif.

A Foum Larjamme et Bou Ingarf, la courbe de diffusivité cumulée avec la profondeur ([Figure 4.10](#)), montre que la diffusivité est très bonne dans les unités supérieures, et diminue très rapidement pour atteindre une valeur proche de zéro dès 100 m de profondeur. Cette tendance marque la présence d'une couche argilo-gréseuse en profondeur. Si cette unité lithologique ne représente que 35 m d'épaisseur à Foum Larjamme, elle atteint près de 260 m à Bou Ingarf ([Figure 4.11](#)). Cette profondeur coïncide avec la profondeur maximale des vallées tunnel dans ce secteur. Etant données les valeurs de perméabilité associées à ces sédiments, il est évident que cette unité argilo-gréseuse constitue une véritable barrière de perméabilité, limitant le transfert des eaux de fonte verticalement, en direction de drains gréseux sous-jacents. Les niveaux gréseux entre 0 et 100 m de profondeur se comporteront comme un aquifère confiné. Combinées aux flux d'eau importants associés à la présence de la zone subsidente entre Foum Larjamme et Bou Ingarf, les surpressions fluides ne pourront pas être entièrement évacuées dans les

sédiments. L'instabilité provoquée par ces surpressions permettra la formation de chenaux sous-glaciaires, puis de vallées. Ces chenaux ne pouvant pas se développer par surcreusement, il en résulte un réseau dense de vallées tunnel peu profondes (Figure 4.6B).

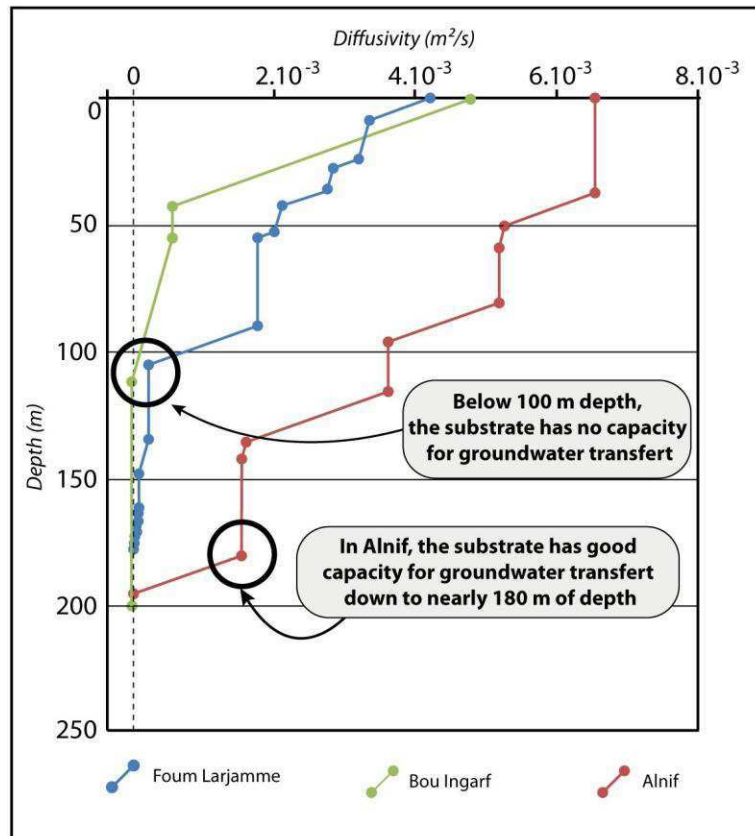


Figure 4.10 : Courbe cumulée décroissante de la diffusivité du substrat préglaciaire depuis la surface jusqu'à 200 m de profondeur, à Fourn Larjamme, Bou Ingarf et Alnif. Les paliers marquent les unités lithologiques qui possèdent de fortes valeurs de perméabilité et contribuent donc fortement à la valeur de diffusivité totale (grès moyens à grossiers). Les baisses brutales correspondent aux unités argilo-gréseuses dont les faibles valeurs de diffusivité n'influencent pas ou peu sur la diffusivité totale des 200 premiers mètres.

A Alnif, la vallée tunnel présente une profondeur d'incision bien supérieure, atteignant près de 160 m (Figure 4.11). Le substrat préglaciaire érodé diffère également des secteurs précédents et se caractérise par une alternance de bancs gréseux et argileux de taille moyenne (10-30 m d'épaisseur). L'évolution de la diffusivité en profondeur indique qu'une diffusivité nulle n'est atteinte qu'à 200 m de profondeur (Figure 4.10). La faible épaisseur des unités argileuses ne leur permet pas de constituer des barrières de perméabilité robustes. Chaque unité gréseuse sur les 200 premiers mètres va constituer un aquifère confiné. La mise en pression de ces aquifères due aux flux d'eau confinés, et au poids de la glace sur le substrat, induit une augmentation de la pression hydrostatique dans le sédiment, qui égale puis dépasse le poids des grains. Cette situation engendre des processus de liquéfaction du sédiment permettant de rompre les barrières de perméabilité. Le développement d'un chenal à l'interface glace-substrat permet ensuite d'évacuer le matériel liquéfié et d'initier le creusement. La vallée tunnel va

donc se développer préférentiellement par surcreusement, plutôt qu'à travers la formation d'un réseau superficiel (Figure 4.7). Le surcreusement étant alimenté par la surpression initiale, à l'origine de la formation du chenal, l'approfondissement de la vallée cessera lorsque la surpression ne sera plus suffisamment élevée pour permettre la liquéfaction et la fluidisation des sédiments. C'est probablement le cas lorsque la base de la vallée a atteint un banc gréseux caractérisé par une bonne perméabilité, permettant d'évacuer la surpression et de passer sous une valeur seuil de pression hydrostatique, inférieure au poids des grains. Les sédiments ne peuvent plus être liquéfiés et fluidisés. Seul persiste le chenal sous-pression, associé à des faciès d'érosion et de processus sédimentaires tractifs de haute-énergie qui constituent la base du remplissage de la vallée tunnel (Cf. Chapitre 3).

Enfin à Imzizoui et Merzane, l'absence de vallée tunnel est expliquée par les excellentes capacités de transfert du sédiment combinées à des flux d'eau modérés à faibles. La surface d'érosion identifiée à Bou el Koualb résulte très probablement d'une érosion glaciaire. En effet, la préservation d'un plancher strié indique un couplage glace-substrat plutôt qu'un creusement par les eaux de fonte sous-pression.

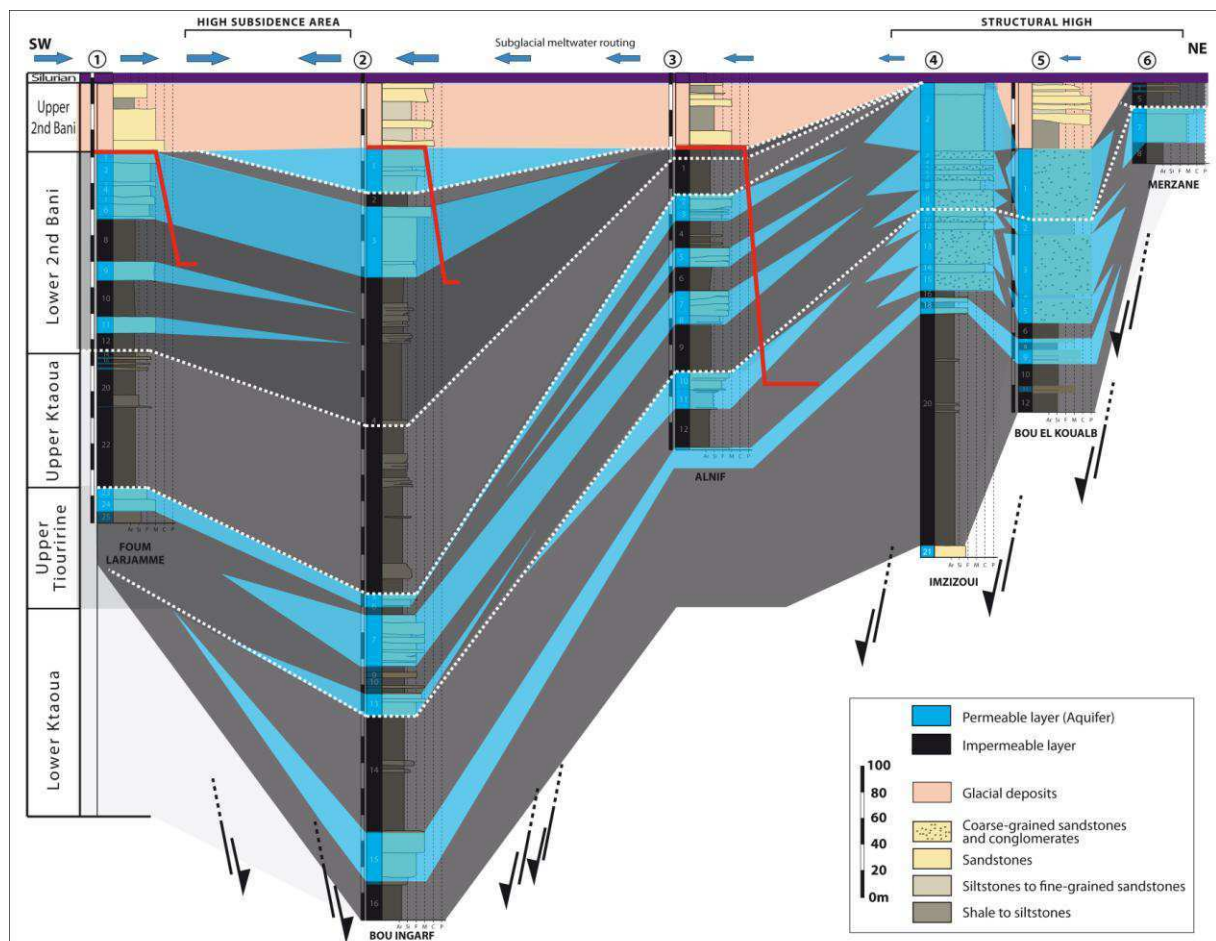


Figure 4.11 : Extension latérale des barrières de perméabilité et des drains sur le transect de l'Anti-Atlas. L'extension des unités gréseuses à Imzizoui et Bou El Koualb est limitée, et correspond à des dépôts turbiditiques d'extension limitée. La profondeur de l'incision des vallées tunnel est représentée par les tracés en rouge.

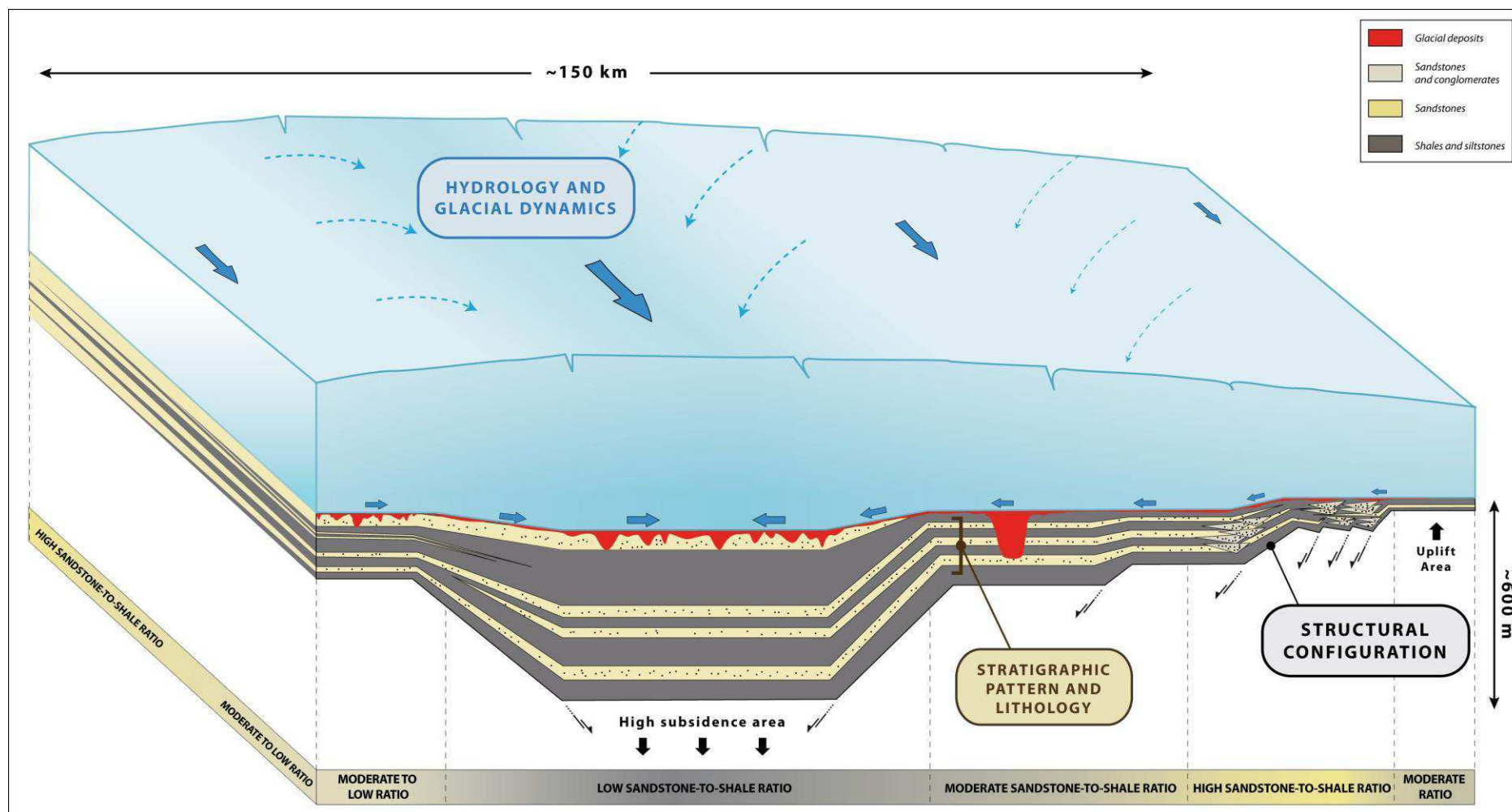


Figure 4.12 : Modèle de distribution des vallées tunnel. La densité et la morphologie des vallées tunnel sont directement contrôlées par (1) la lithologie du préglaciaire (ratio argiles/grès) et (2) la dynamique glaciaire et les flux d'eau de fonte à la base de la calotte. Ces deux paramètres sont sous le contrôle direct de la structuration du bassin, et donc de l'héritage structural.

La distribution et la morphologie des vallées tunnel dans l'Anti-Atlas marocain peuvent ainsi être directement reliées à l'influence de deux paramètres principaux (Figure 4.12).

- Un **paramètre lithologique** fixe, faisant intervenir la diffusivité du substrat et l'épaisseur des barrières de perméabilité. Ce paramètre est directement influencé par la dynamique sédimentaire, et l'évolution des environnements de dépôt préglaciaires
- Un **paramètre hydrologique** variable dans l'espace (gradient de production d'eaux de fonte en direction du front glaciaire) et dans le temps (variations des débits à plusieurs échelles de temps). Ce paramètre est lié à la dynamique glaciaire et aux caractéristiques thermiques de la calotte (glace tempérée produisant des eaux de fonte par fusion basale de la glace).

Ces deux paramètres sont également sous le contrôle direct de l'héritage structural, à travers la localisation des zones de subsidence qui structureront le bassin et détermineront les depocentres, mais également en modifiant la topographie et en influençant le réseau de drainage sous-glaciaire.

5.3. Hypothèses de formation de la vallée tunnel d'Alnif

Le modèle proposé à l'échelle de l'Anti-Atlas permet d'expliquer la morphologie de la vallée tunnel d'Alnif, c'est-à-dire la morphologie de la première érosion glaciaire (GP1). L'analyse du remplissage de la vallée tunnel permet d'illustrer une architecture sédimentaire caractérisée par une alternance entre des bancs gréseux et des niveaux argilo-silteux (Figure 4.13), comparable à l'architecture sédimentaire du préglaciaire. Ainsi, le modèle de formation lié à des surpressions fluides dans les niveaux gréseux, confinées entre des barrières de perméabilité peut également être appliqué à la formation de la deuxième incision glaciaire (GP2). La distribution des perméabilités dans les sédiments de la première unité glaciaire a permis une mise en pression des aquifères jusqu'à 80 m de profondeur, sous l'effet conjuguée de l'augmentation des flux d'eau dans le sédiment et du poids de la glace, permettant ainsi la rupture des barrières de perméabilité. L'érosion cesse lorsque la base de l'incision atteint le niveau gréseux d'environ 20 m d'épaisseur, caractérisé par une bonne diffusivité, permettant d'évacuer efficacement les surpressions fluides, de stopper la liquéfaction des sédiments et donc le processus de surcreusement.

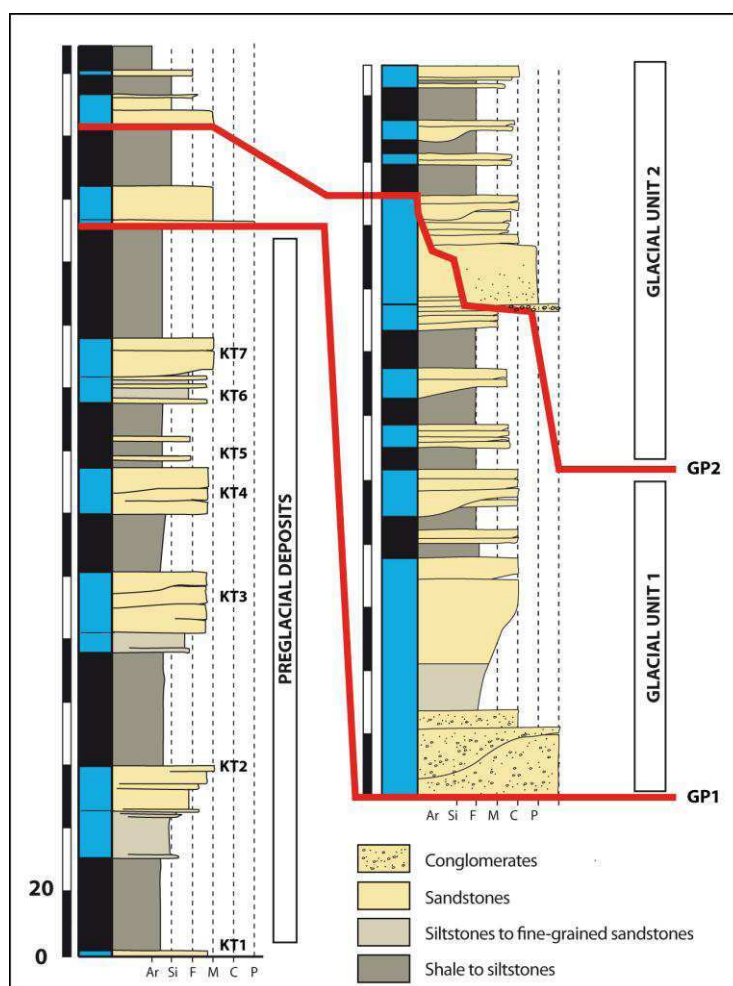


Figure 4.13 : Découpage de la série préglaciaire et du remplissage de la vallée tunnel d'Alnif en unités lithologiques. On remarque que la deuxième unité glaciaire incise les alternances argilo-gréseuses. La base de la deuxième unité glaciaire coïncide avec un banc gréseux d'environ 20m d'épaisseur, qui permet d'évacuer efficacement les surpressions fluides.

Le rôle du transfert des eaux de fonte sous-pression à la base du glacier ou dans les sédiments est très important, voire primordial. Lors de l'englacement du palécontinent Gondwana à l'Ordovicien terminal, la calotte s'est développée sur les sédiments préglaciaires de l'Ordovicien moyen et supérieur, associés à des environnements de shoreface dominés par les tempêtes et les marées. Le peu de temps entre le dépôt de sédiments préglaciaires et le début de la glaciation, ainsi que l'enfouissement très limité qu'ont subi les séries préglaciaires plaident en faveur d'un matériel non induré ou partiellement lithifié. La typologie des déformations observées, notamment au Niger (Denis et al., 2010) confirme que le substrat sur lequel s'est développée la calotte était meuble. Ainsi le modèle le plus cohérent avec le contexte ordovicien est donc le modèle développé par Boulton & Hindmarsh (1987), puis détaillé successivement par Boulton et al., (2007a,b ; 2009), et qui associe les flux d'eau dans l'aquifère et les déformations par pressions fluides pour expliquer la formation des vallées tunnel. A partir de ce modèle et des données de terrain, nous proposons de détailler les mécanismes de surpressions fluides dans un substrat argilo-gréseux, à l'origine de la formation de la vallée tunnel d'Alnif.



Figure 4.14 : Planche photographique illustrant les déformations du faciès conglomératique à la base de la vallée tunnel d'Alnif. A) Conglomérat massif (FA1-F1) composé de blocs gréseux, centimétriques à métriques. B & C) Imbrications des blocs gréseux. D) Figures d'érosions dans un bloc gréseux, recoupant les laminations d'origines. E) Figures sédimentaires originelles préservées. F) Figures d'érosions dans les argiles préglaciaires (Formation du Ktaoua supérieur) observées au niveau des interfluves (Secteur de Tazrout – Coupes sédimentaire TZT).

5.3.1. Description des déformations

En émettant l'hypothèse qu'il n'y a pas de hiatus sédimentaire entre les derniers stades de creusement de la vallée et les premiers épisodes de sédimentation ([Ó Cofaigh, 1996](#)), l'analyse des faciès présents à la base du remplissage, en particulier les indices de déformation par surpressions fluides, peuvent renseigner sur les mécanismes de creusement de ces vallées tunnel. A Alnif, ces dépôts sont constitués par des faciès conglomératiques, associés aux fractures en gradin et surfaces flûtées du plancher glaciaire, et sont caractérisés par des processus de dépôt et de déformation associés

à des phases de couplage/découplage, caractéristiques des environnements sous-glaciaires (Cf Article 3, Chapitre 3). D'un point de vue des caractéristiques sédimentologiques, les faciès conglomératiques sont hétérolithiques, hétérogéniques et anisopaques, associés à des processus de dépôt de haute-énergie (Figure 4.14A). L'analyse de la macrofabrique des blocs du conglomérat (FA1-F1) révèle des mécanismes de déformation par cisaillement simple qui démontrent des phases de couplage entre le substrat et la glace en mouvement (Figure 4.14B & C). Certains blocs de grès préglaciaire, présentent également des figures d'élutriations (Figure 4.14D), tout en préservant localement les structures sédimentaires originelles (Figure 4.14E). Enfin, des déformations sont observées dans les niveaux préglaciaires, sous le plancher glaciaire, en particulier des convolutes et des structures circulaires concentriques dans les argiles (Figures 4.14F).

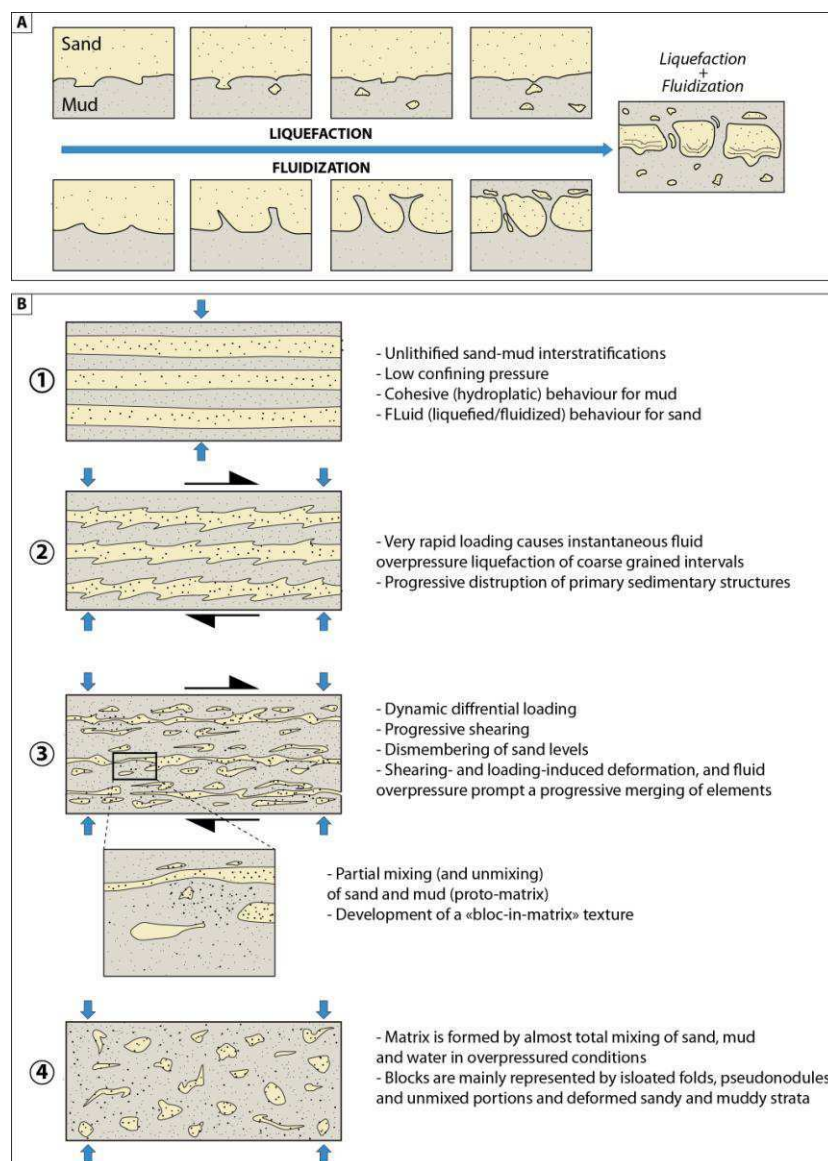


Figure 4.15: A) Modèle de formation de conglomérat par fluidisation et liquéfaction d'un matériel argilo-gréseux (Oliveira et al., 2011) ; B) Modèle de formation d'un conglomérat à partir d'alternances argilo-gréseuses par surpressions fluides et d'une contrainte cisailante (cisaillement simple) (Ogata et al., 2011).

5.3.2. Interprétation des déformations

La combinaison de mécanismes de déformation par aplatissement pur, par cisaillement simple et associés à de fortes surpressions fluides constitue une des principales caractéristiques des processus de déformations en contexte sous-glaciaire. Ces caractéristiques se retrouvent potentiellement dans les faciès turbiditiques où le déplacement de la coulée turbide entraîne des déformations par cisaillement simple et par aplatissement pur, le tout dans un environnement saturé en eau. Un rapprochement peut ainsi être proposé entre l'environnement sous-glaciaire et l'environnement turbiditique (Ogata et al., 2011 ; Oliveira et al., 2011 ; Figure 4.15), pouvant potentiellement expliquer la formation des faciès conglomératiques.

5.3.3. Modèle de creusement de la vallée tunnel d'Alnif

Par analogie avec le modèle de formation de conglomérats dans les dépôts turbiditiques, l'alternance de bancs de grès et de bancs argileux représente un paramètre important du modèle de creusement. Ces derniers constituent des barrières de perméabilité qui permettent de mettre sous pression (pression de confinement) les bancs gréseux saturés en eau. Le confinement des bancs gréseux permet une augmentation de pression hydrostatique qui égale le poids des grains. Le sédiment est liquéfié puis fluidisé et évacué dans le chenal nouvellement formé à l'interface glace-substrat (Boulton & Hindmarsh, 1987). La formation du chenal permet d'évacuer une partie de la surpression initiale, et permet de rétablir la stabilité du système. La dépression créée est en partie comblée du fait de la plasticité de la glace, mais sa fermeture complète est peu probable, compte-tenu de l'écoulement d'eau de fonte sous-pression. Ce mécanisme de mise en pression et de déformation se répète jusqu'à ce que la pression hydrostatique franchisse une valeur seuil en-dessous de laquelle la liquéfaction du sédiment est impossible. La pression ne faisant que diminuer à partir du moment où le chenal est créé (Boulton & Hindmarsh, 1987), la profondeur d'incision est fonction de la surpression initiale.

La formation de blocs du conglomérat, dont les structures sédimentaires originelles sont préservées, suggèrent que le substrat devait présenter une induration variable, avec des zones totalement meubles et non indurées, et des zones plus indurées. Les déformations fluides sont ainsi concentrées sur le matériel meuble, à l'origine de la matrice sableuse, permettant d'isoler des blocs plus résistants sous forme de clastes.

L'hypothèse de formation proposée pour la vallée tunnel d'Alnif se base donc sur les hétérogénéités lithologiques qui caractérisent le substrat d'origine préglaciaire. Ce contrôle lithologique est cohérent avec les facteurs de contrôle sur la localisation des vallées tunnel, identifiés dans la première partie de ce chapitre. Le rôle primordial de la lithologie sur l'expression des pressions fluides est donc un

paramètre majeur dans l'initiation des vallées tunnel. Dans le Chapitre 3, le modèle de remplissage a établi que la première incision était très probablement entièrement recouverte par les faciès glaciomarins (FA3, Cf. Article 2). L'épaisseur minimale des ces dépôts peut être estimée à 150 m dans l'axe de la vallée contre seulement 50 m sur les interfluves. Ces sédiments fins qui constituent le remplissage de la vallée sont plus récents et moins compactés par le poids de la glace lors de la réavancée glaciaire. Ils sont potentiellement plus sensibles aux processus de liquéfaction et de fluidisation et donc prioritairement érodés, favorisant ainsi la localisation de la deuxième incision glaciaire. La superposition des deux incisions glaciaires à Alnif, n'est donc probablement pas aléatoire.

6. Conclusions

Le travail mené dans le secteur d'Alnif met en évidence le rôle combiné de la lithologie et de l'hydrologie sous-glaciaire. Chacun de ces deux paramètres est également directement influencé par la structuration du bassin, et donc l'héritage structural régional. Le modèle proposé s'appuie sur le modèle développé par [Boulton & Hindmarsh, \(1987\)](#), mais fournit des arguments issus des observations faites dans l'enregistrement sédimentaire de l'Ordovicien supérieur.

L'augmentation de la pression hydrostatique (associée au poids de la glace) dans les aquifères situés entre les barrières de perméabilité, engendre la liquéfaction et la fluidisation des sédiments grossiers. Cette déformation fluide permet la rupture des barrières de perméabilité, et donc le développement du chenal par surcreusement, pour former *in fine* une vallée tunnel. Les chenaux se forment préférentiellement sur les substrats à plus faible perméabilité (i.e. les zones à plus faible diffusivité) et dans une direction contrôlée par le gradient de pression hydraulique, qui s'applique de l'amont, où les pressions sont les plus élevées, vers l'aval où les pressions sont plus faibles voire égales à la pression atmosphérique, au niveau du front glaciaire. C'est ce gradient qui permet le transfert du sédiment liquéfié dans le chenal, aboutissant à la formation d'une vallée tunnel ([Boulton & Hindmarsh, 1987](#)). La distribution des vallées tunnel est donc fonction de la lithologie, les zones les moins perméables se caractérisant par une plus grande densité de vallée tunnel.

L'architecture des séries préglaciaires contrôlent également la morphologie des vallées tunnel. Lorsqu'une unité argilo-silteuse est située dans les 200 premiers mètres sous la calotte, elle formera une barrière de perméabilité très robuste, qui ne pourra pas être rompue par l'augmentation de la pression hydrostatique. Les vallées tunnel se développeront au-dessus de cette barrière de perméabilité pour former un réseau dense de vallées de taille plus réduite. Lorsque l'architecture des dépôts préglaciaires se caractérisent par une alternance d'unités gréseuses et argilo-silteuses de taille modérée, les barrières de perméabilité permettront une mise sous pression des aquifères, mais ne

seront pas suffisamment robustes pour empêcher un approfondissement de la vallée tunnel. Les processus de creusement cessent sitôt que les surpressions fluides à l'origine des processus de liquéfaction et de fluidisation des sédiments deviennent trop faibles. Cette situation intervient par exemple lorsque la vallée atteint un niveau caractérisé par une forte diffusivité, et dans lequel la majorité des flux d'eau pourra être drainée. La morphologie des vallées est donc contrôlée par l'architecture des dépôts préglaciaires, en particulier la distribution des unités à faible perméabilité qui constitueront les barrières de perméabilité.

Le modèle proposé est évidemment valable pour des calottes qui se développent sur un substrat meuble, non induré où l'infiltration et le transfert d'eau dans l'aquifère sous la glace sont donc privilégiés . Dans ce cadre, la formation des vallées semble être directement liée aux mécanismes de surpressions associés au poids la glace et aux importants volumes d'eau de fonte.

Conclusions et Perspectives

1. Synthèse des principaux résultats

Ce travail, dont la problématique générale était de comprendre la dynamique du remplissage des vallées tunnel ordoviciennes, a été principalement basé sur l'acquisition de données géologiques et sédimentologiques de terrain. Afin d'apporter des réponses aux différentes questions formulées en introduction, une première étude a été réalisée en Irlande sur des dépôts glaciaires quaternaires, et s'est focalisée sur l'étude précise des processus sédimentaires sous-glaciaires. Les résultats de cette première étude ont ensuite permis de réaliser une analyse détaillée d'une vallée tunnel ordovicienne au Maroc, afin de distinguer les caractéristiques stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sous-glaciaires, de celles des dépôts proglaciaires, et de replacer ces dépôts dans la dynamique de creusement et de remplissage de la vallée tunnel. Enfin, une réflexion a été menée sur le contexte plus général de la mise en place de ces vallées, de leur importance dans le drainage des eaux de fonte et de la dynamique de la calotte glaciaire ordovicienne, à l'échelle régionale de l'Anti-Atlas. Les principaux résultats des différents chantiers peuvent être synthétisés sous trois grands axes définis et développés dans ce travail.

L'environnement sous-glaciaire

Assez peu étudiés dans la littérature, les dépôts issus de processus de dépôt tractifs en domaine sous-glaciaire sont probablement sous-représentés. Cette situation peut être en partie expliquée par une confusion possible avec les dépôts tractifs proglaciaire dont les processus de dépôt sont comparables mais diffèrent cependant sur quelques points. La définition de critères de reconnaissance spécifiques des faciès sous-glaciaires, devrait ainsi permettre de faciliter la reconnaissance des faciès associés. Le travail mené sur l'enregistrement sédimentaire glaciaire quaternaire en Irlande a permis de définir un modèle de dépôt dans des cavités sous-glaciaires. Ce modèle se base sur la combinaison d'indices, ou critères diagnostiques, divisés en trois catégories : la géométrie des dépôts et des corps sédimentaires, les caractéristiques sédimentologiques, et les structures de déformation.

L'architecture sédimentaire, caractérisée par une alternance de dépôts dont les caractéristiques lithologiques, granulométriques et géométriques diffèrent largement, suggère que les processus de déformation et de sédimentation alternent dans l'espace et dans le temps, avec des phases de couplage et de découplage entre la glace et le substrat. Cette dynamique particulière à la base du glacier contrôle les variations de pression fluide dans le sédiment et à l'interface entre la glace et le substrat. L'enregistrement sédimentaire sera dominé par des faciès associés à des changements brusques de l'intensité du flux d'eau, des surfaces de réactivation, et assez peu de faciès de décantation. Enfin, les processus de couplage impliqueront des déformations associées à des mécanismes d'aplatissement pur (le poids de la glace sur le substrat) et de cisaillement simple (glissement de la glace sur le substrat).

Des faciès sous-glaciaires existent également dans le registre ancien, mis en évidence dans des dépôts associés à la glaciation ordovicienne. A la différence des dépôts quaternaires, les dépôts ordoviciens se caractérisent par une granulométrie majoritairement fine (sable). L'analogie directe entre les faciès quaternaires et ordoviciens est donc difficile, cependant une certaine cohérence devrait être observée. Les dépôts glaciaires ordoviciens se trouvant à Alnif, sont confinés dans le remplissage de la vallée glaciaire. Ils se caractérisent par des surfaces d'érosion et de réactivation prédominantes, plutôt que des transitions graduelles entre les faciès et surtout par une absence des dépôts argileux (déposés par décantation). Les déformations associées à des pressions fluides sont également présentes, notamment des figures d'échappement d'eau, des figures de liquéfaction, et des microfailles normales ou fractures en gradins qui enregistrent la contrainte verticale exercée par la glace sur le sédiment lors de phase de couplage avec le substrat.

La dynamique de remplissage des vallées tunnel

L'analyse faciologique réalisée dans la vallée tunnel d'Alnif a permis de définir des faciès proglaciaires, glaciomarins et principalement des faciès sous-glaciaires. Ce travail démontre l'existence d'espace d'accommodation sous-glaciaire, capable de stocker et de préserver des volumes de sédiments relativement importants. La définition de ces environnements se base sur une comparaison avec les environnements sous-glaciaires quaternaires et actuels (Antarctique). Elle prend également en compte une spécificité ordovicienne, à savoir l'existence de grandes plateformes peu profondes avant l'englacement. Ces plateformes sont responsables d'une topographie très peu marquée avec de faibles pentes en direction du Nord. Lorsque la calotte se termine en mer, cette configuration topographique permet le développement d'un *ice-shelf* (calotte flottante) qui se rattache au continent via une zone de couplage partiel entre la calotte et le sol. Cette zone de glace partiellement flottante est localisée entre la ligne de couplage et la zone d'échouage de la calotte, et peut mesurer quelques dizaines de kilomètres en Antarctique.

Interaction entre dynamique glaciaire et processus de dépôts

L'analyse du remplissage de la vallée tunnel d'Alnif a permis de définir trois environnements de dépôt:

- Un environnement proglaciaire, situé au front de la calotte glaciaire au-delà de la zone d'échouage. Cet environnement se caractérise par une influence limitée des flux de sédiments et d'eau douce en provenance du glacier. L'influence de l'eau de mer sera en revanche plus importante, voire prédominante, permettant le développement de conditions écologiques favorables à l'installation d'une faune marine.

- Un environnement sous-glaciaire, lorsque la calotte est couplée au substrat, en amont de la ligne de couplage. L'espace d'accommodation est alors très limité, et les surpressions fluides associées au drainage des eaux de fonte sous pression, sont très importantes.
- Un environnement sous-glaciaire transitionnel, et qui se caractérise par un couplage partiel dans l'espace et variable dans le temps, entre la glace et le substrat. Par analogie avec la calotte antarctique cet environnement est nommé « *Lightly Grounded Ice-Sheet* » ou LGIS.

L'analyse des faciès associés à cet environnement sous-glaciaire transitionnel (LGIS) a permis de définir des séquences de dépôt caractéristiques, qui se différencient des séquences de dépôts proglaciaires ou franchement sous-glaciaires. Ces faciès rassemblent donc des caractéristiques stratigraphiques, géométriques et sédimentologiques propres à l'environnement sous-glaciaire, et cohérentes avec les critères diagnostiques définis dans l'enregistrement quaternaire. Ces séquences de dépôt s'expriment différemment suivant l'espace d'accommodation.

A Alnif, la première unité glaciaire montre un espace d'accommodation relativement important lié à la dépression formée par l'incision initiale de la vallée tunnel. Alors que la glace est toujours couplée au substrat sur les interfluves, le retrait du glacier permet de créer un espace d'accommodation au fond de la vallée tunnel. Cet espace augmente au fur et à mesure que la calotte fond et se retire, durant la première phase de déglaciation. Dans ce contexte, les faciès sous-glaciaires sont associés à des processus de déconfinement des eaux de fonte qui engendrent des écoulements laminaires à turbulents, et sont interprétés comme des glaciturbidites. Ces processus engendrent la formation de lobes sableux qui remplissent progressivement la vallée tunnel.

La deuxième unité glaciaire est associée à une réavancée glaciaire sur une topographie nivelée par les dépôts glaciomarins de la première unité glaciaire (GU1). Il n'y a donc pas de topographie héritée permettant la création d'espace d'accommodation sous-glaciaire. Dans cet environnement confiné, les écoulements situés à l'interface glace-substrat sont associés à un réseau de chenaux sous-glaciaires en tresse (*braided canal network*), qui se développeront alors par migration latérale et par surcreusement. L'architecture sédimentaire résultante est donc caractérisée par des très nombreuses surfaces d'érosion et une géométrie concave. Le retrait progressif de la calotte permet une augmentation de l'espace d'accommodation suite à la diminution de l'épaisseur de la glace et la mise en « flottaison » progressive, qui se traduit par des chenaux de moins en moins amalgamés.

Enregistrement sédimentaire et implications paléo-glaciologique

L'évolution des environnements de dépôt dans la vallée tunnel d'Alnif est associée à deux cycles de déglaciation, enregistrés dans deux unités glaciaires GU1 et GU2. L'évolution du

stratigraphique du remplissage permet de déterminer la dynamique de retrait de la calotte au cours de ces deux épisodes glaciaires.

La première unité glaciaire marque une phase de progradation et de remplissage de la vallée tunnel dans un environnement sous-glaciaire (LGIS) avant un ennoiment général et le développement des faciès glaciomarins. Cette phase de progradation est très probablement associée à une stabilisation de la source de sédiments et donc à un ralentissement dans le recul du front glaciaire. La première unité glaciaire est donc liée à une dynamique de retrait montrant des stades de stabilisation.

Au contraire la deuxième unité glaciaire GU2 enregistre une augmentation continue de l'espace d'accommodation, ce qui est liée une dynamique de retrait continue. L'épaisseur relativement limitée de GU2 indique par ailleurs un retrait relativement rapide. Cette deuxième unité glaciaire est donc associée à une dynamique de retrait rapide et continue, et correspond à la phase finale de la déglaciation située à la fin de l'épisode glaciaire hirnantien.

Répartition et morphologie et la formation des vallées tunnel

A partir des données disponibles dans la littérature et des données acquises dans le cadre de ce travail de recherche, un modèle de répartition des vallées tunnel dans l'Anti-Atlas a été proposé. Ce modèle met en évidence le double contrôle lithologique et hydrologique sous-glaciaire sur la distribution et la morphologie des vallées tunnel. Ce modèle s'appuie sur les observations et les modélisations réalisées sur les exemples de vallées tunnel quaternaires, mais également sur les données obtenues dans l'enregistrement sédimentaire de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas. La calotte hirnantienne s'étant développée sur un substrat meuble ou peu induré, qui correspond aux différents environnements de plateforme de l'Ordovicien supérieur. Notre modèle est basé sur le rôle majeur du transfert des eaux de fonte dans les sédiments situées sous la calotte, et ce jusqu'à 200m de profondeur, et basé sur ceux développée par [Boulton & Hindmarsh \(1987\)](#), puis [Boulton et al \(2007a, 2007b, 2009\)](#), pour les calottes quaternaires.

Ainsi, la distribution des vallées tunnel est contrôlée par la diffusivité et donc la perméabilité des sédiments sous-glaciaires. Les substrats les moins perméables auront une capacité de transfert des eaux de fonte très limitée, engendrant la formation de chenaux située à l'interface glace-substrat pour compenser le déficit de diffusivité du substrat. Ces chenaux se développeront ensuite afin de former *in fine* les vallées tunnel. Au contraire, les substrats à forte perméabilité ne nécessiteront pas la formation de chenaux, et aucune vallée tunnel ne se formera.

La présence de vallées tunnel est donc contrôlée par l'adéquation entre une capacité de transfert dans les sédiments sous-glaciaire et par la pression de fluide en un point donné. Le drainage préférentiel des eaux de fonte sous-glaciaires s'effectuant des points hauts vers les zones subsidentes pourra également

influencer la distribution des vallées tunnel, augmentant localement les volumes d'eau drainés dans le sédiment.

La morphologie des vallées tunnel est contrôlée par la distribution des barrières de perméabilité dans les sédiments sous-glaciaire, constituées par les unités argilo-silteuses à faible perméabilité et les aquifères, ou bien par les unités gréseuses à forte perméabilité. Le transfert des eaux de fonte ayant lieu dans les 200 premiers mètres de substrat, la présence d'épaisses barrières de perméabilité dans cet intervalle diminuera d'autant la capacité de transfert. Les eaux de fonte et les vallées tunnel seront alors confinées dans les niveaux perméables (formations gréseuses) situés au-dessus de cette barrière de perméabilité. Les vallées tunnel seront alors de dimension plus réduite (<1 km de large et <100 m de profondeur), alors plus nombreuses et formant un réseau dense afin de compenser la perte de diffusivité du substrat. Lorsque les sédiments sous-glaciaires seront constitués par des formations argilo-silteuses de faible épaisseur, l'augmentation de la pression hydrostatique dans les sédiments entraînera alors la rupture de ces barrières de perméabilité et le développement d'une vallée tunnel de taille plus importante (>5 km de large et >150 m de profondeur), dans cette configuration, la densité de vallée tunnel sera moins élevée.

La formation de la vallée tunnel d'Alnif peut donc être expliquée par les surpressions fluides dans les aquifères confinés entre les barrières de perméabilité. L'augmentation de la pression hydrostatique dans les aquifère confiné entraîne la liquéfaction des sédiments à l'origine du creusement de la vallée tunnel. Le rôle de l'architecture sédimentaire des niveaux préglaciaires a une implication sur les mécanismes de creusement des vallées tunnel.

Perspectives

Les résultats de ce mémoire de thèse permettent de dresser les perspectives ouvertes par ce travail de recherche.

- Répliquer ce modèle de remplissage de la vallée tunnel, et de mettre évidence dans l'enregistrement sédimentaire d'autres vallées, les faciès et les processus de dépôt associés à l'environnement sous-glaciaire.
- Caractériser les propriétés pétrophysiques des faciès proglaciaires et sous-glaciaires afin de confirmer les observations réalisées par [Tournier et al \(2010\)](#) sur le contrôle de l'environnement dépôt (en particulier la présence de planchers glaciaires) sur les processus diagénétiques et les qualités réservoirs. En effet, le transfert d'eau de fonte sous pression dans les sédiments sous la calotte de glace, entraîne une réorganisation de ces dépôts et notamment,

une redistribution des particules fines (argileuses) qui favorisent ou inhibent certains processus diagénétiques, et modifient ainsi les propriétés réservoirs des sédiments.

- Les récents travaux en Antarctique et au Groenland montrent l'importance du drainage des eaux de fonte sous-glaciaires sur la dynamique d'écoulement de la glace. Affiner le lien probable entre dynamique sédimentaire, c'est-à-dire les caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire, la mise en place des environnements de dépôt et leur évolution, et dynamique glaciaires permettrait d'identifier les mécanismes contrôlant les oscillations glaciaires. Ces résultats pourraient être transposables au contexte actuel de changements climatiques et permettrait de comprendre la dynamique actuelle de fonte des calottes.
- Dans le but de confirmer les mécanismes de creusement des vallées tunnel, une analyse détaillée et une cartographie des structures de déformation situées sous les planchers glaciaires seront nécessaires. Elles devront ainsi permettre de définir précisément les processus de déformation. Ainsi, un modèle de formation des vallées tunnel sur substrat meuble pourra être établi, complétant le modèle défini sur l'enregistrement glaciaire quaternaire par [Boulton & Hindmarsh \(1987\)](#).
- A l'échelle régionale, les hétérogénéités lithologiques et la notion de diffusivité du matériel contrôlent la distribution et la morphologie des vallées tunnel, via le modèle *groundwater-channel coupling* de [Boulton & Hindmarsh \(1987\)](#). Ces observations révèlent l'existence d'un contrôle tectono-sédimentaire sur la position des vallées tunnel à l'échelle régionale. Ce contrôle n'est cependant pas suffisant pour expliquer la position de la vallée tunnel d'Alnif à l'échelle locale, kilométrique ou plurikilométrique. Identifier et comprendre la distribution des hétérogénéités lithologiques à l'échelle locale, directement héritées de la distribution des environnements de dépôts préglaciaires est donc un enjeu majeur.
- Le lien entre les vallées tunnel et l'architecture des dépôts préglaciaires, permet d'envisager la définition de clés de lecture permettant de prédire la morphologie de ces vallées tunnel à partir des informations issues des données de forages.
- Enfin, dans le but de tester les différents scénarios proposés pour le creusement et la localisation des vallées tunnel, une approche par modélisation numérique pourrait être envisagée. Ce modèle numérique devra alors coupler dynamique glaciaire, stratigraphie et lithologie du substrat préglaciaire, variations de pression fluides et mécanique des roches.

Références bibliographiques

- Abed, A.M., Makhlof, I.M., Amireh, B.S., Khalil, B., 1993. Upper Ordovician glacial deposits in southern Jordan. *Episodes* 16, 316-328.
- Allen, J.R.L., 1970. A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology* 14, 5-26.
- Alley, R.B., Cuffey, K.M., Evensen, E.B., Strasser, J.C., Lawson, D.E., Lawson, G.J., 1997. How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints. *Quaternary Science Reviews* 16, 1017–1038.
- Álvarez, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J., Vizcaíno, D., 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: Controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 20–36.
- Armstrong, H.A., Abbott, G.D., Turner, B.R., Makhlof, I.M., Muhammad, A.B., Pedentchouk, N., Peters, H., 2009. Black shale deposition in an Upper Ordovician–Silurian permanently stratified, peri-glacial basin, southern Jordan: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 273, p. 368–377.
- Ashley, G.M., Southard, J.B. and Boothroyd, J.C., 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29, 67-79.
- Bache, F., Moreau, J., Rubino, J.-L., Gorini, C., Van-Vliet Lanoë, B., 2012. The subsurface record of the Late Palaeozoic glaciation in the Chaco Basin, Bolivia. In: Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D.P., Dixon, R.J., Moscardiello, A., and Craig, J. (Eds.) *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*. Geological Society, Lon, Special Publication 368, first published May 2, 2012; [10.1144/SP368.11](https://doi.org/10.1144/SP368.11).
- Ballantyne, G.M., McCarroll, D., Stone, J.O., 2008. Vertical dimensions and age of the Wicklow Mountains ice dome, Eastern Ireland, and implications for the extent of the last Irish Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 25, 2048-2058.
- Bartholomaeus, T.C., Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2008. Response of glacier basal motion to transient water storage. *Nature Geoscience* 1, 33-37.
- Bell, R.E., 2008. The role of subglacial water in ice-sheet mass balance. *Nature Geoscience* 1, 297-304.
- Benn, D.I., 1994. Fabric shape and the interpretation of sedimentary fabric data. *Journal of Sedimentary Research* 64 (4), 910-915.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers & Glaciations*. Second Edition, Edward Arnold, London, 802 pp.
- Bennett, N., Glasser F., 1996. *Glacial geology: ice sheets & landforms*. Chichester, Wiley.
- Bennett, M.R., Waller, R.I., Midgley, N.G., Huddart, D., Gonzalez, S., Cook, S.J., Tomio, A., 2003. Subglacial deformation at sub-freezing temperatures? Evidence from Hagafellsjökull-Eystri, Iceland, *Quaternary Science Reviews* 22, 915-923.
- Bennett, M.R., Huddart, D., Waller, R.I., 2006. Diamict fans in subglacial water-filled cavities e a new glacial environment. *Quaternary Science Reviews* 25, 3050-3069.
- Berner, R.A., 2006. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (23), 5653-5664.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Gariel, O., Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara – Sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton. Collection « Science et technique du pétrole », Volume 18, Publications de l'I.F.P., Paris, 464p.
- Biju-Duval, B., Deynoux, M., Rognon, P. 1974. Essai d'interprétation des 'fractures en gradins' observées dans les formations glaciaires précambriennes et ordoviciennes du Sahara. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique*, Paris, 16: 503-512.
- Black, R., Fabre, J., 1980. A brief outline of the geology of West Africa. *Episodes* 4, 17-25.
- Blatter, H., Hutter, K., 1991. Polythermal conditions in Arctic glaciers. *Journal of Glaciology* 37 (126), 261-269.
- Boulton, G.S., Hindmarsh, R.C.A. 1987. Sediment deformation beneath glaciers; rheology & geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, 92: 9059.
- Boulton, G., Hagdorn, M., 2006. Glaciology of the British Isles Ice Sheet during the last glacial cycle: form, flow, streams and lobes. *Quaternary Science Reviews* 25, 3359-3390.

- Boulton, G.S., Slot, T., Blessing, K., Glasbergen, P., Leijnse, T., van Gijssel, K., 1993. Deep circulation of groundwater in overpressured subglacial aquifers and its geological consequences. *Quaternary Science Reviews* 12, 739-745.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007a. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling and the origin of esker systems: Part I - glaciological observations. *Quaternary Science Reviews* 26, 1067-1090.
- Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S., 2007b. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part II - theory and simulation of a modern system. *Quaternary Science Reviews* 26, 1091-1105.
- Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B., Zatsepin, S., 2009. Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 28, 621-638.
- Booth D.B., Hallet B., 1993. Channel networks carved by subglacial water: Observations & reconstruction in the eastern Puget Lowland of Washington: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 671-683.
- Boote, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., 1998. Paleozoic petroleum systems of North Africa. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (Eds.) *Petroleum Geology of North Africa*, Geological Society, London, Special Publication 132, 7-68.
- Bowen, D. Q., 1999. Only four major 100-ka glaciations during the Brunhes Chron? *International Journal of Earth Sciences* 88, 276-284.
- Bowen, D.Q., Phillips, F.M., McCabe, A.M., Knutz, P.C., Sykes, G.A., 2002. New data for the last glacial maximum in Great Britain and Ireland. *Quaternary Science Reviews* 21, 89-101.
- Boyce, J.I., Eyles, N., 2000. Architectural element analysis applied to glacial deposits: internal geometry of a late Pleistocene till sheet, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 112, 98-118.
- Boyd, R., Scott, D.B., Douma, M., 1988. Glacial tunnel valleys and Quaternary history of the outer Scotian shelf. *Nature* 333, 61-64.
- Bradwell, T., Stoker, M. S., Golledge, N. R., Wilson, C. K., Merritt, J. W., Long, D., Everest, J. D., Hestvik, O. B., Stevenson, A. G., Hubbard, A. L., Finlayson, A. G., Mathers, H. E., 2008. The northern sector of the last British Ice Sheet: Maximum extent and demise. *Earth-Science Reviews* 88, 207-226.
- Brennand, T.A., Shaw, J., 1994. Tunnel channels and associated landforms, south-central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 505-522.
- Brenchley, P.J., Marshall, J.D., Carden, G.A.F., Robertson, D.B.R., Long, D.G.F., Meidla, T., Hints, L., Anderson, T.F., 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology* 22, 295-298.
- Brodzikowski, K., van Loon, A.J., 1991. Glacigenic Sediments. In: *Collection Development in Sedimentology*, vol. 19, Elsevier, Amsterdam.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaïmani, A., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *Comptes Rendus Geosciences*, 338 (1-2): 11-24.
- Buttler, C.J., Chems, L. and Massa, D., 2007. Bryozoan mud-mounds from the upper Ordovician Jifarah (Djeffara) Formation of Tripolitania, north-west Libya. *Palaeontology* 5 (2), 479-494.
- Cameron, T.D.J., Stoker, M.S., Long, D., 1987. The history of Quaternary sedimentation in the UK sector of the North Sea Basin. *Journal of the Geological Society, London* 144, 43-58.
- Cameron, T.D.J., Crosby, A., Balson, P.S., Jeffery, D.H., Lott, G.K., Bulat, J., Harrison, D.J., 1992. *The Geology of the Southern North Sea*. British Geological Survey, United Kingdom Offshore Regional Report 7. HMSO, London.
- Cameron, T.D.J., Bulat, J., Mesdag, C.S., 1993. High resolution seismic profile through a Late Cenozoic delta complex in the southern North Sea. *Marine & Petroleum Geology* 10, 591-599.
- Carr, S.J., 2004. The North Sea Basin. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology*, Vol. 1, Europe. *Developments in Quaternary Science*. Elsevier, Oxford. 261-270.
- Carr, S.J. and Rose, J., 2003. Till fabric patterns and significance: particle response to subglacial stress. *Quaternary Science Reviews* 22, 1415-1426.

- Carr, S.J., Hafliðason, H., Sejrup, H.P., 2000. Micromorphological evidence supporting Late Weichslian glaciation of the northern North Sea. *Boreas* 29, 315-328.
- Carter, S.P., Blankenship, D.D., Peters, M.E., Young, D.A., Holt, J.W., Morse, D.L., 2007. Radar-based subglacial lake classification in Antarctica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, doi:10.1029/2006GC001408.
- Catania, G., Paola, C., 2001. Braiding under glass. *Geology* 29, 259-262.
- Cherns, L. and Wheeley, J.R., 2007. A pre-Hirnantian (Late Ordovician) interval of global cooling – The Boda event re-assessed. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251 (3-4), 449-460.
- Choubert, G., 1942. Constitution et puissance de la série primaire de l'Anti-Atlas. *Compte Rendu Académie des Sciences* 215, Paris, 445p.
- Choubert, G. and Termier, H., 1947. Sur la stratigraphie de l'Ordovicien marocain. *Compte Rendu, Société Géologique de France* 16, 335-337.
- Clark, J.D., Stanbrook, D.A. 2001. Formation of large-scale shear structures during deposition from high-density turbidity currents, Gres d'Annot Formation, south-east France. In: *Particulate gravity currents*. (Eds.) D. McCaffrey William, C. Kneller Ben and J. Peakall). Blackwell. Oxford, International.
- Clark-Lowes, D.D., 2005. Arabian glacial deposits: recognition of palaeovalleys within the Upper Ordovician Sarah Formation, Al Qasim district, Saudi Arabia. *Proceedings of the Geologists' Association* 116, 331-347.
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S., Marshall, S.J., 2005. Fresh arguments against the Shaw megaflood hypothesis. A reply to comments by David Sharpe on "Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event". *Quaternary Science Reviews* 24, 1533-1541.
- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of Geological Society* 159 (6), 631-644.
- Collinson, J.D., Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures*, Third Edition. Terra Publishing, Harpenden, Hertfordshire, England.
- Coward, M.P., Ries, A.C., 2003. Tectonic development of North African basins. *Geological Society, London, Special Publications* 207 (1), 61-83.
- Craig, J., Sutcliffe, O.E., Lüning, S., Le Heron, D.P., Whittington, R.J., 2002. Ice Sheets and Hot Rocks: Unravelling the glacial signature in the Late Ordovician reservoirs of North Africa. *Petroleum Exploration Society of Great Britain Newsletter*, December, 6-11.
- Craig, J.L., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Lüning, S., Asbali, A.I., Keeley, M.L., Bell, J.F., Durham, M.J., Eales, M.H., Beswetherick, S., Hamblett, C., 2008. Structural styles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic hydrocarbon systems of North Africa. In: Salem, M.J., Oun, K.M., Essed, A.S. (Eds.), *The Geology of East Libya*, vol. 4. Gutenberg Press, Malta, pp. 51-122.
- Crowley, T.J., Baum, S.K., 1995. Reconciling Late Ordovician (440Ma) glaciation with very high (14X) CO₂ levels. *Journal of Geophysical Research* 96 (12), 597-622.
- Cutler, P.M., Colgan, P.M., Mickelson, D.M., 2002. Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation. *Quaternary International*, 90, 23-40.
- Dallmeyer, R.D., Lécroché, J.P., 1991. The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. *International Geological Correlation Program Project* 27 (2), 141-162.
- Danielsen J.E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., Sørensen, K.I., 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrological in surveys. *Journal of Applied Geophysics* 53, 181-198.
- Dardis, G.F., Hanvey, P.M., 1994. Sedimentation in a drumlin lee-side subglacial wave cavity, Northwest Ireland. *Sedimentary Geology* 91, 97-114.
- Dautria, J.-M., Lesquer, A., 1989. An example of the relationship between rift and dome : recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics* 163 (1-2), 45-46.
- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Konaté, M., Guiraud, M., 2007. The origin and glaciodynamic significance of sandstone ridge networks from the Hirnantian glaciation of the Djado Basin (Niger). *Sedimentology* 54, 1225-1243.

- Denis, M., Buoncristiani, J.-F., Guiraud, M., 2009. Fluid-pressure controlled soft-bed deformation sequence beneath the surging Breidamerkurjökull (Iceland, Little ice age). *Sedimentary Geology* 221, 71-86.
- Denis, M., Guiraud, M., Konaté, M., Buoncristiani, J.-F., 2010. Subglacial deformation and water-pressure cycles as a key for understanding ice stream dynamics: evidence from the Late Ordovician succession of the Djado Basin (Niger). *International Journal of Earth Sciences* 99 (6), 1399-1425.
- Destombes, J., 1960. Stratigraphie de l'Ordovicien de la partie occidentale du Jbel Bani et du Jbel Zini, Anti-Atlas Occidental (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique Française* 5, 127-128.
- Destombes, J., 1968. Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2e Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *Comptes Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 267, 684-686.
- Destombes, J., 1971. L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. *Mémoire du BRGM* 73, 237-263.
- Destombes, J., 1981. Hirnantian (Upper Ordovician) tillites on the north flank of the Tindouf Basin, Anti-Atlas, Morocco. In: Hambrey, M.J. and Harland, W.B. (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 84-88.
- Destombes, J., Hollard, D.H., Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic Rocks of Morocco. In: C.H. Holland (Ed.), *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa. Lower Palaeozoic rocks of the World*. John Wiley and Sons, New York, pp. 91-336.
- Destombes, J., 2006. Carte Géologique au 1/200000 de l'Anti-Atlas marocain- Paléozoïque inférieur Feuille Tafilalt-Taouz, Mémoire explicative, Chapitre E. Note et Mémoire du Service Géologique, Editions du service Géologique du Maroc, Rabat, Maroc.
- Deynoux M, Ghienne J-F., 2004. Late Ordovician glacial pavements revisited - a reappraisal of the origin of striated surfaces. *Terra Nova* 16:95-101. doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00536.x
- Diaz-Martinez, E., Grahn, Y., 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245 (1-2), 62-81.
- Donovan, D.T., 1973. The geology & origin of the Silver Pit & other closed basins in the North Sea. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 39, 267-293.
- Douillet, G., Ghienne, J.-F., Géraud, Y., Abueladas, A., Diraison, M., Al-Zoubi, A., 2012. Late Ordovician tunnel valleys in southern Jordan. *Geological Society, London, Special Publication* 368, first published March 8, 2012; doi/10.1144/SP368.4.
- Dowdeswell, J.A., Siegert, M.J., 2002. The physiography of modern Antarctic subglacial lakes. *Global and Planetary Change* 35, 221-236.
- Ehlers, J., 1990. Reconstructing the dynamics of the north-west European Pleistocene ice sheets. *Quaternary Science Reviews* 9, 71-83.
- Ehlers, J., Linke, G., 1989. The origin of deep buried channels of Elsterian age in north-west Germany. *Journal of Quaternary Science* 4 (3), 255-265.
- Ehlers, J., Wingfield, R., 1991. The extension of the Late Weichselian/ Late Devensian ice sheets in the North Sea Basin. *Journal of Quaternary Science* 6, 313-326.
- Ehlers, J., Gibbard, P. L., 2004. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam. 457p.
- Ehlers, J., Meyer, K.-D., Stephan, H.-J., 1984. Pre-Weichselian glaciations of north-west Europe. *Quaternary Science Reviews* 3, 1-40.
- Ehlers, J., Eissmann, L., Lippstreu, L., Stephan, H. J., Wansa, S., 2004. Pleistocene glaciations of North Germany. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe*. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford.
- Eisma, D., Jansen, J.H.F., van Weering, T.C.E., 1979. Sea-floor morphology & recent sediment movement in the North Sea. In: Oele, E., Schuk ttenhelm, R.T.E., Wiggers, A.J. (Eds.), *The Quaternary History of the North Sea*. Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala, pp. 217-231.

- El Mazzouz, B., Hamoumi, N., 2007. Différenciation paléogéographique à l'Ordovicien supérieur dans le Tafillalt (Anti-Atlas oriental, Maroc) sous l'interaction de la glaciation et de la tectonique. *Compte Rendus Geoscience* 339, 562-571.
- Eschard, R., Braik, F., Bekkouche, D., Ben Rahuma, M., Desaubliaux, G., Deschamps, R., Proust, J.N., 2009. Palaeohighs : their influence on the North African Palaeozoic petroleum systems. In: Vining, B.A., Pickering, S.C. (Eds.) *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers – Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference*, pp. 1-18.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A., 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews* 78, 115-176.
- Evans, D.J.A., Hiemstra, J.F., O Cofaigh, C., 2007. An assessment of clast macrofabrics in glacial sediments based on A/B pane data. *Geografiska annaler* 89 A (2), 103-120.
- Eyles, N., McCabe, A.M., 1989. Glaciomarine facies within subglacial tunnel valleys: the sedimentary record of glacioisostatic downwarping in the Irish Sea basin. *Sedimentology* 36, 431-448.
- Fabre, J., Aït Kaci, A., Bouima, T., Moussin-Puchkine, A., 1988. Le cycle molassique dans le rameau trans-saharien de la chaîne panafricaine. *Journal of African Earth Science* 7, 41-55.
- Finneghan, S., Bergmann, K., Eiler, J.M., Jones, D.S., Fike, D.A., Eisenman, I., Hughes, N.C., Tripathi, A.K., Fischer, W.W., 2011. The Magnitude and Duration of Late Ordovician-Early Silurian Glaciation. *Science* 331, 903-906.
- Fiore, J.T., 2007. Quaternary subglacial processes in Switzerland: geomorphology of the Plateau and seismic stratigraphy of Western Lake Geneva. Thèse de doctorat, Université de Genève, Suisse.
- Flögel, S., Wallmann, K., Kuhnt, W., 2011. Cool episodes in the Cretaceous – Exploring the effects of physical forcings on Antarctic snow accumulation. *Earth & Planetary Science letters* 307 (3-4), 279-288.
- Foucault, A., Raoult, J.F., 2001. *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 379 pp.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992. *Climate modes of the Phanerozoic*. New York, Cambridge University Press, 274p.
- Fricker, H.A., Scambos, T., Bindshadler, R., Padman, L., 2007. An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space. *Science* 315, 1544-1548.
- Ghienne, J.-F. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, & post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189: 117-145.
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M. 1998. Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedimentary Geology*, 119: 141-159.
- Ghienne, J.-F., Deynoux, M., Manatschal, G., Rubino, J.-L., 2003. Palaeovalleys and fault-controlled depocentres in the Late-Ordovician glacial record of the Murzuq Basin (central Libya). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 1091-1100.
- Ghienne, J.F., Heron, D.P.L., Moreau, J., Denis, M., Deynoux, M. 2007a. The Late Ordovician glacial sedimentary system of the North Gondwana platform. In: *Glacial Sedimentary Processes and Products* (Eds M.J. Hambrey, P. Christoffersen, N.F. Glasser et B. Hubbard), pp. 295-320. International Association of Sedimentologists, Special Publication, Blackwell, Oxford.
- Ghienne, J.-F., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P., Ait Salem, H., 2007b. The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on the northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences* 82 (3), 183-214.
- Ghienne, J.-F., Girard, F., Moreau, J., Rubino, J.-L., 2010. Late Ordovician climbing-dune cross-stratification: a signature of outburst floods in proglacial outwash environments? *Sedimentology* 57 (5), 1175-1198.
- Girard, F., Ghienne, J.-F., Rubino, J.-L., 2012. Channelized sandstone bodies ('cordons') in the Tassili N'Ajjer (Algeria & Libya) : snapshots of a Late Ordovician proglacial outwash plain. *Journal of the Geological Society*, Special Publication 368, first published online March 8, 2012. doi 10.1144/SP368.3.
- Gibbard, P., Cohen K.M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, 31, No.2, 243-247.

- GIEC- IPCC - Contribution of Working Groups I, II & III to the Fourth Assessment Report of the intergovernmental Panel on Climate Change Core Writing Team, Pachauri, R.K. & Reisinger, A. (Eds.) IPCC, Geneva, Switzerland. pp 104
- Godd  ris, Y., Donnadieu, Y., 2008. Carbon cycling & snowball Earth. *Nature* 456, E8.
- Gottsche, C. 1897. Die tiefsten glacialablagerungen der gegend von Hamburg. Vorl  ufige Mittheilung. Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg 13, 131-140.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes* 27 (2), 83-100.
- Grahn, Y., Caputo, M.V., 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 99, 9-15.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trow, R.A.J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwaestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 257-278.
- Gray, L., Joughin, I., Tulaczyk, S., Spikes, V.B., Bindshadler, R., Jezek, K., 2005. Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic Ice Sheet through three-dimensional satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters* 32, doi:10.1029/2004GL021387.
- Guiraud, R., Bodworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 43 (1-3), 83-143.
- Hallet, B., 1979. Subglacial regelation water film. *Journal of Glaciology* 23, 321-334.
- Hallet, B., Hunter, L.E., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of the evidence. *Global and Planetary Change* 12, 213-235.
- Hallett, D., 2002. *Petroleum Geology of Lybia*. Elsevier Science, 503p.
- Hambrey, M.J., Harland, W.B, 1981. Earth's pre-Pleistocene glacial record. *Cambridge Earth Science Series*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1004p.
- Hambrey, M.J., Glasser, N.F., 2005. Sedimentary processes: Glaciers. *Encyclopedia of Geology*, 663-678.
- Hambrey, M.J., Glasser, N., 2012. Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. *Sedimentary Geology* (in press).
- Hamoumi, N., 1999. Upper Ordovician glaciation spreading and its sedimentary record in Moroccan Hansen, K., 1971. Tunnel valleys in Denmark & northern Germany. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 20, 295-306.
- Hansen, K., 1971. Tunnel valleys in Denmark and northern Germany. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 20, 295-306.
- Hicock, S.R., Goff, J.R., Lian, O.B., Little, E.C., 1996. On the interpretation of subglacial till fabric. *Journal of Sedimentary Research* 66 (5), 928-934.
- Hiemstra, J.F., Evans, D.J.A., Scourse, J.D., Furze, M.F.A., McCarroll, D., Rhodes, E., 2006. New evidence for a grounded Irish Sea glaciation of the Isles of Scilly, U.K. *Quaternary Science Reviews* 25 (3-4), 299-309.
- Hirst, J.P.P., Benbakir, A., Payne, D.F., Westlake, I.R. 2002. Tunnel valleys & density flow proceses in the Upper Ordovician glacial succession, Illizi basin, Algeria : influence on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, 25: 297-324.
- Hiscott, R.N., 1994. Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 64, 209-214.
- Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G. P., Schrag, D. P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* 281 (5381), 1342-1346.
- Hooke, R.L, Jennings, C.E., 2006. Formation of the tunnel valleys of the southern Laurentide ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 25, 1364-1372.
- Hornung, J.J., Asprion, U., Winsemann, J. 2007. Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. *Sedimentary Geology*, 193: 167-192.

- Huuse, M., Lykke-Andersen, H. 2000. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology & origin. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1233-1253.
- Huuse, M., Piotrowski, J.A., Lykke-Andersen, H. (eds) 2003. Geophysical Investigations of Buried Quaternary Valleys in the Formerly Glaciated NW European Lowland: Significance for Groundwater Exploration. *Journal of Applied Geophysics*, Thematic Issue, 53, 153-300.
- Jablonski, D. 1991. Extinctions: A paleontological perspective. *Science* 253, 754-756.
- Jentzsch, A. 1884. Über die Bildung der Preussischen Seen. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft für Erdkunde* 36, 699-702.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Morris, W.R., 2012. Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. *Sedimentology* 59 (3), 867-898.
- Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Research* 38, 971-984.
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E. 2006. Buried & open tunnel valleys in Denmark--erosion beneath multiple ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 25: 1339-1363.
- Jørgensen, F., Lykke-Andersen, H., Sandersen, P.B.E., Auken, E. et Nørmark, E. 2003a. Geophysical investigations of buried Quaternary valleys in Denmark: an integrated application of transient electromagnetic soundings, reflection seismic surveys & exploratory drillins. *Journal of Applied Geophysics*, 53: 215-228.
- Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., Auken, E. 2003b. Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method. *Journal of Applied Geophysics*, 53: 199-213.
- Kamb, B., 1987. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research* 92, 9083-1000.
- Kehew, A.E., Kozłowski, A.L., 2007. Tunnel channels of the Saginaw Lobe, Michigan, USA. IN: Johansson, P., Sarala, P. (Eds.), *Applied Quaternary Research in the Central Part of Glaciated Terrain*. Geological Survey of Finland, Special Paper 46, 69-78.
- Kehew, A.E., Piotrowski, J.A., Jørgensen, F., 2012. Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review. *Earth-Science Reviews* 113 (1-2), 33-58.
- Kirschvink, J.L., 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball Earth. In Schopf, J.W., and Klein, C. *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press. pp. 51–52.
- Kjær, K.H., Larsen, E., van der Meer, J.J.M., Ingólfsson, Ó., Krüger, J., Benediktsson, Í.Ö., Knudsen, C.G., Schomaker, A., 2006. Subglacial decoupling at the sediment interface: a new mechanism for rapid flowing ice. *Quaternary Science Reviews* 25, 2704-2712.
- Kleman, J., Glasser, N.F., 2007. The subglacial thermal organization (STO) of ice sheets. *Quaternary Science reviews* 26, 585-597.
- Kluiving, S.J., Aleid Bosch, J.H., Ebbing, J.H.J., Mesdag, C.S., Westerhoff, R.S., 2003. Onshore & offshore seismic & lithostratigraphic analysis of a deeply incised Quaternary buried valley system in the Northern Netherlands. *Journal of Applied Geophysics* 53, 249-271.
- Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. Geological Society, London, Special Publication 94, 31-49.
- Knight, J., 2002. Glacial sedimentary evidence supporting stick-slip basal ice flow. *Quaternary Science Reviews* 21, 975-983.
- Kozłowski, A.L., Kehew, A.E., Bird, B.C., 2005. Outburst flood origin of the Central Kalamazoo River Valley, Michigan, U.S.A. *Quaternary Science Reviews* 24, 2354–2374.
- Kristensen, T. B., Huuse, M., Piotrowski, J. A., Clausen, O. R. 2007. A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 22 pp. 801–815. ISSN 0267-8179.
- Kristensen, T.B., Piotrowski, J.A., Huuse, M., Hamberg, O.R.C.L. 2008. Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea - the role of glaciohydraulic supercooling. *Earth Surface Processes & Landforms*, 33: 546-559.

- Krüger, J., 1983. Glacial morphology & deposits in Denmark. In: Ehlers, J. (Ed.), *Glacial Deposits in North-West Europe*. Balkema, Rotterdam, pp. 181-191.
- Kumpulainen, R.A., Uchman, A., Woldehaimanot, B., Kreuser, T., Ghirmay, S., 2006. Trace fossil evidence from the Adigrat Sandstone for an Ordovician glaciation in Eritrea, NE Africa. *Journal of African Earth Sciences* 45 (4-5), 408-420.
- Lappegard, G., Kohler, J., Jacskon, M., Hagen, J.O., 2006. Characteristics of subglacial drainage systems deduced from load-cell measurements. *Journal of Glaciology* 40, 37-42.
- Legrand, P., 1973. Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien au Sahara algérien. *Notes Mém. C. Fr. Petr.* Paris 11, 121-138.
- Le Heron, D.P. 2007. Late Ordovician glacial record of the Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 201: 93-110.
- Le Heron, D.P., 2010. Interpretation of Late Ordovician glaciogenic reservoirs from 3-D seismic data: an example from the Murzuq Basin, Libya. *Geological Magazine* 147 (1), 28-41.
- Le Heron, D.P., Etienne, J.L., 2005. A complex subglacial clastic dyke swarm, Sölheimajökull, southern Iceland. *Sedimentary Geology* 181, 25-37.
- Le Heron, D.P., Craig, J. 2008. First order reconstruction of a Late Ordovician Saharan ice sheet. *Journal of the Geological Society of London*, 165: 19-29.
- Le Heron, D.P., Sutcliffe, O.E., Bourgig, K., Craig, J., Visentin, C., Whittington, R.J. 2004. Sedimentary architecture of the Upper Ordovician tunnel valley, Gargaf Arch, Libya : Implications for the genesis of a hydrocarbon reservoir. *GeoArabia*, ç: 137-160.
- Le Heron, D.P., Craig, J., Sutcliffe, O.E., Robert Whittington., 2006. Late Ordovician glaciogenic reservoir heterogeneity: An example from the Murzuq Basin, Libya. *Marine and Petroleum Geology* 23, 655-677.
- Le Heron, D.P., Ghienne, J.-F., El Houicha, M., Khoukhi, Y., Rubino, J.-L., 2007. Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 200-226.
- Le Heron, D.P., Craig, J., Etienne, J.L., 2009. Ancient glaciations and hydrocarbon accumulations in the North Africa and the Middle East. *Earth-Science Reviews* 93, 47-76.
- Le Heron, D.P., Armstrong, H.A., Wilson, C. Howard, J.P., Gindre, L., 2010. Glaciation and deglaciation of the Libyan Desert: The Late Ordovician record. *Sedimentary Geology* 223, 100-125.
- Lenton, T.M., Crouch, M., Johnson, M., Pires, N., Dolan, L., 2012. First plants cooled the Ordovician. *Nature Geoscience* 5, 86-89.
- Lesemann, J.-E., Brennand, T.A., 2009. Regional reconstruction of subglacial hydrology and glaciodynamic behaviour along the southern margin of the Cordilleran Ice Sheet in British Columbia, Canada and northern Washington State, USA. *Quaternary Science Reviews* 28, 2420-2444.
- Lesemann, J.-E., Aslop, G.I., Piotrowski, J.A., 2010. Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. *Quaternary Science Reviews* 29, 3212-3229.
- Lindén, M., Möller, P., Adrielsson, L., 2008. Ribbed moraine formed by subglacial folding, thrust stacking and lee-side cavity infill. *Boreas* 37, 102-131.
- Livingstone, S.J., Evans, D.J.A., Ó Cofaigh, C.O., Davies, B.J., Merritt, J.W., Huddart, D., Mitchell, W.A., Roberts, D.H., Yorke, L., 2012. Glaciodynamics of central sector of the British-Irish Ice Sheet in Northern England. *Earth-Science Reviews* 111, 25-55.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de glaciologie*. Tome II: Glaciers, variations du climat, sols gelés. Paris, Masson et Cie.
- Lliboutry, L., 1979. Local friction laws for glaciers: a critical review and new openings. *Journal of Glaciology* 39, 67-95.
- Loi, A., Ghienne, J.-F., Dabard, M.P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., Elaouad-Debbaj, Z., Gorini, A., Vidal, M., Videt, B., Destombes, J. 2010. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296 (3-4), 332-358.

- Lonergan, L., Maidment, S.C.R., Collier, J.S. 2006. Pleistocene subglacial tunnel valleys in the central North Sea basin: 3-D morphology & evolution. *Journal of Quaternary Science*, 21: 891-903.
- Long, D., Stoker, M.S., 1986. Channels in the North Sea: the Nature of a Hazard. *Advances in Underwater Technology, Ocean Science & Offshore Engineering*. Vol. 6: Oceanology Proceedings of Oceanology International '86 Graham & Trotman, London: pp. 339-351.
- Lowe, D.R., 1975. Water escapes structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22 , 157–204.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Lowe, D.R., LoPiccolo, R.D., 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 484–501.
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D. K., Storch, P., Fitches B. 2000. Lower Silurian “hot shales” in Northern Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Science Reviews* 49, 121–200.
- Lüning, S., Shahin, Y.M., Loydell, D., Al-Rabi, H.T., Masri, A., Tarawneh, B., Kolonic, S., 2005. Anatomy of a world-class source rock: Distribution and depositional model of Silurian organic shales in Jordan and implications for hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89 (10), 1397-1427.
- Lüthi, M.P., 2010. Greenland’s glacial basics. *Nature* 468, 776-777.
- Lykke-Andersen, H. 1986. On the Buried Nørreå Valley: A Contribution to the Geology of the Nørreå Valley, Jylland & other Buried Overdeepened Valleys. In: Møller, J.T. (Ed.), *Twenty-five Years of Geology in Aarhus*. *Geoskrifter* 24, 211-223.
- Lykke-Andersen, H., Seidenkrantz, M.-S., Knudsen, K.L., 1993. Quaternary sequences & their relations to the pre-Quaternary in the vicinity of Anholt, Kattegat, Scandinavia. *Boreas* 22, 291-298.
- Madsen, V., 1921. Terrænformerne på Skobjerg Bakkeø. *Danmarks Geologiske Undersøgelse* 63, 478.
- Marante, A., 2008. Architecture et dynamique des systèmes sédimentaires silico-clastiques sur la « plate-forme géante » nord-gondwanienne – L’Ordovicien moyen de l’Anti-Atlas marocain, Thèse de doctorat, Université Michel Montaigne, Bordeaux 3, Bordeaux.
- McCabe, A.M., Ó Cofaigh, C., 1994. Sedimentation in a subglacial lake, Enniskerry, eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 91, 57-95.
- McCabe, A. M., Clark, P. U., Clark, J., 2005. AMS 14C dating of deglacial events in the Irish Sea Basin and other sectors of the British-Irish ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 24, 1673-1690.
- McCabe, A. M., Clark, P. U., Clark, J., Dunlop, P., 2007. Radiocarbon constraints on readvances of the British-Irish Ice Sheet in the northern Irish Sea Basin during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 26, 1204-1211.
- McElhinny, M.W., Powell, C.M., Pisarevsky, S.A., 2003. Paleozoic terranes of eastern Australia and the drift history of Gondwana. *Tectonophysics* 632 (1-4), 41-65.
- Menzies, J., 2002. *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth Heinemann, Oxford, 543p.
- Menzies, J., Shilts, J., 2002. Subglacial environments. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth Heinemann, Oxford, pp. 183–278 .
- Meyer, K.-D., 1983. Zur Anlage der Urstromtäler in Niedersachsen. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 27, 147–160.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: summary. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, 567-604.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Browning, J.V., 2005. Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology* 217 (3-4), 215-231.
- Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J.-F., Dean, W.T., Günay, Y., Le Hérisse, A., Paris, F., Robardet, M., 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova* 15, 249-257.
- Mooers, H.D., 1989. On the formation of the tunnel valleys of the Superior Lobe. Central Minnesota. *Quaternary Research* 32, 24-35.

- Moreau, J. 2005. Architecture stratigraphique et dynamique des dépôts glaciaires ordoviciens du bassin de Murzuq (Libye), Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 192 pp.
- Moreau, J., 2011. The Late Ordovician deglaciation sequence of the SW Murzuq Basin (Libya). *Basin Research* 23, 449-477.
- Moreau, J., Degermann, L., Ghienne, J.-F., Rubino, J. -L. 2007. Large-scale physiography of the Murzuq Basin shelf during Hirnantian ice-sheet final retreat & Silurian transgression: outcrops & seismic interpretations. EAGE, 3rd North Africa/Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference & Exhibition, Tripoli 2007.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- Mutti, E., Normak, W.R., 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems; problems and concepts. In: Legget, J.K., and Zuffa, G.G., (eds.), *Deep Water Clastic Deposits: Models and Case Histories*, London, Graham and Trotman, pp. 1–38.
- Murray, T., Corr, H., Forieri, A., Smith, A.M., 2008. Contrasts in hydrology between regions of basal deformation and sliding beneath Rutford Ice Stream, West Antarctica, mapped using radar and seismic data. *Geophysical Research Letters* 35, L12504.
- Nemec, W., Lønne, I., Blikra, L.H., 1999. The kregnes moraine in Gaudalen, west-central Norway: anatomy of a younger dryas proglacial delta in a paleofjord basin. *Boreas* 28, 454–476.
- Nye, J.F., 1976. Water flow in glaciers; jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology* 17, 181-207.
- Ó Cofaigh, C. 1996. Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography*, 20: 1-19.
- Ó Cofaigh, C., Evans, D.J.A., 2007. Radiocarbon constraints on the age of the maximum advance of the British-Irish Ice Sheet in the Celtic Sea. *Quaternary Science Reviews* 26, 1197-1203.
- Ó Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswell, J. A., Rosell-Mele, A., Kenyon, N. H., Evans, J., Mienert, J., 2002. Sediment reworking on high-latitude continental margins & its implications for palaeoceanographic studies: Insights from the Norwegian-Greenland Sea. *Geological Society of London, Special Publication*, 325-348.
- Ogata, K., Mutti, E., Pini, G.A., Tinterri, R., 2011. Mass transport-related stratal disruption within sedimentary mélanges: Examples from the northern Apennines (Italy) and south-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics*, in press. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.021>
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2008. Ordovician Period, *The Concise Geological Time Scale*. Cambridge University Press, New York.
- Oliveira, C.M.M., Hodgson, D.M., Flint, S.S., 2011. Distribution of soft-sediment structures in clinoforms successions of the Permian Ecca Group, Karoo Basin, South Africa. *Sedimentary Geology* 235, 314-330.
- Paris, F., 1979. Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. *Mémoire de la société géologique et minéralogique de Bretagne* 26, 412p.
- Pattyn, F., 2010. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 451-461.
- Peltier, W.R., Liu, Y., Crowley, J.W., 2008. Snowball Earth prevention by dissolved organic carbon remineralization. *Nature* 450, 813-818.
- Piotrowski, J.A. 1994. Tunnel-valley formation in northwest Germany--geology, mechanisms of formation & subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, 89: 107-141.
- Piotrowski, J.A., 1997a. Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews* 16, 169-185.
- Piotrowski, J.A., 1997b. Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany. *Sedimentary Geology* 111, 217-224.
- Piotrowski, J.A., 2006. Groundwater under ice sheets and glaciers. In: Knight, P.G. (Ed.), *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 50-59.
- Piotrowski, J.A., Geletneky, J., Vater, R., 1999. Soft-bedded sub-glacial meltwater channel from the Welzow-SuKd open-cast lignite mine, Lower Lusatia, eastern Germany. *Boreas* 28, 363-374.
- Piotrowski, J.A., Mickelson, D.M., Tulaczyk, S., Krzyszkowski, D., Junge, F., 2001. Were subglacial deforming beds beneath past ice sheets really widespread? *Quaternary International* 86, 139-150.

- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Menzies, J., Wysota, W., 2006. Formation of subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53, 83-106.
- Piotrowski, J.A., Hermanowski, P., Piechota, A.M., 2009. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 481-492.
- Piqué, A. and Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of Science* 289 (3), 286-330
- Plink-Björklund, P., Ronnert, L., 1999. Depositional processes and internal architecture of Late Weichselian ice-marine submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology* 46, 215-234.
- Posamentier, H.W., Walker, R.G., 2006. Facies model revisited. *SEPM Special Publication* 84, SEPM, Tulsa, Oklahoma, USA, 527p.
- Powell, R.D., Khalil, B., Masri, A., 1994. Late Ordovician-Early Silurian glaciofluvial deposits preserved in palaeovalleys in South Jordan. *Sedimentary Geology* 89, 303-314.
- Praeg, D., 1996. Morphology, stratigraphy and genesis of buried mid-Pleistocene tunnel-valleys in the southern North Sea Basin. PhD thesis, University of Edinburgh.
- Praeg, D. 2003. Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin-high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics*, 53: 273-298.
- Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., 2011. Ice flow of the Antarctic Ice Sheet. Science doi : 10.1126/science.1208336.
- Rijsdijk, K.F., Owen, G., Warren, W.P., McCarroll, D., van der Meer, J.J.M., 1999. Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, Eastern Ireland. *Sedimentary Geology* 129, 111-126.
- Rijsdijk, K.F., Warren, W.P., van der Meer, J.J.M., 2010. The glacial sequence at Killiney Bay, SE Ireland: terrestrial deglaciation and polyphase glaciotectionic deformation. *Quaternary Science Reviews* 29, 696-719.
- Robertson Research International Limited, 2002. Regional synthesis of the Ordovician of the Saharan platform, Algeria. Report N° AM050, 4 volumes, 523p.
- Robin, G. de Q., Swithinbank, C.W.M., Smith, B.M.E., 1970. Radio echo exploration of the Antarctic ice sheet. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 86, 97-115.
- Rognon, P., Charpal, O.D., Biju-Duval, B., Gariel, O., 1968. Les glaciations « siluriennes » dans l'Ahnnet et le Mouydir (Sahara central) In : *Le Paléozoïque Inférieur de l'Ahnnet et du Mouydir* 38, Publication du service géologique de l'Algérie, Alger.
- Röthlisberger, H., 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11, 177-203.
- Russell, H.A.J., Arnott, R.W.C., Sharpe, D.R. 2003. Evidence for rapid sedimentation in a tunnel channel, Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, 160: 33-55.
- Saltzman, M.R., Young, S.A. 2005. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic & sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia. *Geology*, 33: 109-112.
- Salomonsen, I., 1995. Origin of a deep buried valley system in Pleistocene deposits of the eastern central North Sea. In: Michelsen, O. (Ed.), *Proceedings of the Second Symposium on: Marine Geology * Geology of the North Sea & Skagerrak* Geological Survey of Denmark, Series C 12, 7-19.
- Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., 2003 – Buried Quaternary valleys in Western Denmark – occurrence & inferred implications for groundwater resources & vulnerability. *Journal of Applied Geophysics* 53, 229-248.
- Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., 2012. Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark. In. Huuse, Geological Society, London, Special Publication 368. First published May 2, 2012, doi:10.1144/SP368.12
- Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., Larsen, N.K., Westergaard, J.H.W., Auken, E., 2009. Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark. *Boreas* 38, 834-851.
- Sansjofre, P., Ader, M., Trindade, R.I.F., Elie, M., Lyons, J., Cartigny, P., Nogueira, A.C.R., 2011. A carbon isotope challenge to the snowball Earth. *Nature* 478, 93-96.
- Schoof, C. Beneath a floating ice shelf. *Nature Geoscience* 3, 450-451.

- Scotese, C.R., Boucot, A.J., Mckerow, W.S. 1999. Gondwana paleogeography & plaeoclimatology. *Journal of African Sciences*, 28: 99-114.
- Scourse, J. D., Furze, M. F. A., 2001. A critical review of the glaciomarine model for Irish sea deglaciation: evidence from southern Britain, the Celtic shelf and adjacent continental slope. *Journal of Quaternary Science* 16, 419-434.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Landvik, J., King, E.L., Haflidason, H., Nesje, A., 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews* 19, 667-685
- Shaw, J., 1983. Drumlin formation related to inverted meltwater erosional marks. *Journal of Glaciology* 29, 461–479.
- Shaw, J., 2002. The meltwater hypothesis for subglacial bedforms. *Quaternary International* 90, 5–22.
- Shaw, J., 2010. In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields. *Journal of Quaternary Science* 25, 249–260.
- Shaw, J., Gilbert, R., 1990. Evidence for large-scale subglacial meltwater flood events in southern Ontario and northern New York State. *Geology* 18, 1169–1172.
- Shaw, J., Kvill, D., Rains, R.B., 1989. Drumlins and catastrophic subglacial floods. *Sedimentary Geology* 62, 177-202.
- Shaw, J., Gorell, G., 1991. Subglacially formed dunes with bimodal and graded gravel in the Trenton drumlin field, Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire* 45, 21-34.
- Siegert, M.J., 2000. Antarctic subglacial lakes. *Earth Science Reviews* 50, 29-50.
- Siegert, M.J., Carter, S., Tobacco, I., Popov, S., Blankenship, D., 2005. A revised inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science* 17, 453-460.
- Sissons, J.B., 1981. The last Scottish ice-sheet: facts & speculative discussion. *Boreas* 10, 1-17.
- Smith, B.E., Fricker, H.A., Joughin, I.R., Tulaczyk, S., 2009. An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003-2008). *Journal of Glaciology* 55, 573-595.
- Sohn, Y.K., Kim, S.B., Hwang, I.G., Bahk, J.J., Choe, M.Y., Chough, S.K., 1997. Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly Gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. *Journal of Sedimentary Research* 67 (1), 130-141.
- Soulaimani, A., Jaffal, M., Maacha, L., Kchikach, A., Najine, A., Saidi, A., 2006. Modélisation magnétique de la suture ophiolitique de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Implications sur la reconstruction géodynamique panafricaine. *Comptes Rendus Geosciences*, 153-160.
- Southard, J. B., Boguchwal, L. A. 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology* 60 (5): 658-79.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196 (1-2), 17-33.
- Stampfli, G.M., van Raumer, J.F., Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. *Geological Society of America Special Paper* 264, 263-280.
- Stearns, L.A., Smith, B.E., Hamilton, G.S., 2008. Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods. *Nature Geoscience* 1, 827-831.
- Stewart, M.A., Lonergan, L., 2011. Seven glacial cycles in the middle-late Pleistocene of northwest Europe : Geomorphic evidence from buried tunnel valleys. *Geology* 39 (3), 283-286.
- Stokes, C.R., Clark, C.D., 1999. Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology* 28, 67-74.
- Studinger, M., Bell, R.E., Karner, G.D., Tikku, A.A., Holt, J.W., Morse, D.L., Richter, T.G., Kempf, S.D., Peters, M.E., Blankenship, D.D., Sweeney, R.E., Rystrom, V.L., 2003. Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 205, 195-210.
- Sugden, D.E., Glasser, N.F., Clapperton, C.M., 1992. Evolution of large roches moutonnées. *Geografiska Annaler: Physical Geography* 74A, 253-264.

- Sutcliffe, O.E., Dowdeswell, J.A., Whittington, R.J., Theron, J.N., Craig, J. 2000. Calibrating the Late Ordovician glaciation & mass extinction by the eccentricity of Earth's orbit. *Geology*, 28: 967-970.
- Sutcliffe, O.E., Harper, D.A.T., Ait Salem, A., Whittington, R.J., Craig, J. 2001. The development of an atypical Hirnantia-brachiopod Fauna & the onset of glaciation in the late Ordovician of Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 92: 1-14.
- Torsvik, T.H., and Cocks, L.R., 2011. The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana. In: Van Hinsbergen, D.J.J., Buiter, S.J.H., Torsvik, T.H., Gaina, C. and Webb, S.J. (eds). *The Formation and Evolution of Africa: A synopsis of 3.8 Ga of Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, 357, 137-166
- Toucanne, S., 2009. Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du Paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux, France. 340p.
- Tournier, F., Pagel, M., Portier, E., Wazir, I., Fiet, N., 2010. Relationship between diagenetic quartz cementation and sedimentary facies in a Late Ordovician glacial environment (Sbaa Basin, Algeria). *Journal of Sedimentary research* 80, 1068-1084.
- Turner, B.R., Makhlof, I., Armstrong, H.A., 2005. Late Ordovician (Ashgillian) glacial deposits in southern Jordan. *Sedimentary Geology* 181, 73-91.
- Ussing, N. V. 1903: Om Jyllands hedesletter og teorien for deres dannelselse. *Oversigt kgl. danske Vidensk. Selsk. Forhandl.* 2: 99-164.
- Ussing, N. V. 1907: Om floddale og randmoræner i Jylland. *Oversigt kgl. danske Vidensk. Selsk. Forhandl.* 4: 161-213.
- van Dijke, J.J., Vedkamp, A. 1996. Climate-controlled glacial erosion in the unconsolidated sediments of Northwestern Europe based on a genetic model for tunnel valley formation. *Earth Surface Processes & Landforms*, 21: 327-340.
- Vaslet, D. 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes*, 13: 147-161.
- Veevers, J.J., 2005. Gondwanaland and Gondwana. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M. and Plimer, I.R. (eds), *GONDWANALAND AND GONDWANA*. Elsevier, Oxford, pp128-155.
- Veizer, J., Godderis, Y., François L.M., 2000. Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ & global climate during the Phanerozoic eon. *Nature* 408.
- Vejbæk, O.V., Britze, P. (Eds.), 1994. Top pre-Zechstein (two-way traveltime and depth), Geological map of Denmark 1 : 750 000. Geological Survey of Denmark, Map Series 45.
- Ven der Vegt, P., Janszen, A., Moscariello, A., 2012. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. Geological Society, London, Special Publication 368, first published May 3, 2012; doi 10.1144/SP368.13.
- Villas, E., Vizcaíno, D., Álvaro, J.J., Destombes, J., Vennin, E. 2006. Biostratigraphic control of the latest-Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods. *Geobios*, 39: 727-737.
- Walder, J.S., 1982. Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging. *Journal of Glaciology* 28, 273-293.
- Walder, J.S., Fowler, A., 1994. Channelized subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology* 40, 3-15.
- Waller, R.I., 2001. The influence of basal processes on the dynamic behaviour of cold-based glaciers. *Quaternary International* 86 (1), 117-128.
- Warren, P.W., 1993. Wicklow in the Ice Age: An Introduction and Guide to the Glacial Geology of the Wicklow District. Geological Survey of Ireland, Dublin, Ireland.
- Webby, B.D., Cooper, R.A., Bergström, S.M., Paris, F. 2004. Stratigraphic Framework & Time Slices. In: *The Great Ordovician Biodiversification Event* (Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser et P. I.G.), pp. 41-47. Columbia University Press, New York.
- Weertman, J., 1964. The theory of glacier sliding. *Journal of Glaciology* 5, 287-303.

- Wilson, M., Guiraud, R., 1992. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times. *Tectonophysics* 213 (1-2), 2003-225.
- Winberry, J.P., Anandakrishnan, S., Wiens, D.A., Alley, R.B., Christianson, K., 2011. Dynamics of stick-slip motion, Whillans Ice Stream, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 305, 283-289.
- Wingham, D.J., Siegert, M.L., Shepherd, A., Muir, A.S., 2006. Rapide discharge links Antarctic subglacial lakes. *Nature* 440, 1033-1066.
- Wingfield, R., 1989. Glacial incisions indicating Middle & Upper Pleistocene ice limits of Britain. *Terra Nova* 1, 538-548.
- Wingfield, R.T.R. 1990. The origin of major incisions within the Pleistocene deposits of the North Sea. *Marine Geology*, 91: 31-52.
- Winsborrow, M.C.M., Clark, C.D., Stokes, C.R., 2010. What controls the location of ice streams? *Earth-Science Reviews* 103, 45-59.
- Woldstedt, P., 1952. Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart* 2, 146-153.
- Young, G.M., Minter, W.E.L., Theron, J.N., 2004. Geochemistry and palaeogeography of upper Ordovician glaciogenic sedimentary rocks in the Table Mountain Group, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 214, 323-345.

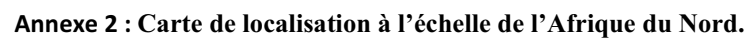
Annexes

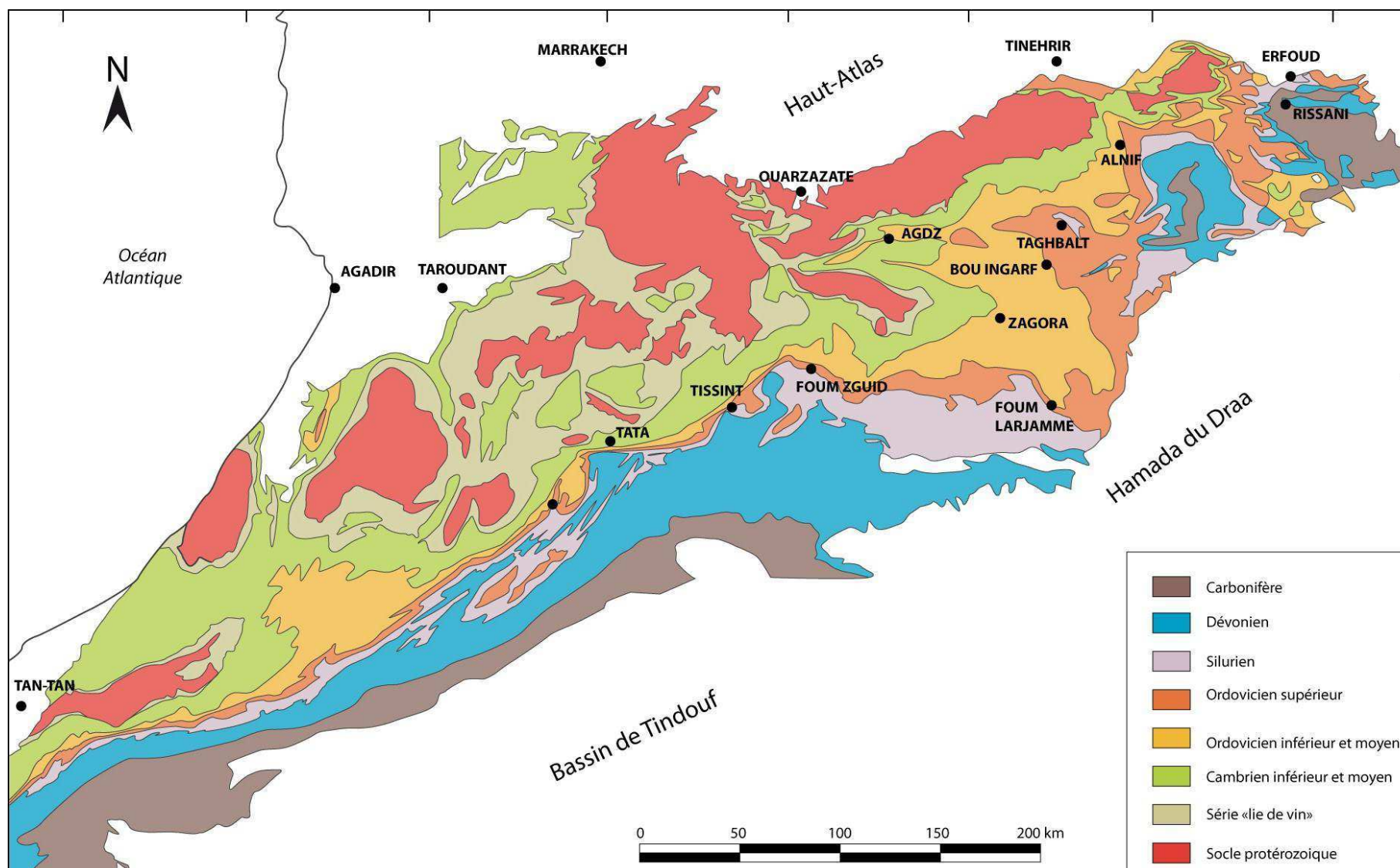
Liste des annexes

- Annexe 1.** Feuille de logs intégrant les outils de description des déformations par pression fluide.
- Annexe 2.** Carte de localisation à l'échelle de l'Afrique du Nord.
- Annexe 3.** Carte géologique simplifiée à l'échelle de l'Anti-Atlas et principales localités.
- Annexe 4.** Carte de localisation à l'échelle du secteur Alnif – Erfoud.
- Annexe 5.** Carte de localisation à l'échelle du secteur Alnif – Foug Larjamme.
- Annexe 6.** Synthèse des résultats de l'analyse de macrofabrique du conglomérat basal d'Alnif.
- Annexe 7.** Diagramme synthétique indiquant le type de structures sédimentaires en fonction de la vitesse du courant et de la granulométrie.
- Annexe 8.** Carte géologique détaillée des associations de faciès dans la vallée d'Alnif.
- Annexe 9.** Photographie interprétée la vallée tunnel observée depuis le sommet du Jebel El Hari.
- Annexe 10.** Photographie interprétée du flanc SW de la vallée tunnel d'Alnif
- Annexe 11.** Photographie interprétée de Targa Oulouf illustrant la géométrie de FA2 et FA3.
- Annexe 12.** Photographie interprétée du Jebel Tagamalhari, illustrant la géométrie de FA2 et FA3.
- Annexe 13.** Photographie interprétée du Petit Tamekhtart, illustrant la géométrie de FA3.
- Annexe 14.** Photographie interprétée du secteur de l'Oued Marabout, illustrant le plancher glaciaire GP2, et la géométrie de FA4 et FA5 dans l'axe de la vallée tunnel.
- Annexe 15.** Photographie interprétée de l'Oued Achbarou, illustrant la géométrie de FA4, sur le flanc NE de la vallée, à la jonction avec le domaine d'interfluve.
- Annexe 16.** Coupes sédimentologiques, Alnif, Maroc.
- Annexe 17.** Synthèse des valeurs diffusivité calculées pour chacune des coupes sédimentologiques du transect Foug Larjamme-Erfoud.

STUDY: LOG: Code: Scale: Date: Authors: Page: .../... GPS: - -		Horizontal planar bedding Trough cross-bedding Tabular cross-bedding Sigmoidal cross-bedding Current ripple Climbing ripple Mega-ripple Lenticular bedding Low angle cross-bedding HCS SCS Granules (outsized) Storm graded layer Mud cracks Karstified surface Roots Fauna Bioturbation Mud clast Wood debris		187 Fine Sand 250 Medium Sand 375 Coarse Sand 500 V. coarse 750 2000µm Granules Oriented Convolute Convolute Contorted bedding Water escape Loading Loading -balls & pillows Fluted surface Normal microfaulting Reverse/thrust fault Realigned clasts Horizontal Oblique Vertical																			
SAMPLES	CORE	DEPTH	LITHOLOGY	CORE DESCRIPTION										FACIES DESCRIPTION				DEFORMATION			FORMATION	BIOTRUB.	
				Sh	Slt	Fs	Ms	Cs	Gr	VGr	Pb	Cb	B	Very well sorted	Well sorted	Moderately sorted	Poorly sorted	Intensity	L	M			H

Annexe 1 : Feuille de logs intégrant les outils de description des déformations par pression fluide

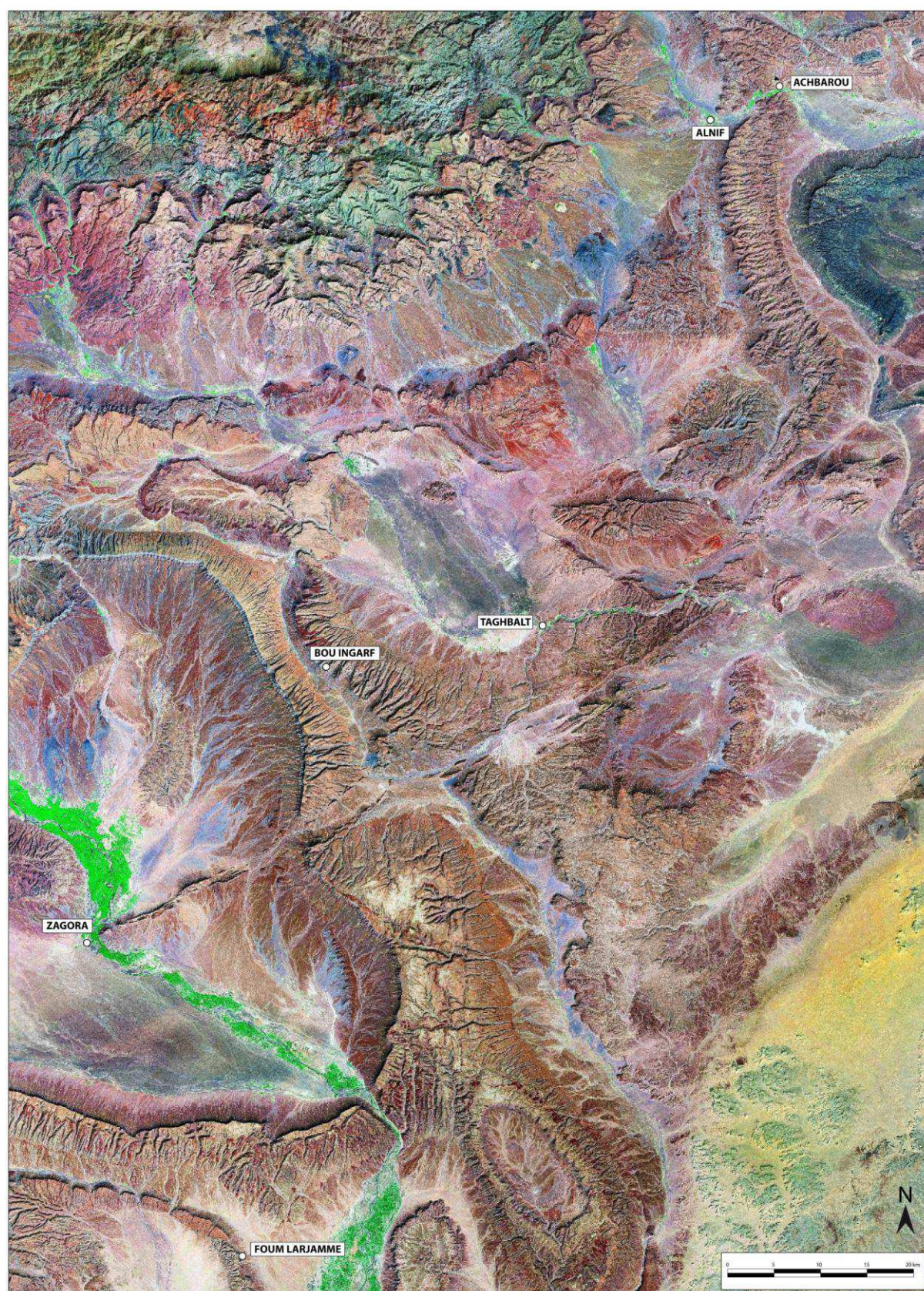




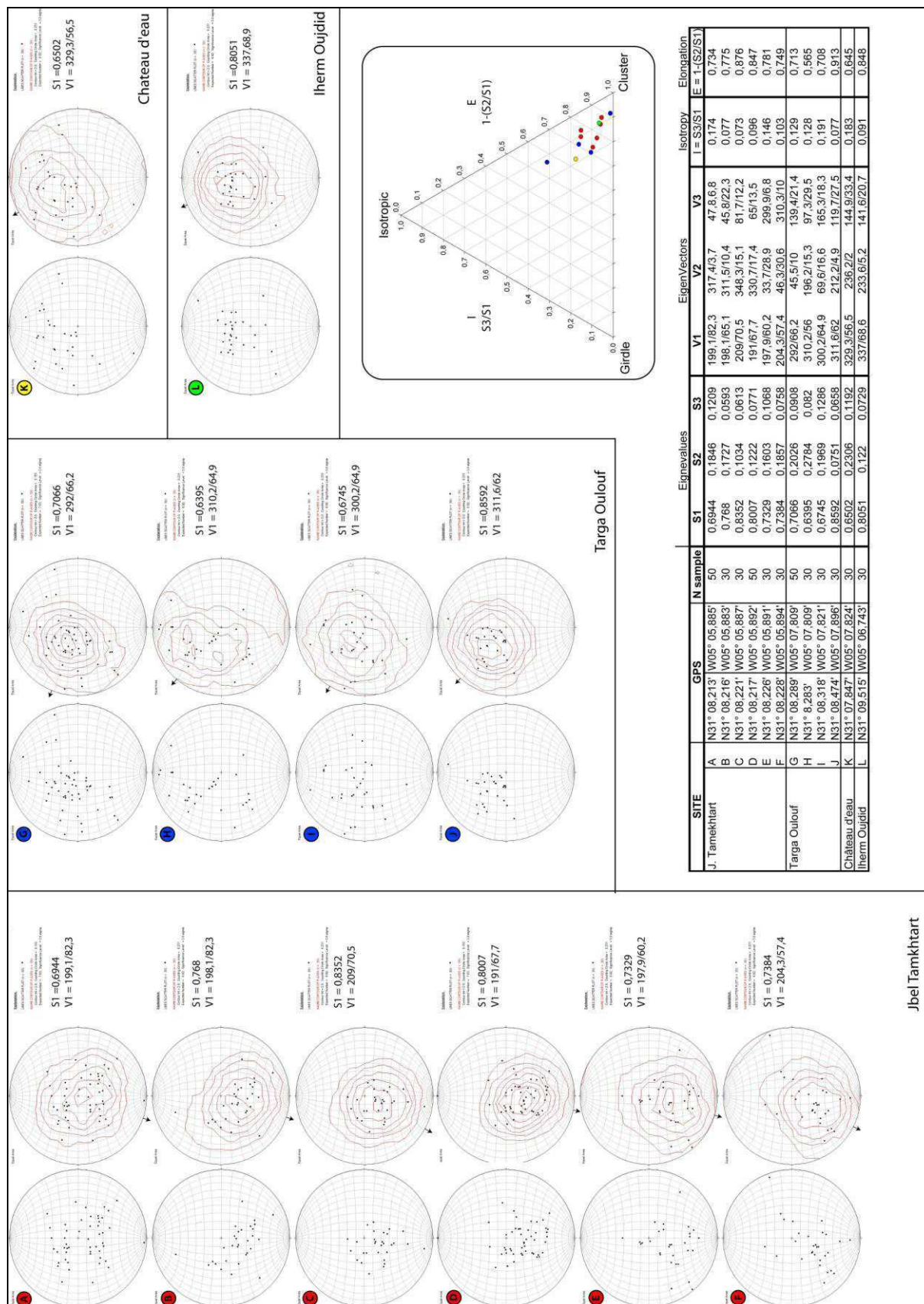
Annexe 3 : Carte géologique simplifiée à l'échelle de l'Anti-Atlas et principales localités



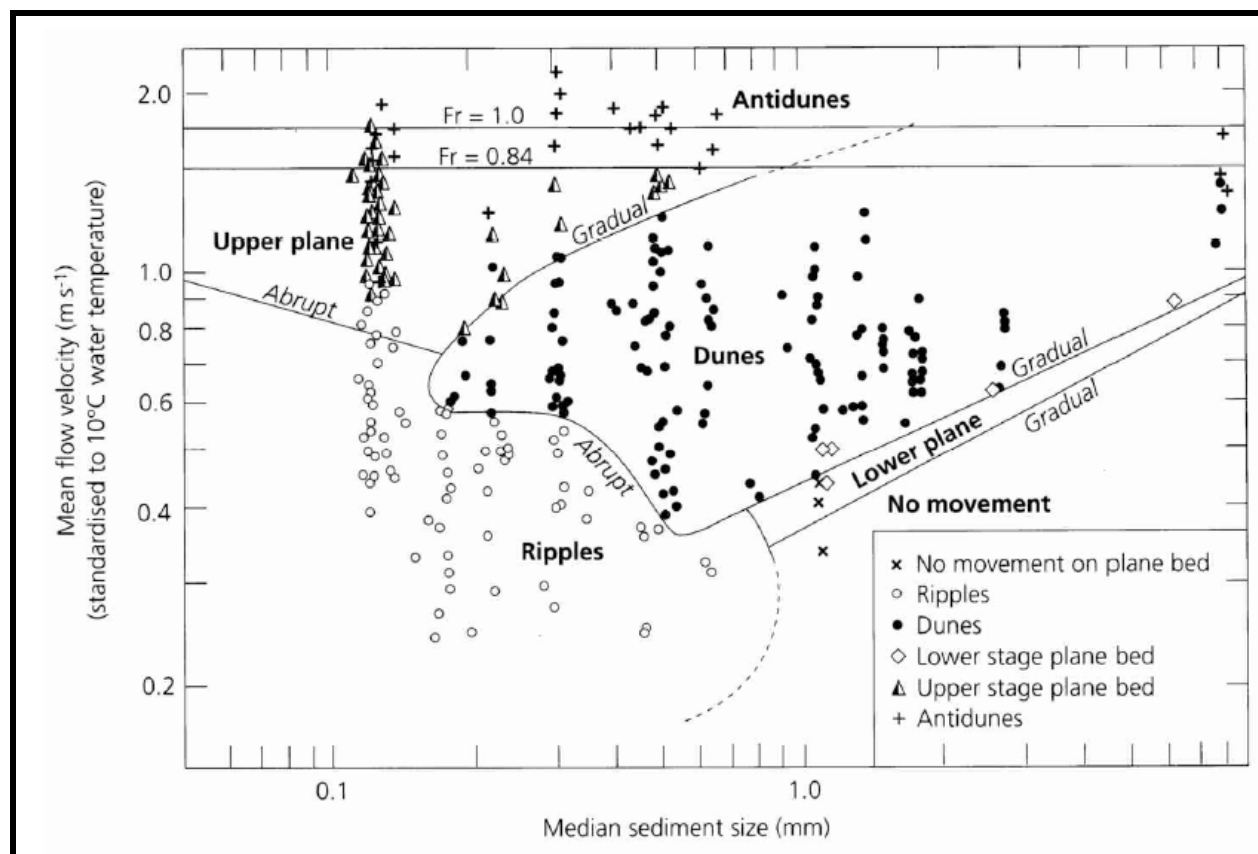
Annexe 4 : Carte de localisation à l'échelle du secteur Alnif – Erfoud



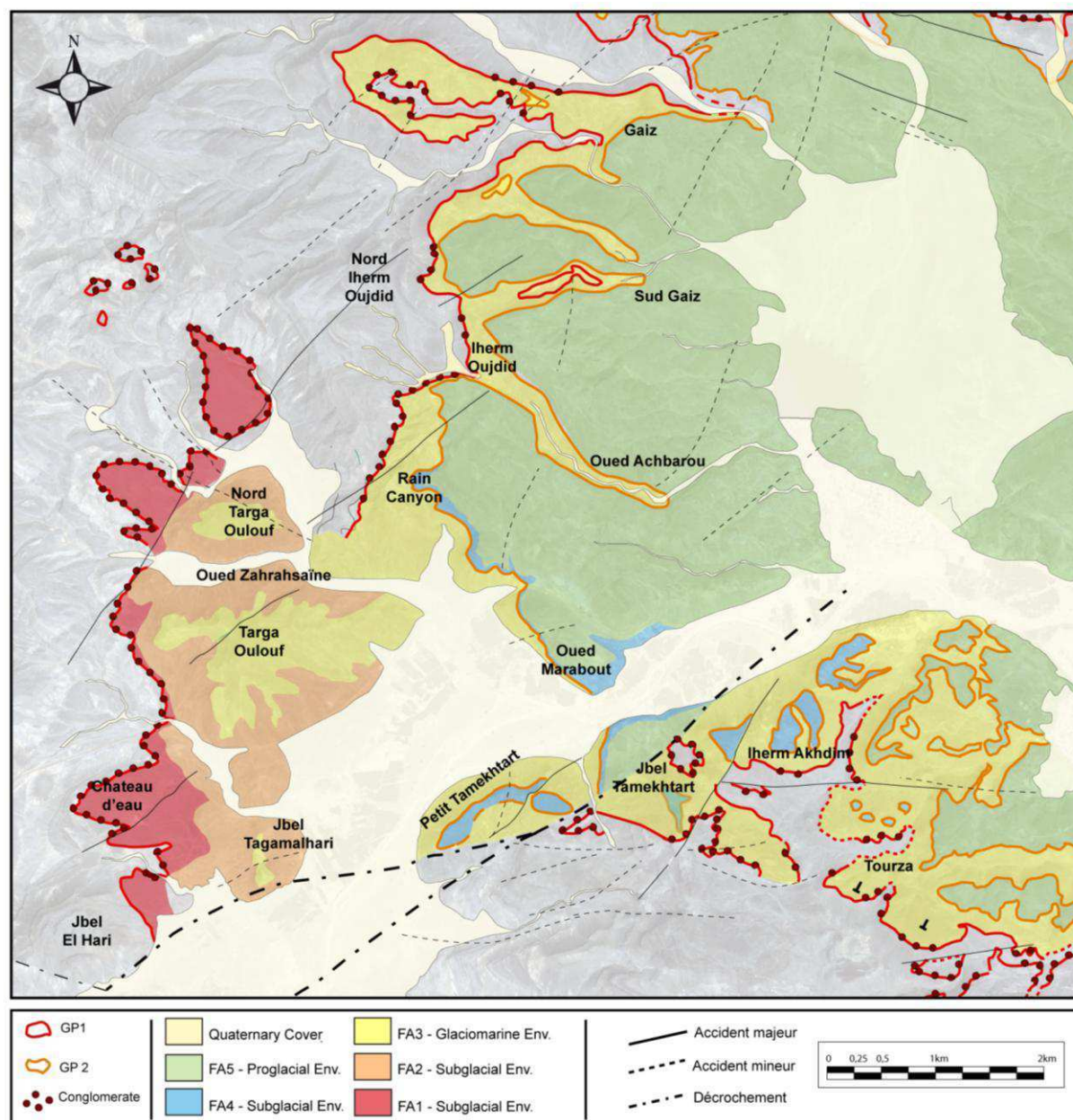
Annexe 5 : Carte de localisation à l'échelle du secteur Alnif – Foug Larjamme



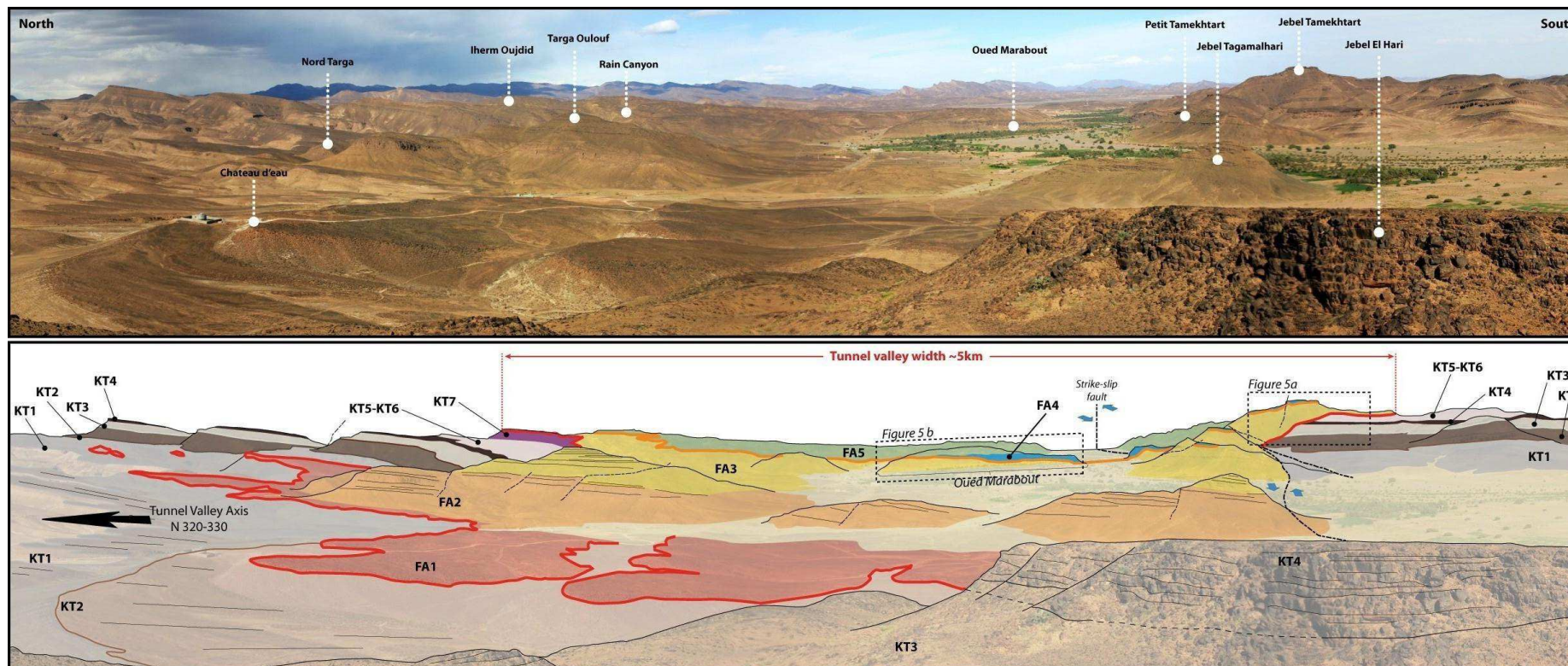
Annexe 6 : Synthèse des résultats de l'analyse de macrofabrication du conglomérat basal d'Alnif.



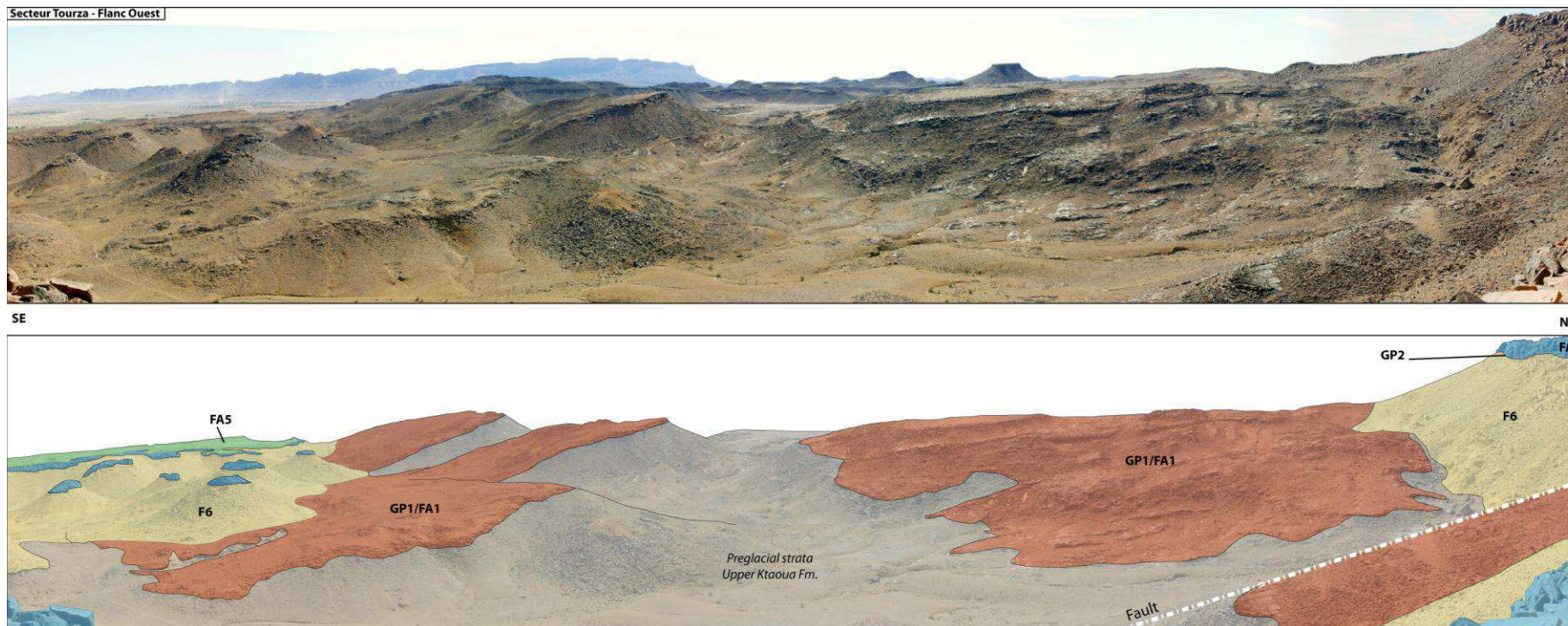
Annexe 7 : Morphologie des structures sédimentaires en fonction de la granulométrie et de la vitesse du courant. (D'après Southard & Boguchwal, 1990)



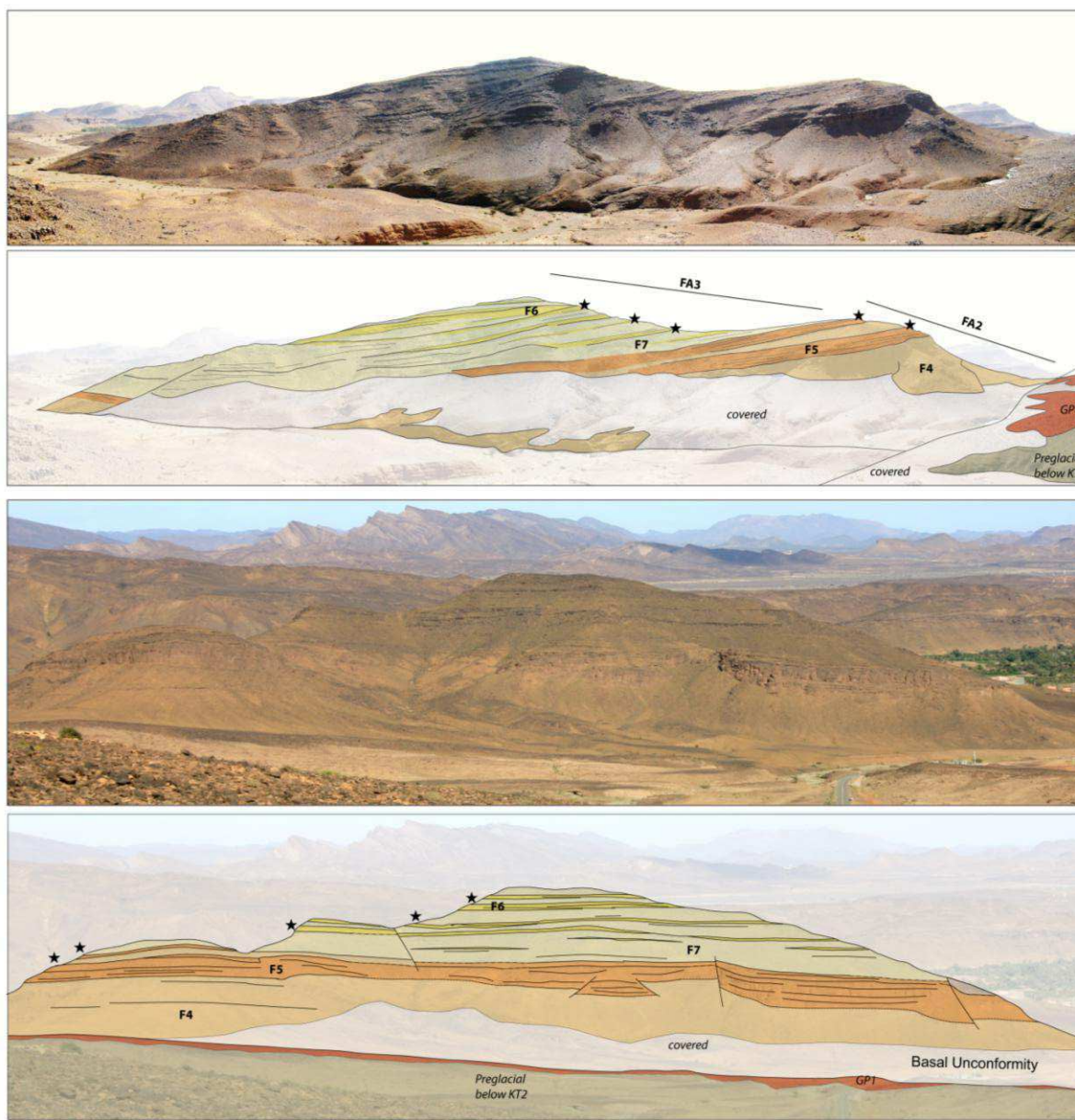
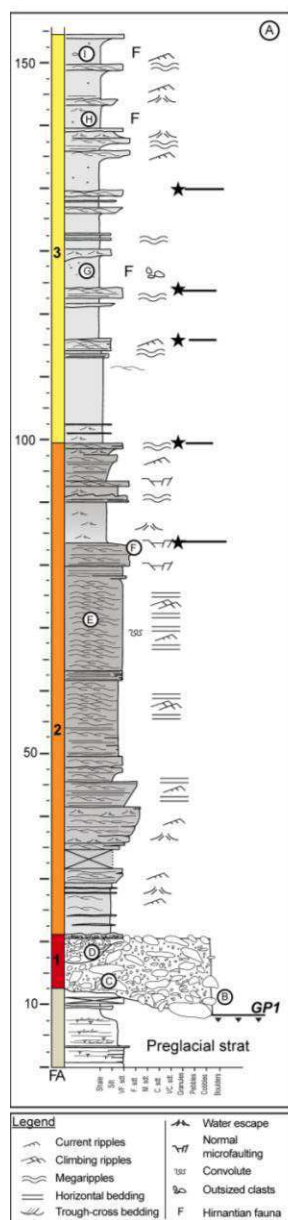
Annexe 8 : Cartographie des associations de faciès de la série glaciaire dans le remplissage de la vallée tunnel d'Alnif



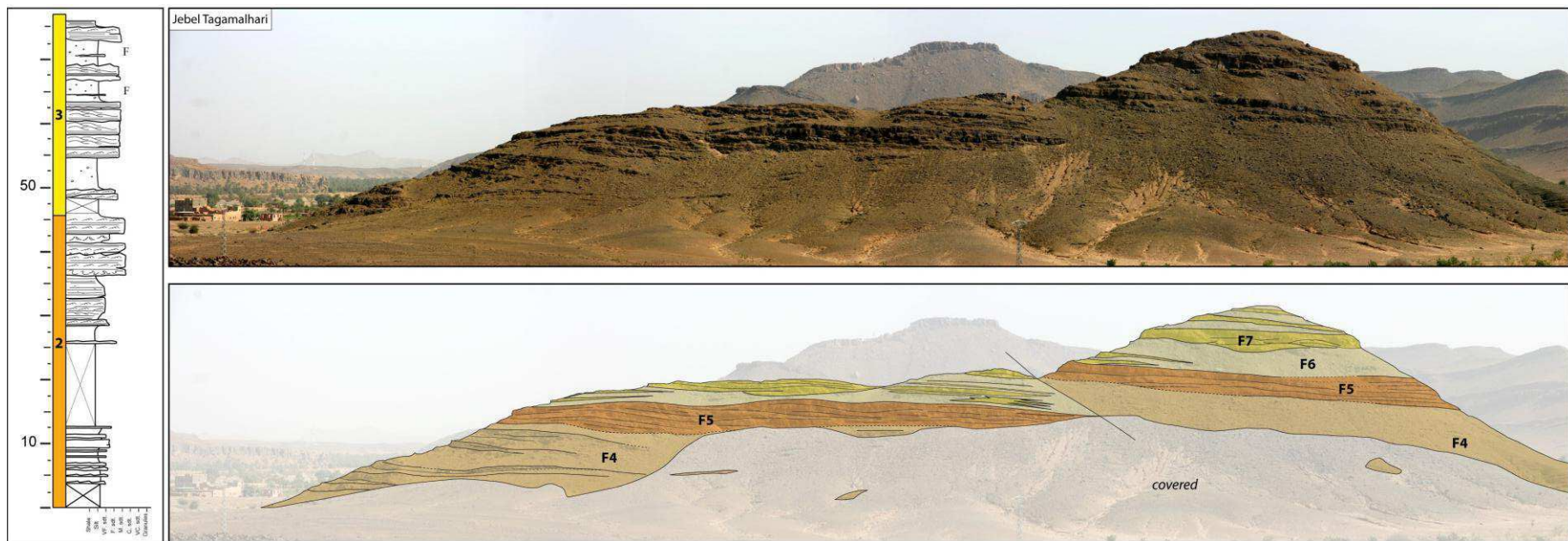
Annexe 9 : Panorama photo interprété, illustrant le remplissage de la vallée tunnel d'Alnif et la localisation des différents sites d'intérêt cités dans le texte. La photo est prise du sommet de la coupe JEH en direction de l'Est (Cf. Figure 3.11).



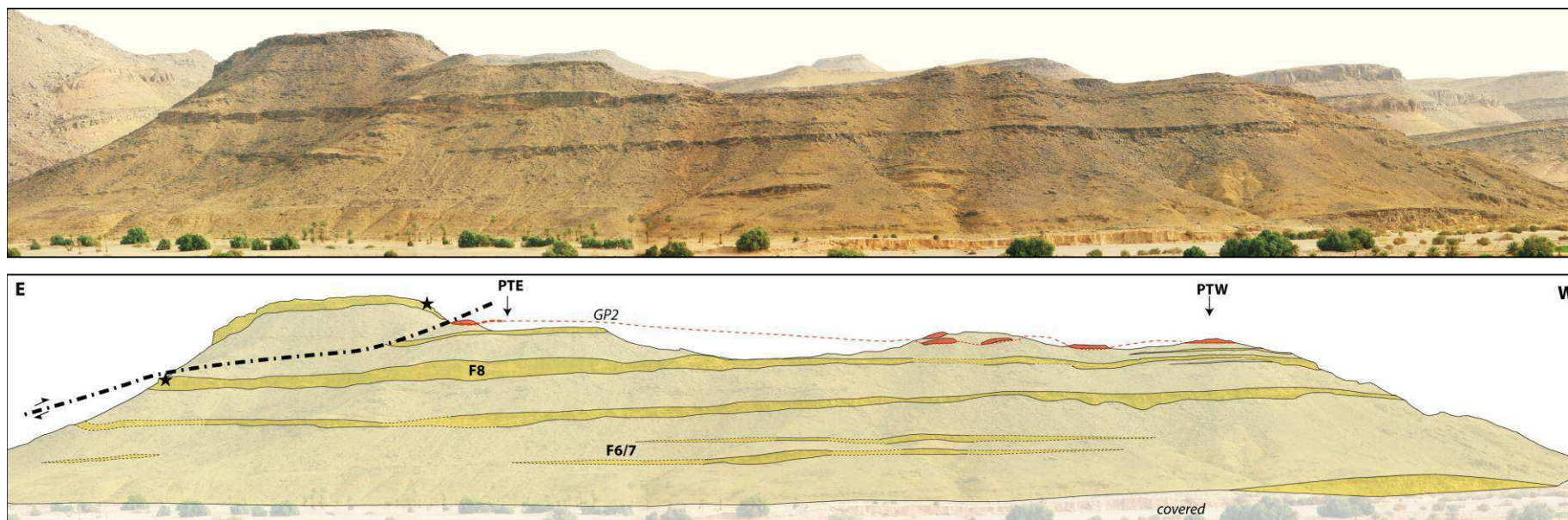
Annexe 10 : Panorama photo interprété du flanc SW de la vallée tunnel, dans le secteur de Tourza. On note le biseau de la formation du Tiouririne supérieure sous la premier plancher GP1, qui plonge en direction du NE, vers l'axe de la vallée. La première unité glaciaire GU1, composées des faciès FA1 et FA2-F6 est peu épaisse, suggérant que l'on se situe sur l'épaule à la transition entre la vallée et le domaine d'interfluve. Dans ce secteur, la seconde unité glaciaire, composée de FA4 et FA5 est mal préservée de l'érosion.



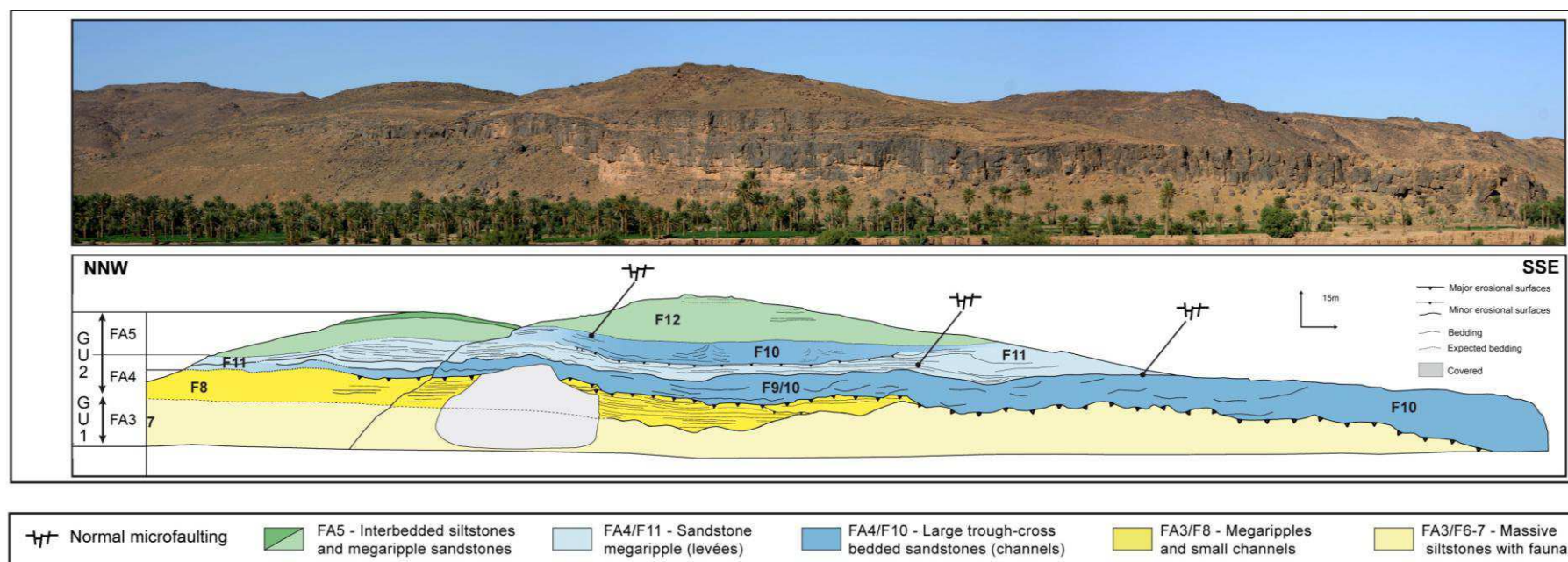
Annexe 11 : Géométrie associées à FA2 et FA3. A) Coupe sédimentologique et panoramas illustrés des faces Nord et Ouest de Targa Oulouf. Les étoiles noires correspondent aux bancs repères indiqués sur la coupe sédimentologique.



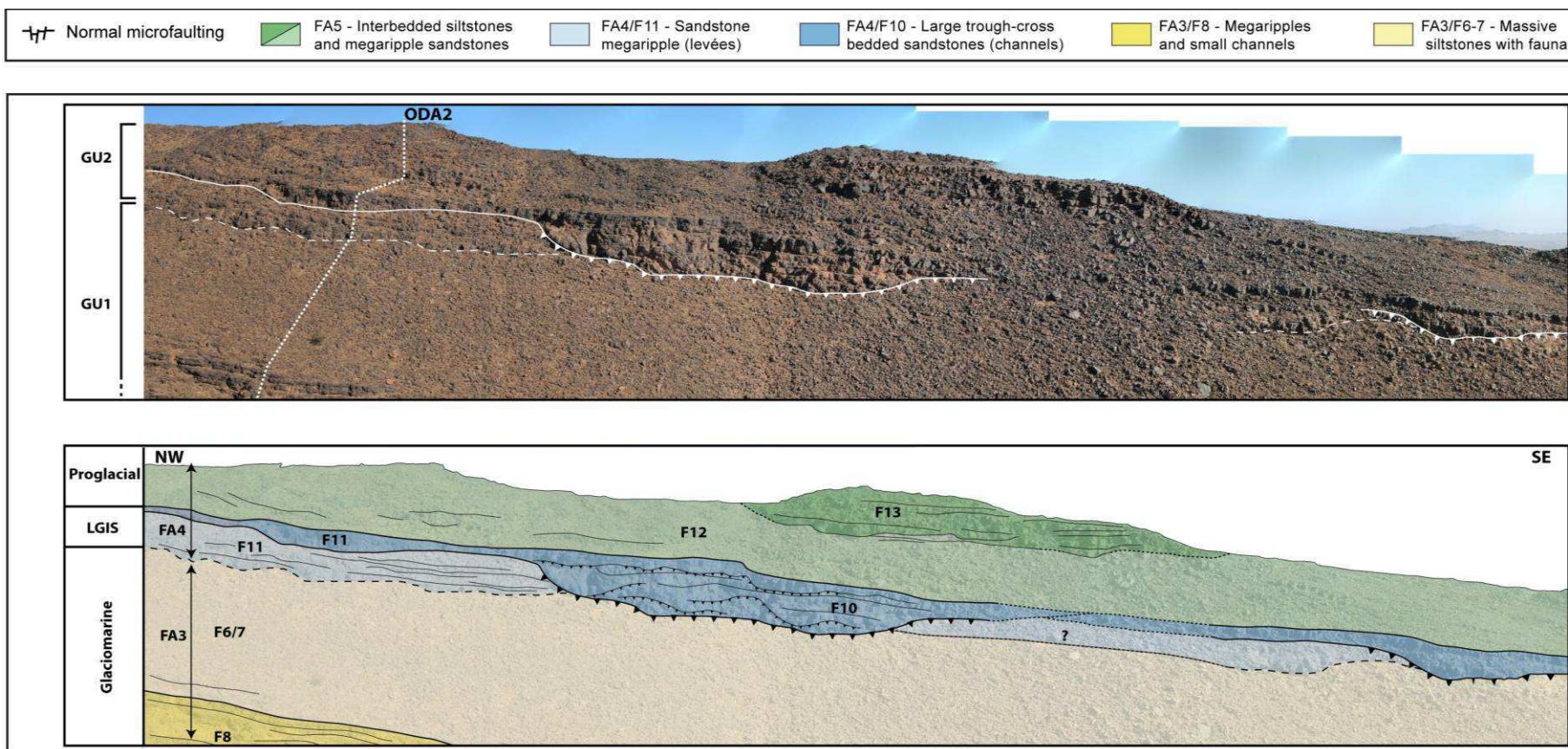
Annexe 12 : Géométrie associées à FA2 et FA3. A) Coupe sédimentologique et panoramas illustrés des faces Nord et Ouest de Targa Oulouf. Les étoiles noires correspondent aux bancs repères indiqués sur la coupe sédimentologique.



Annexe 13 : Panorama photo interprété du Jebel Petit Tamekhtart, illustrant la géométrie de FA3 et la distribution des faciès F6, F7 et F8. La surface d'érosion GP2 est positionnée de manière fiable au niveau de la coupe PTE. Elle est revanche plus incertaine pour la partie ouest, compte tenu des la mauvaise qualité d'affleurement.



Annexe 14 : Panorama de l'Oued Marabout illustrant la géométrie du système chenalisé se développant immédiatement au-dessus du plancher glaciaire GP2. Situé au centre de la vallée ce système chenalisé est composé de chenaux de tailles plus réduite, amalgamés qui conduit à une géométrie lenticulaire est très développé latéralement et verticalement, par surcreusement progressif.



Annexe 15 : Panorama de l'Oued Achbarou illustrant la géométrie du système chenalisé se développant immédiatement au-dessus du plancher glaciaire GP2. Situé au sur le bord de la vallée ce système chenalisé est composé de chenaux de tailles plus réduite, avec une développement vertical et latéral moins important.

Annexe 17 : Coupes sédimentologiques de la vallée tunnel d'Alnif présentées dans le manuscrit de thèse

Date	Libellé	Code	GPS Base Coupe		Longueur (m)
Vallée Tunnel					
22/01/2010	Nord Iherm Oujdid	NIO	N31° 09,602'	W05° 06,929'	258
26/02/2009	Oued Marabout	ODM_4	N31° 08,446'	W05° 06,336'	38
18/01/2010	Iherm Oujdid West	IOD	N31° 09,541'	W05° 06,847'	74
10/01/2010	Targa Oulouf	TAO	N 31° 8,485'	W05° 07,942'	162
21/01/2010	Jbl Tagamalhari	JTG	N31° 07,811'	W05° 07,512'	76
16/01/2010	Hassi Mouloud	HAM	N31° 04,113'	W05° 06,328'	122
04/03/2009	Jbl El Hari	JEH	N31° 07,715'	W05° 08,500'	147
05/03/2009	Tazrout	TZT	N31° 06,326'	W05° 05,623'	133
25/01/2010	Tourza 1	TRZ_1	N31° 07,669'	W05° 05,336'	78
25/01/2010	Tourza 3	TRZ_3	N31° 07,955'	W05° 05,217'	80
27/01/2010	Gaiz	GAZ	N31° 10,339'	W05° 06,489'	26
14/01/2010	Ait Ben Said	ABS	N 31° 9,721'	W05° 00,218'	64
15/01/2010	Imi N'Oussderm	INO	N31° 10,896'	W05° 05,355'	112

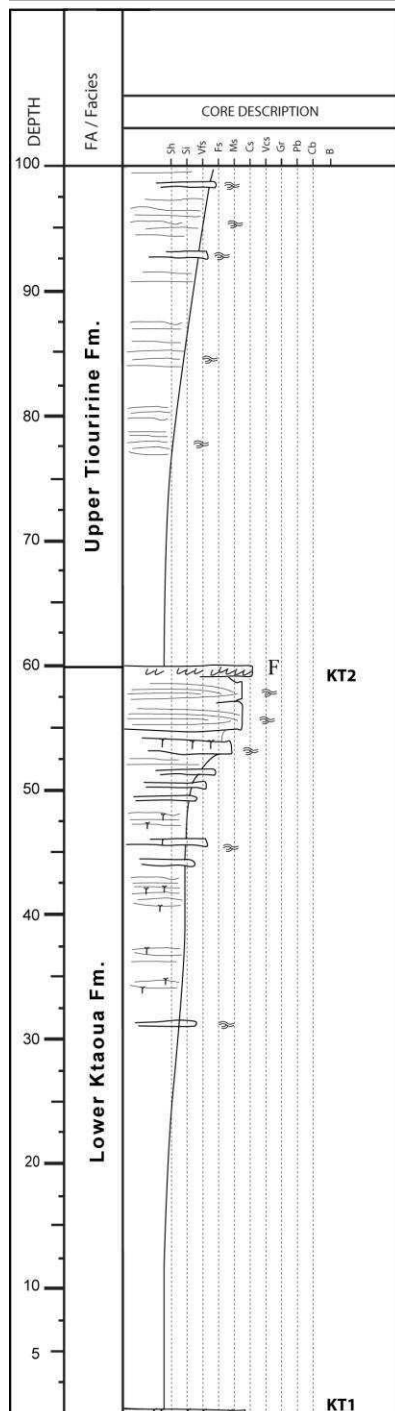
	Horizontal planar bedding		Climbing ripple bedding		Lenticular bedding		Storm graded layer		Roots
	Trough cross-bedding		Convolute bedding		Low angle cross-bedding		Stylolites		Shell debris
	Tabular cross-bedding		Contorted bedding		Swaley cross-bedding		Loading		Vertical Bioturbation
	Sigmoidal cross-bedding		Flaser bedding		Hummocky cross-bedding		Mud cracks		Mud clast
	Current ripple bedding		Wavy bedding		Wave ripple bedding		Karstified surface		Nodule (Pyr., Sid.)

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 04/03/2009 Authors : SC

Log : Nord Iherm Oujdid

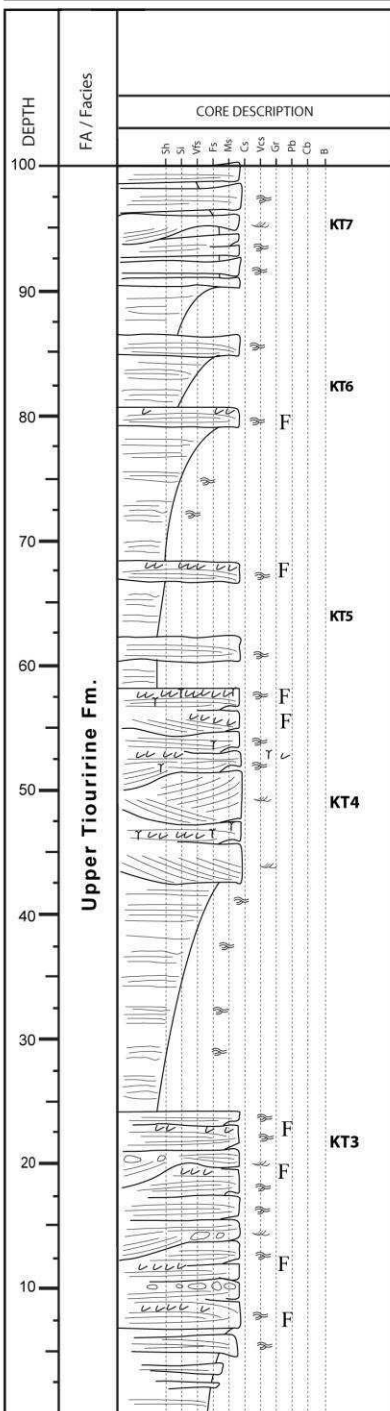
Code: NIO page: 1/3

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 04/03/2009 Authors : SC

Log : Nord Iherm Oujdid

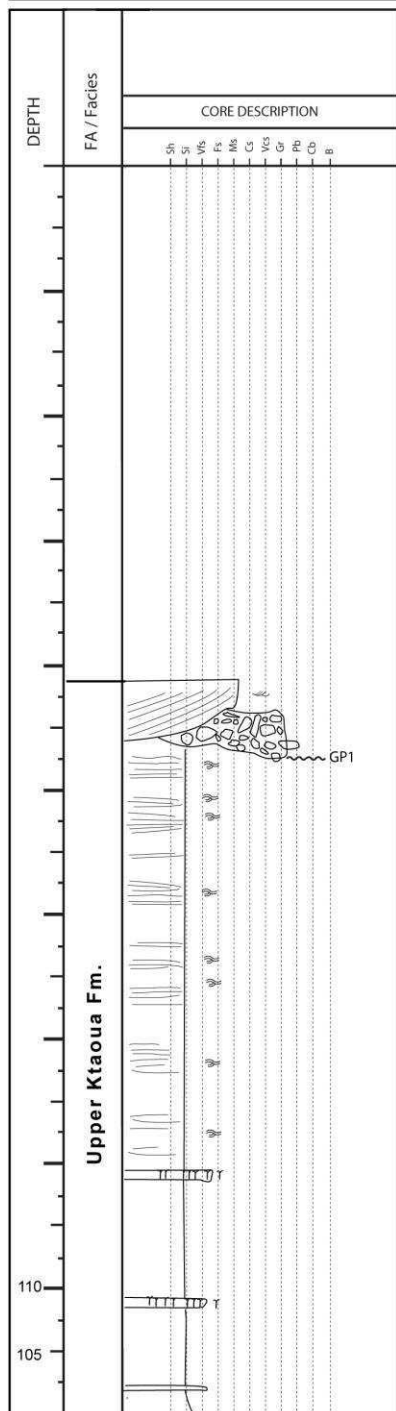
Code: NIO page: 2/3

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 04/03/2009 Authors : SC

Log : Nord Iherm Oujdid

Code: NIO page: 3/3



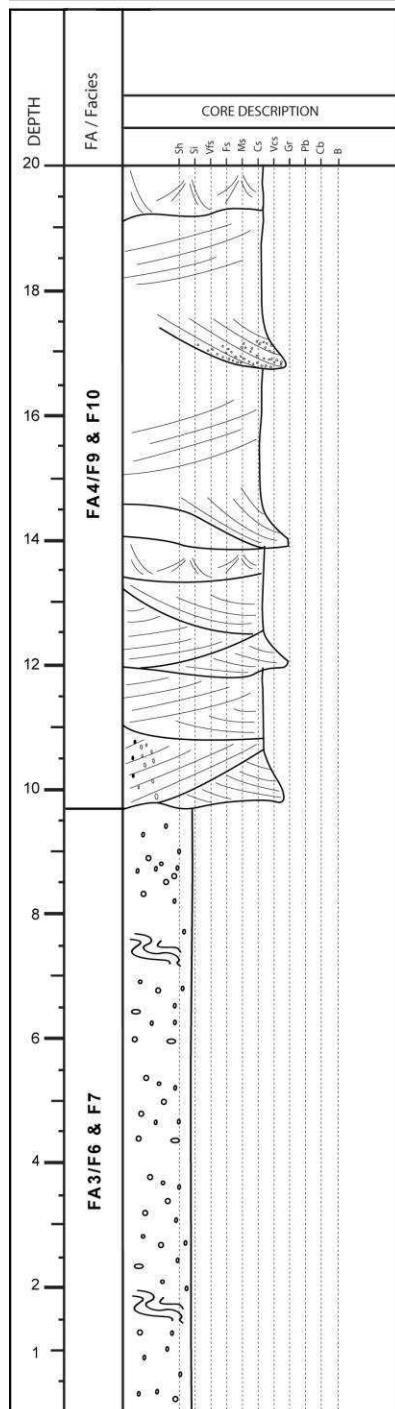
	Horizontal planar bedding		Climbing ripple bedding		Lenticular bedding		Storm graded layer		Roots
	Trough cross-bedding		Convolute bedding		Low angle cross-bedding		Stylolites		Shell debris
	Tabular cross-bedding		Contorted bedding		Swaley cross-bedding		Loading		Vertical Bioturbation
	Sigmoidal cross-bedding		Flaser bedding		Hummocky cross-bedding		Mud cracks		Mud clast
	Current ripple bedding		Wavy bedding		Wave ripple bedding		Karstified surface		Nodule (Pyr., Sid.)

Scale: 1/100 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 26/02/2009 Authors : SC

Log : Oued Marabout 4

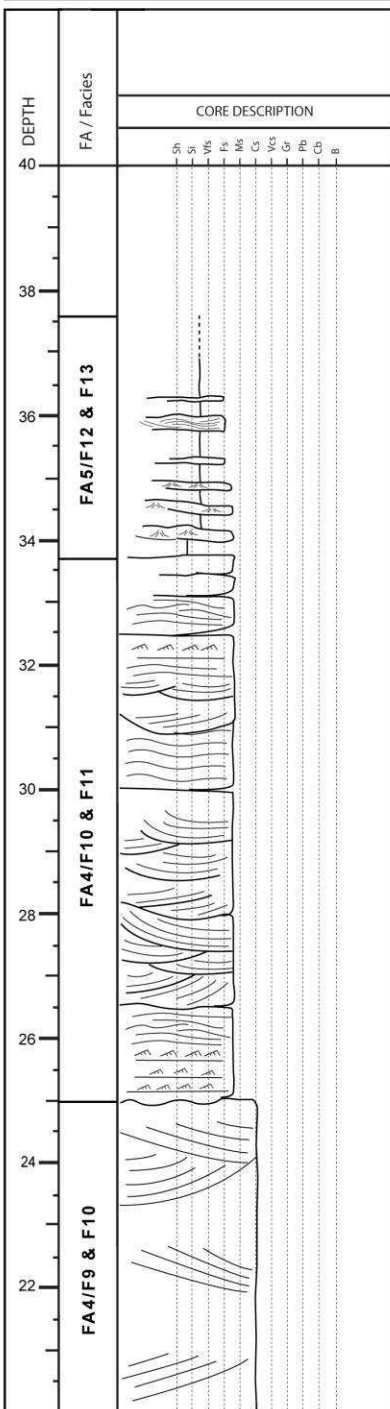
Code: ODM4 page: 1/2

Scale: 1/100 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 26/02/2009 Authors : SC

Log : Oued Marabout 4

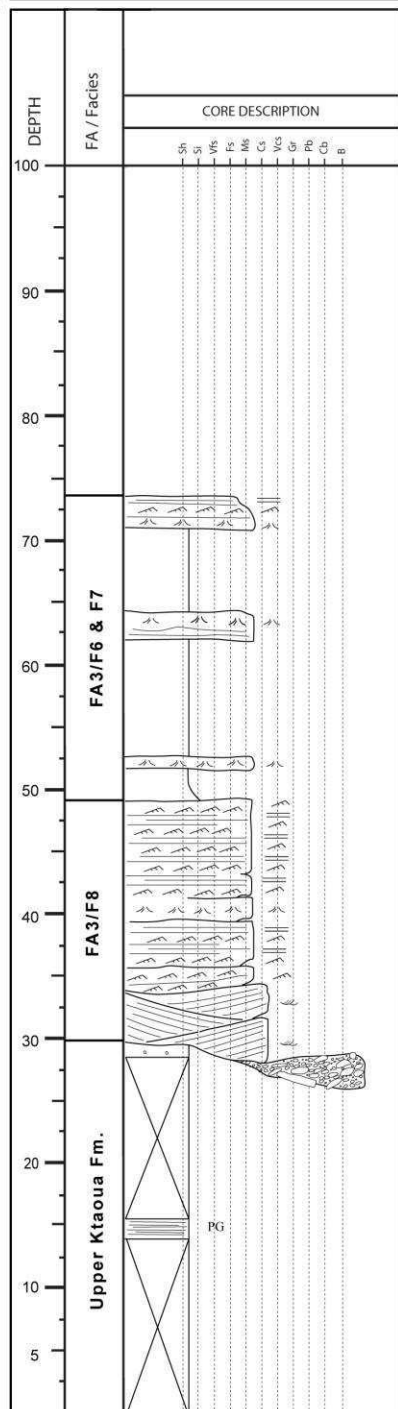
Code: OMD4 page: 2/2

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 17/01/2010 Authors : SC-EP

Log : Iherm Oujdid

Code: IOD page: 1/1



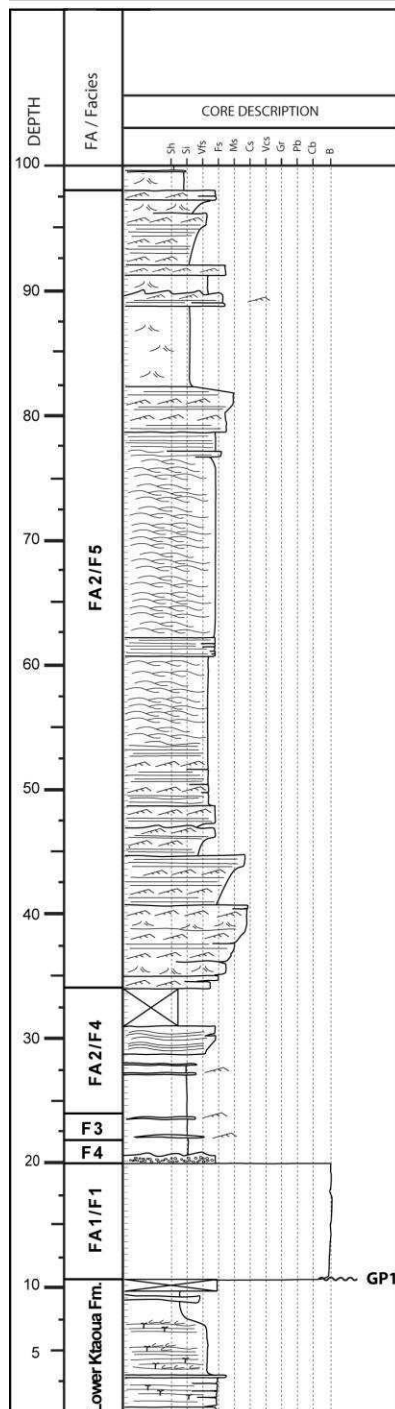
	Horizontal planar bedding		Climbing ripple bedding		Lenticular bedding		Storm graded layer		Roots
	Trough cross-bedding		Convolute bedding		Low angle cross-bedding		Stylolites		Shell debris
	Tabular cross-bedding		Contorted bedding		Swaley cross-bedding		Loading		Vertical Bioturbation
	Sigmoidal cross-bedding		Flaser bedding		Hummocky cross-bedding		Mud cracks		Mud clast
	Current ripple bedding		Wavy bedding		Wave ripple bedding		Karstified surface		Nodule (Pyr., Sid.)

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 10/01/2010 Authors : JFB-SC-GD-EP

Log : Targa Oulouf

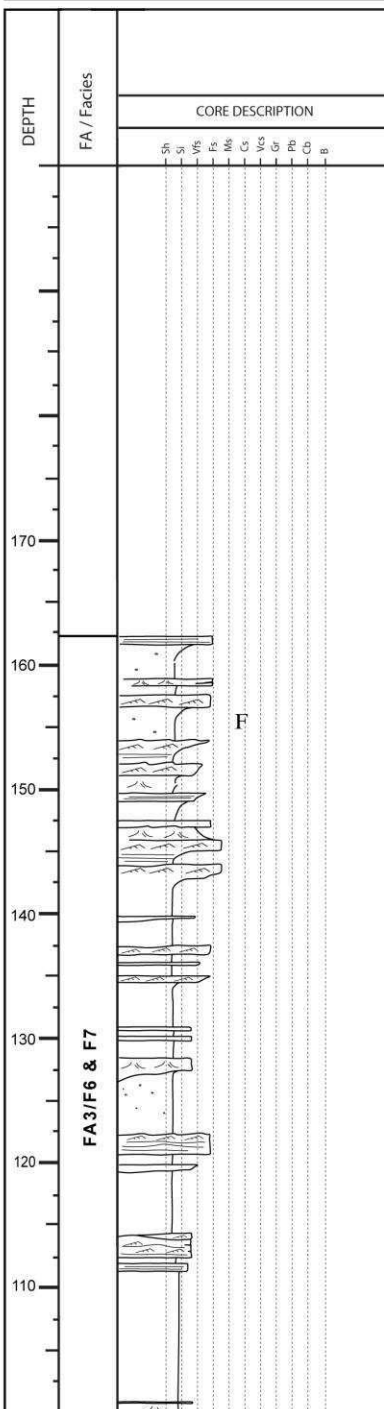
Code: TAO page: 1/2

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 10/01/2010 Authors : JFB-SC-GD-EP

Log : Targa Oulouf

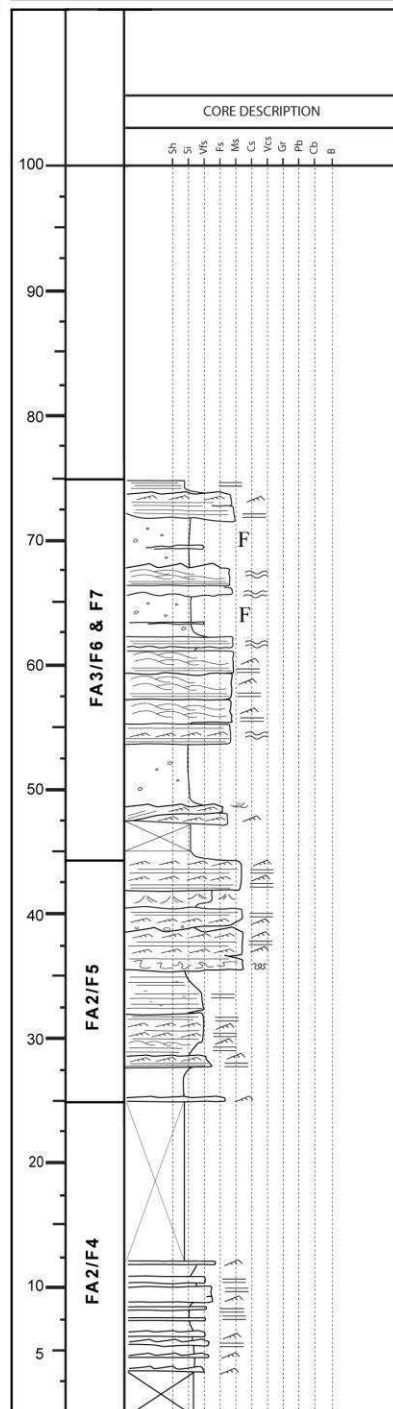
Code: TAO page: 2/2

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 21/01/2010 Authors : SC

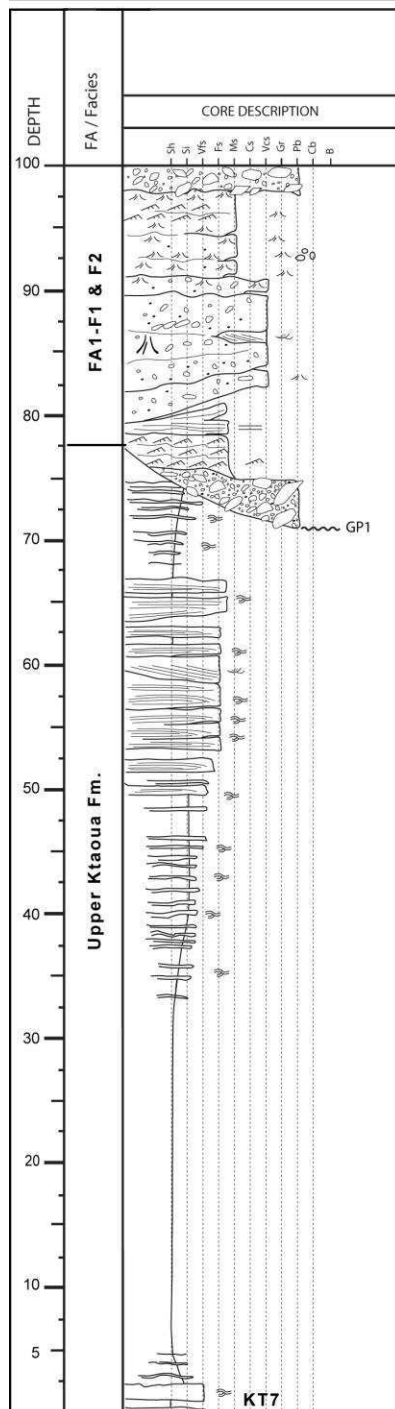
Log : Jbel Tagamalhari

Code: JTG page: 1/1

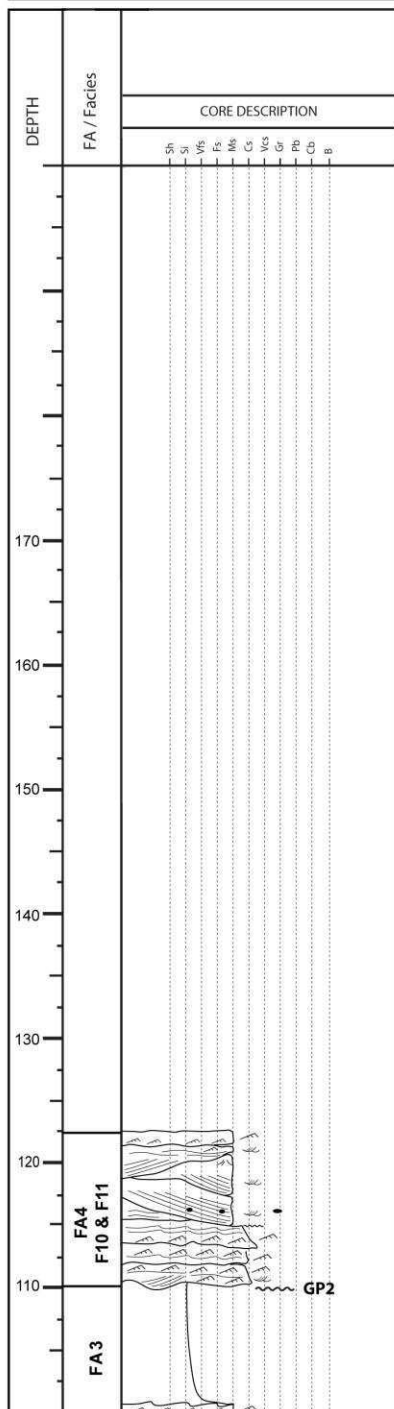


	Horizontal planar bedding		Climbing ripple bedding		Lenticular bedding		Storm graded layer		Roots
	Trough cross-bedding		Convolute bedding		Low angle cross-bedding		Stylolites		Shell debris
	Tabular cross-bedding		Contorted bedding		Swaley cross-bedding		Loading		Vertical Bioturbation
	Sigmoidal cross-bedding		Flaser bedding		Hummocky cross-bedding		Mud cracks		Mud clast
	Current ripple bedding		Wavy bedding		Wave ripple bedding		Karstified surface		Nodule (Pyr., Sid.)

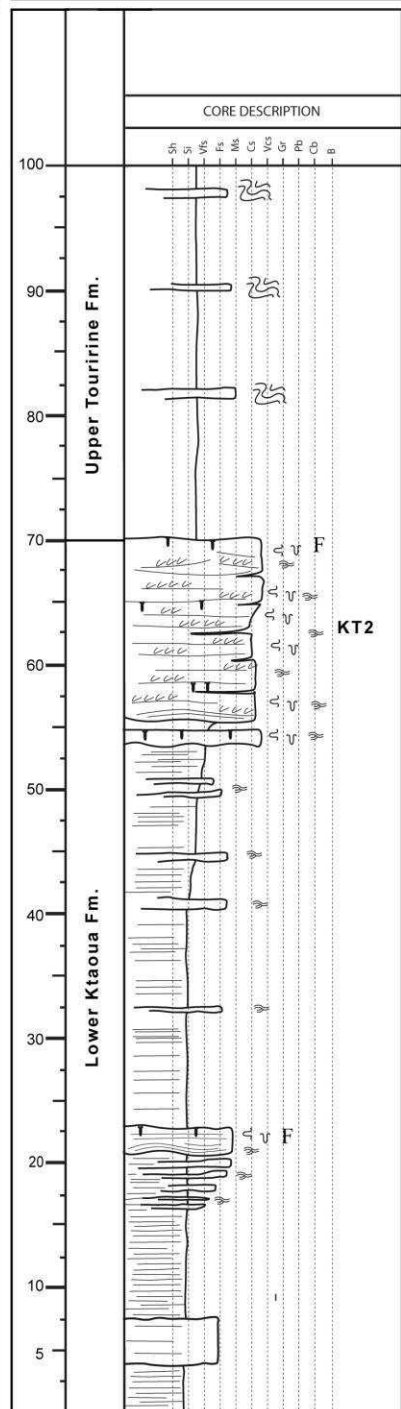
Scale: 1/500 **STUDY: Ainif, Maroc**
 Date : 16/01/2010 Authors : JFB-SC-GD-EP
 Log : Hassi Mouloud
 Code: HAM page: 1/2



Scale: 1/500 **STUDY: Ainif, Maroc**
 Date : 16/01/2010 Authors : JFB-SC-GD-EP
 Log : Hassi Mouloud
 Code: HAL page: 2/2

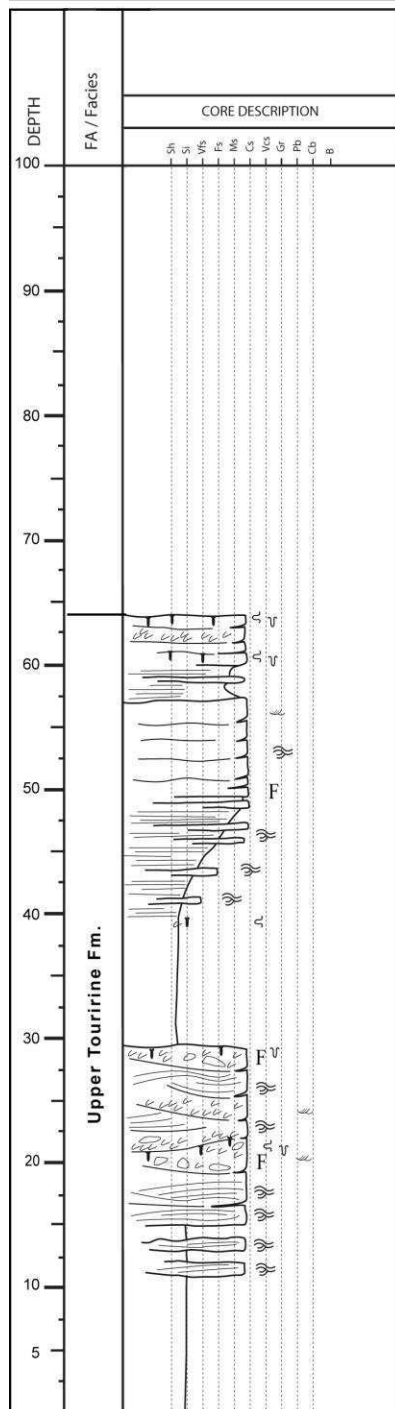


Scale: 1/500 **STUDY: Ainif, Maroc**
 Date : 04/03/2009 Authors : SC
 Log : Jbel El Hari
 Code: JEH page: 1/2

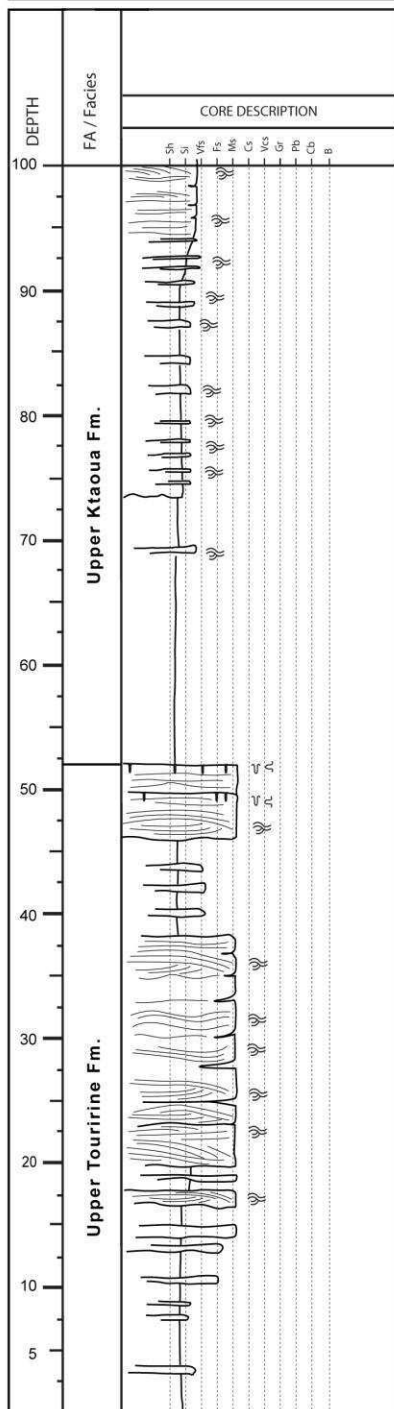


	Horizontal planar bedding		Climbing ripple bedding		Lenticular bedding		Storm graded layer		Roots
	Trough cross-bedding		Convolute bedding		Low angle cross-bedding		Stylolites		Shell debris
	Tabular cross-bedding		Contorted bedding		Swaley cross-bedding		Loading		Vertical Bioturbation
	Sigmoidal cross-bedding		Flaser bedding		Hummocky cross-bedding		Mud cracks		Mud clast
	Current ripple bedding		Wavy bedding		Wave ripple bedding		Karstified surface		Nodule (Pyr., Sid.)

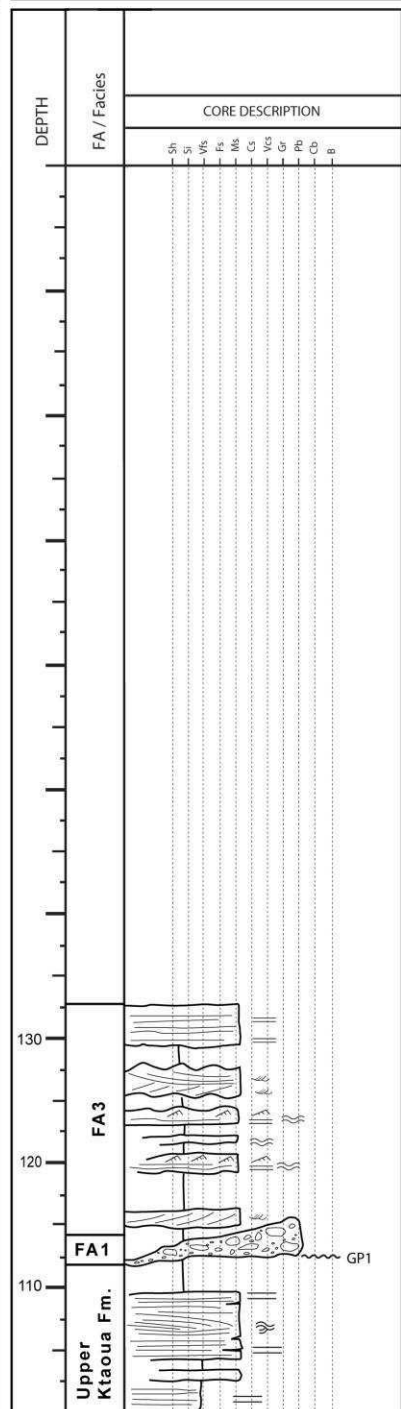
Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**
 Date : 04/02/2009 Authors : SC
 Log : Jbel El Hari
 Code: JEH page: 2/2



Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**
 Date : 05/03/2009 Authors : SC
 Log : Tazrout
 Code: TZT page: 1/2



Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**
 Date : 05/03/2009 Authors : SC
 Log : Tazrout
 Code: TZT page: 2/2



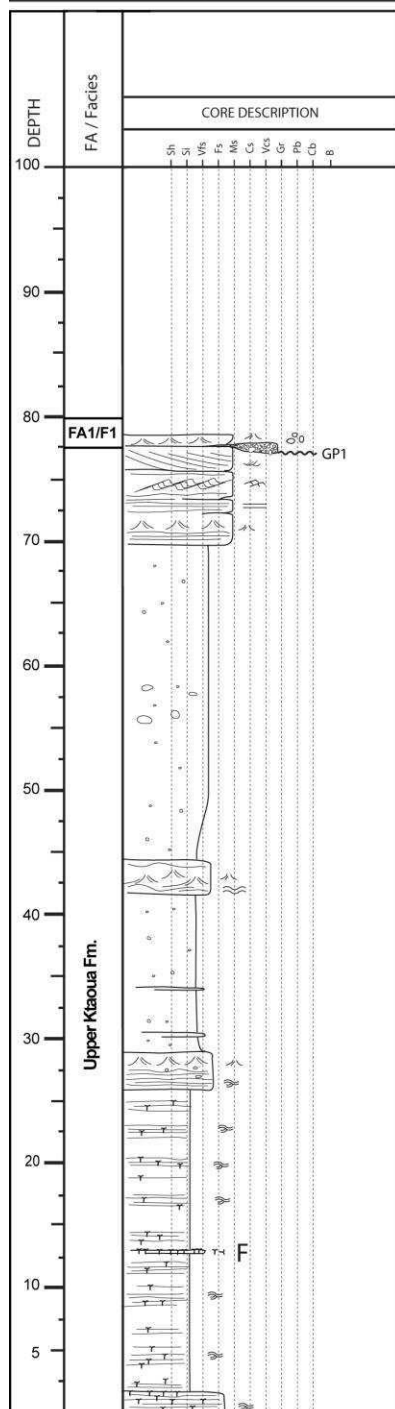
	Horizontal planar bedding		Climbing ripple bedding		Lenticular bedding		Storm graded layer		Roots
	Trough cross-bedding		Convolute bedding		Low angle cross-bedding		Stylolites		Shell debris
	Tabular cross-bedding		Contorted bedding		Swaley cross-bedding		Loading		Vertical Bioturbation
	Sigmoidal cross-bedding		Flaser bedding		Hummocky cross-bedding		Mud cracks		Mud clast
	Current ripple bedding		Wavy bedding		Wave ripple bedding		Karstified surface		Nodule (Pyr., Sid.)

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 25/01/2010 Authors : SC

Log : Tourza 1

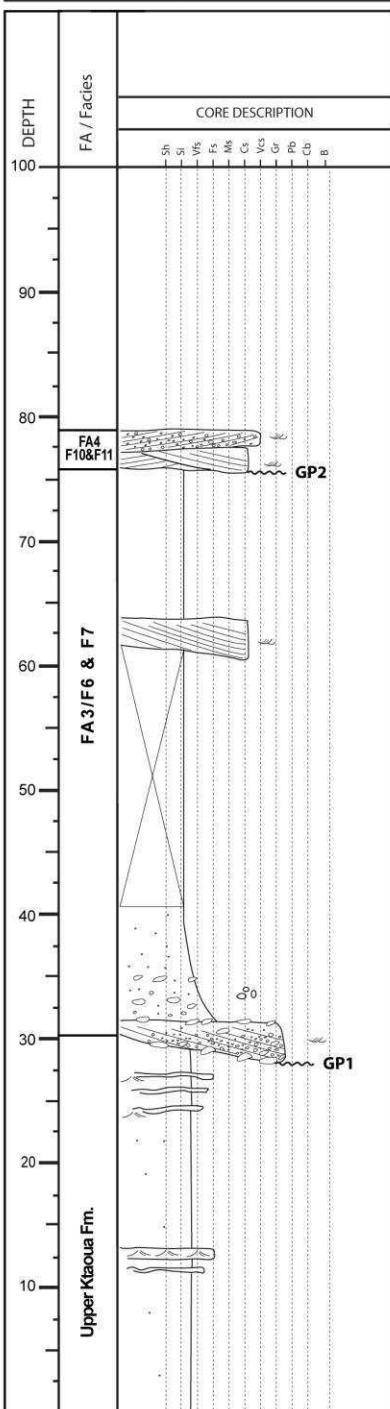
Code: TRZ1 page: 1/1

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 25/01/2010 Authors : SC

Log : Tourza 3

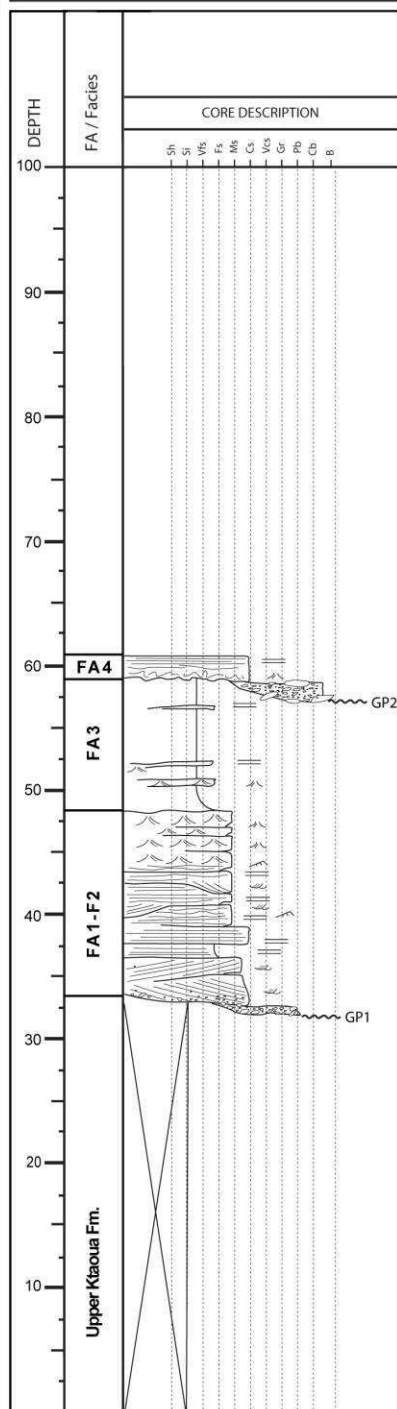
Code: TRZ3 page: 1/1

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 27/01/2010 Authors : SC

Log : Gaiz

Code: GAZ page: 1/1



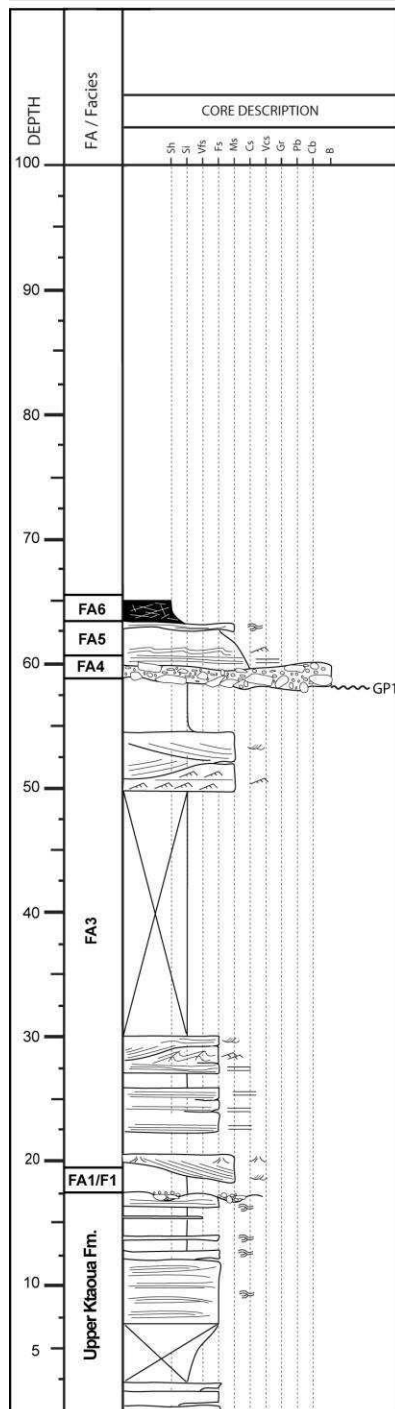
	Horizontal planar bedding		Climbing ripple bedding		Lenticular bedding		Storm graded layer		Roots
	Trough cross-bedding		Convolute bedding		Low angle cross-bedding		Stylolites		Shell debris
	Tabular cross-bedding		Contorted bedding		Swaley cross-bedding		Loading		Vertical Bioturbation
	Sigmoidal cross-bedding		Flaser bedding		Hummocky cross-bedding		Mud cracks		Mud clast
	Current ripple bedding		Wavy bedding		Wave ripple bedding		Karstified surface		Nodule (Pyr., Sid.)

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 14/01/2010 Authors : JFB-SC-GD-EP

Log : Aït Ben Saïd

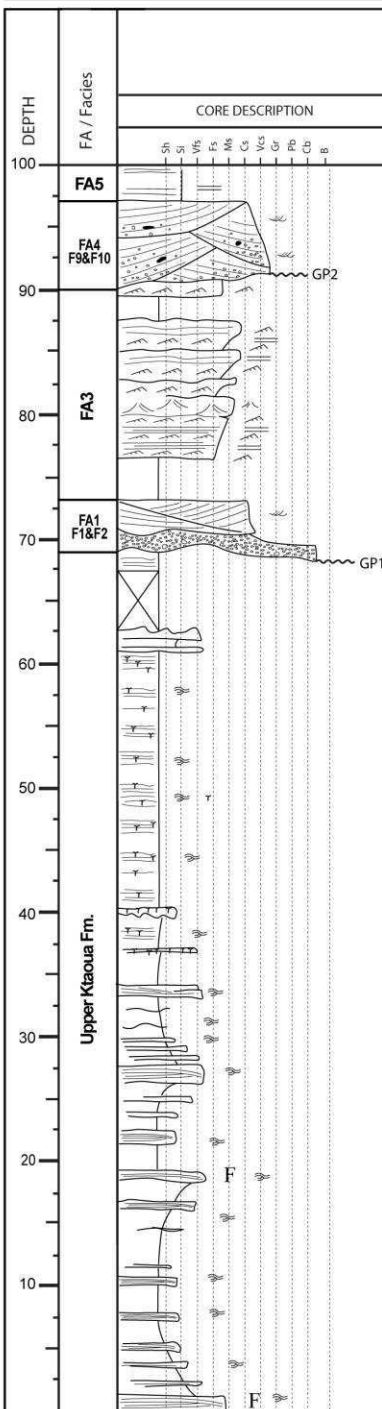
Code: ABS page: 1/1

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 17/01/2010 Authors : JFB-SC-GD-EP

Log : Imi N'Oussderm

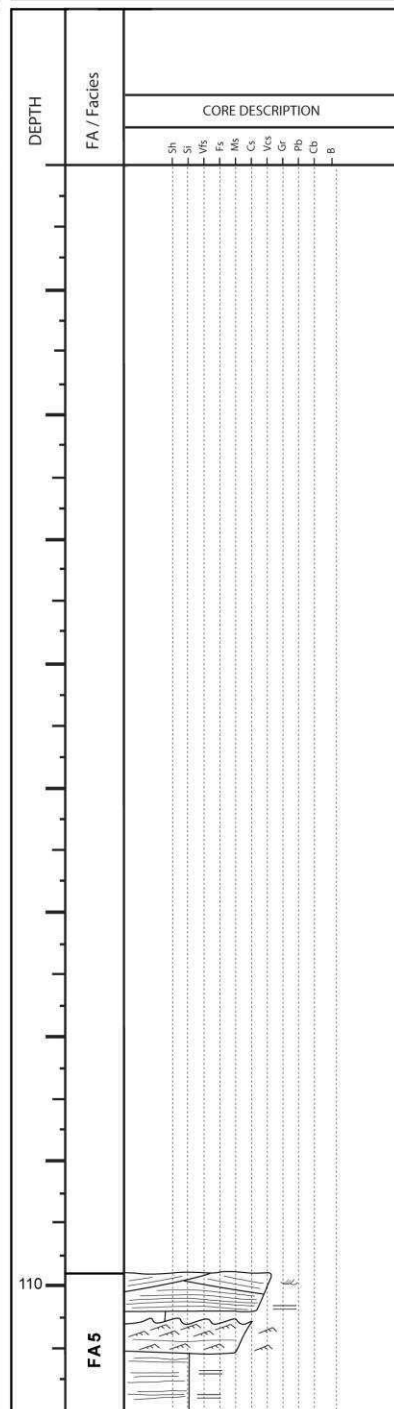
Code: INO page: 1/2

Scale: 1/500 **STUDY: Alnif, Maroc**

Date : 17/01/2010 Authors : JFB-SC-GD-EP

Log : Imi N'Oussderm

Code: GAZ page: 2/2



FOUM LARJAMME									
Unité	H (m)	Litho	K	Diff Kh	S/T	H cumul	Kh cumul	Kh norm	
1.1	9	ms	1.E-04	8.6E-04	0	9	4.E-03	100	
1.2	15	fs	1.E-05	1.5E-04	0	24	3.E-03	80	
1.3	4	ms	1.E-04	3.6E-04	0	27	3.E-03	76	
1.4	8	fs	1.E-05	8.2E-05	0	36	3.E-03	67	
1.5	6	ms	1.E-04	6.4E-04	0	42	3.E-03	65	
1.6	11	fs	1.E-05	1.1E-04	0	53	2.E-03	50	
1.7	2	ms	1.E-04	2.4E-04	0	55	2.E-03	48	
1.8	35	s	1.E-09	3.5E-08	35	90	2.E-03	42	
1.9	15	ms	1.E-04	1.5E-03	0	105	2.E-03	42	
1.10	29	s	1.E-09	2.9E-08	29	135	2.E-04	5	
1.11	14	fs	1.E-05	1.4E-04	0	148	2.E-04	5	
1.12	14	s	1.E-09	1.4E-08	14	162	8.E-05	2	
1.13	2	fs	1.E-05	2.0E-05	0	164	8.E-05	2	
1.14	3	s	1.E-09	3.3E-09	3	167	6.E-05	1	
1.15	2	fs	1.E-05	2.1E-05	0	169	6.E-05	1	
1.16	3	s	1.E-09	2.5E-09	3	172	4.E-05	1	
1.17	2	fs	1.E-05	1.7E-05	0	173	4.E-05	1	
1.18	2	s	1.E-09	2.4E-09	2	176	2.E-05	1	
1.19	2	fs	1.E-05	2.4E-05	0	178	2.E-05	1	
1.20	21	s	1.E-09	2.1E-08	21	199	2.E-08	0	
1.20	8	s	1.E-09	8.0E-09	8				
1.21	1	fs	1.E-05	9.6E-06	0				
1.22	65	s	1.E-09	6.5E-08	65				
1.23	10	fs	1.E-05	9.7E-05	0				
1.24	10	ms	1.E-04	9.6E-04	0				
1.25	10	s	1.E-09	9.6E-09	10				
302	total				5.3E-03	Valeurs coupe totale			
199	total				4.2E-03	Valeurs pour les 200 premiers mètres			
Shale ratio									
54%									

FOUM LARJAMME									
Unité	H (m)	Litho	K	Diff Kh	S/T	H cumul	Kh cumul	Kh norm	
1.1	9	ms	1.E-04	8.6E-04	0	9	4.E-03	100	
1.2	15	fs	1.E-05	1.5E-04	0	24	3.E-03	80	
1.3	4	ms	1.E-04	3.6E-04	0	27	3.E-03	76	
1.4	8	fs	1.E-05	8.2E-05	0	36	3.E-03	67	
1.5	6	ms	1.E-04	6.4E-04	0	42	3.E-03	65	
1.6	11	fs	1.E-05	1.1E-04	0	53	2.E-03	50	
1.7	2	ms	1.E-04	2.4E-04	0	55	2.E-03	48	
1.8	35	s	1.E-09	3.5E-08	35	90	2.E-03	42	
1.9	15	ms	1.E-04	1.5E-03	0	105	2.E-03	42	
1.10	29	s	1.E-09	2.9E-08	29	135	2.E-04	5	
1.11	14	fs	1.E-05	1.4E-04	0	148	2.E-04	5	
1.12	14	s	1.E-09	1.4E-08	14	162	8.E-05	2	
1.13	2	fs	1.E-05	2.0E-05	0	164	8.E-05	2	
1.14	3	s	1.E-09	3.3E-09	3	167	6.E-05	1	
1.15	2	fs	1.E-05	2.1E-05	0	169	6.E-05	1	
1.16	3	s	1.E-09	2.5E-09	3	172	4.E-05	1	
1.17	2	fs	1.E-05	1.7E-05	0	173	4.E-05	1	
1.18	2	s	1.E-09	2.4E-09	2	176	2.E-05	1	
1.19	2	fs	1.E-05	2.4E-05	0	178	2.E-05	1	
1.20	21	s	1.E-09	2.1E-08	21	199	2.E-08	0	
1.20	8	s	1.E-09	8.0E-09	8				
1.21	1	fs	1.E-05	9.6E-06	0				
1.22	65	s	1.E-09	6.5E-08	65				
1.23	10	fs	1.E-05	9.7E-05	0				
1.24	10	ms	1.E-04	9.6E-04	0				
1.25	10	s	1.E-09	9.6E-09	10				
302	total				5.3E-03	Valeurs coupe totale			
199	total				4.2E-03	Valeurs pour les 200 premiers mètres			
Shale ratio									
54%									

FOUM LARJAMME									
Unité	H (m)	Litho	K	Diff Kh	S/T	H cumul	Kh cumul	Kh norm	
1.1	9	ms	1.E-04	8.6E-04	0	9	4.E-03	100	
1.2	15	fs	1.E-05	1.5E-04	0	24	3.E-03	80	
1.3	4	ms	1.E-04	3.6E-04	0	27	3.E-03	76	
1.4	8	fs	1.E-05	8.2E-05	0	36	3.E-03	67	
1.5	6	ms	1.E-04	6.4E-04	0	42	3.E-03	65	
1.6	11	fs	1.E-05	1.1E-04	0	53	2.E-03	50	
1.7	2	ms	1.E-04	2.4E-04	0	55	2.E-03	48	
1.8	35	s	1.E-09	3.5E-08	35	90	2.E-03	42	
1.9	15	ms	1.E-04	1.5E-03	0	105	2.E-03	42	
1.10	29	s	1.E-09	2.9E-08	29	135	2.E-04	5	
1.11	14	fs	1.E-05	1.4E-04	0	148	2.E-04	5	
1.12	14	s	1.E-09	1.4E-08	14	162	8.E-05	2	
1.13	2	fs	1.E-05	2.0E-05	0	164	8.E-05	2	
1.14	3	s	1.E-09	3.3E-09	3	167	6.E-05	1	
1.15	2	fs	1.E-05	2.1E-05	0	169	6.E-05	1	
1.16	3	s	1.E-09	2.5E-09	3	172	4.E-05	1	
1.17	2	fs	1.E-05	1.7E-05	0	173	4.E-05	1	
1.18	2	s	1.E-09	2.4E-09	2	176	2.E-05	1	
1.19	2	fs	1.E-05	2.4E-05	0	178	2.E-05	1	
1.20	21	s	1.E-09	2.1E-08	21	199	2.E-08	0	
1.20	8	s	1.E-09	8.0E-09	8				
1.21	1	fs	1.E-05	9.6E-06	0				
1.22	65	s	1.E-09	6.5E-08	65				
1.23	10	fs	1.E-05	9.7E-05	0				
1.24	10	ms	1.E-04	9.6E-04	0				
1.25	10	s	1.E-09	9.6E-09	10				
302	total				5.3E-03	Valeurs coupe totale			
199	total				4.2E-03	Valeurs pour les 200 premiers mètres			
Shale ratio									
54%									

FOUM LARJAMME									
Unité	H (m)	Litho	K	Diff Kh	S/T	H cumul	Kh cumul	Kh norm	
1.1	9	ms	1.E-04	8.6E-04	0	9	4.E-03	100	
1.2	15	fs	1.E-05	1.5E-04	0	24	3.E-03	80	
1.3	4	ms	1.E-04	3.6E-04	0	27	3.E-03	76	
1.4	8	fs	1.E-05	8.2E-05	0	36	3.E-03	67	
1.5	6	ms	1.E-04	6.4E-04	0	42	3.E-03	65	
1.6	11	fs	1.E-05	1.1E-04	0	53	2.E-03	50	
1.7	2	ms	1.E-04	2.4E-04	0	55	2.E-03	48	
1.8	35	s	1.E-09	3.5E-08	35	90	2.E-03	42	
1.9	15	ms	1.E-04	1.5E-03	0	105	2.E-03	42	
1.10	29	s	1.E-09	2.9E-08	29	135	2.E-04	5	
1.11	14	fs	1.E-05	1.4E-04	0	148	2.E-04	5	
1.12	14	s	1.E-09	1.4E-08	14	162	8.E-05	2	
1.13	2	fs	1.E-05	2.0E-05	0	164	8.E-05	2	
1.14	3	s	1.E-09	3.3E-09	3	167	6.E-05	1	
1.15	2	fs	1.E-05	2.1E-05	0	169	6.E-05	1	
1.16	3	s	1.E-09	2.5E-09	3	172	4.E-05	1	
1.17	2	fs	1.E-05	1.7E-05	0	173	4.E-05	1	
1.18	2	s	1.E-09	2.4E-09	2	176	2.E-05	1	
1.19	2	fs	1.E-05	2.4E-05	0	178	2.E-05	1	
1.20	21	s	1.E-09	2.1E-08	21	199	2.E-08	0	
1.20	8	s	1.E-09	8.0E-09	8				
1.21	1	fs	1.E-05	9.6E-06	0				
1.22	65	s	1.E-09	6.5E-08	65				
1.23	10	fs	1.E-05	9.7E-05	0				
1.24	10	ms	1.E-04	9.6E-04	0				
1.25	10	s	1.E-09	9.6E-09	10				
302	total				5.3E-03	Valeurs coupe totale			
199	total				4.2E-03	Valeurs pour les 200 premiers mètres			
Shale ratio									
54%									

FOUM LARJAMME									
Unité	H (m)	Litho	K	Diff Kh	S/T	H cumul	Kh cumul	Kh norm	
1.1	9	ms	1.E-04	8.6E-04	0	9	4.E-03	100	
1.2	15	fs	1.E-05	1.5E-04	0	24	3.E-03	80	
1.3	4	ms	1.E-04	3.6E-04	0	27	3.E-03	76	
1.4	8	fs	1.E-05	8.2E-05	0	36	3.E-03	67	
1.5	6	ms	1.E-04	6.4E-04	0	42	3.E-03	65	
1.6	11	fs	1.E-05	1.1E-04	0	53	2.E-03	50	
1.7	2	ms	1.E-04	2.4E-04	0	55	2.E-03	48	
1.8	35	s	1.E-09	3.5E-08	35	90	2.E-03	42	
1.9	15	ms	1.E-04	1.5E-03	0	105	2.E-03	42	
1.10	29	s	1.E-09	2.9E-08	29	135	2.E-04	5	
1.11	14	fs	1.E-05	1.4E-04	0	148	2.E-04	5	
1.12	14	s	1.E-09	1.4E-08	14	162	8.E-05	2	
1.13	2	fs	1.E-05	2.0E-05	0	164	8.E-05	2	
1.14	3	s	1.E-09	3.3E-09	3	167	6.E-05	1	
1.15	2	fs	1.E-05	2.1E-05	0	169	6.E-05	1	
1.16	3	s	1.E-09	2.5E-09	3	172	4.E-05	1	
1.17	2	fs	1.E-05	1.7E-05	0	173	4.E-05	1	
1.18	2	s	1.E-09	2.4E-09	2	176	2.E-05	1	
1.19	2	fs	1.E-05	2.4E-05	0	178	2.E-05	1	
1.20	21	s	1.E-09	2.1E-08	21	199	2.E-08	0	
1.20	8	s	1.E-09	8.0E-09	8				
1.21	1	fs	1.E-05	9.6E-06	0				
1.22	65	s	1.E-09	6.5E-08	65				
1.23	10	fs	1.E-05	9.7E-05	0				
1.24	10	ms	1.E-04	9.6E-04	0				
1.25	10	s	1.E-09	9.6E-09	10				
302	total				5.3E-03	Valeurs coupe totale			
199	total				4.2E-03	Valeurs pour les 200 premiers mètres			
Shale ratio									
54%									

FOUM LARJAMME									
Unité	H (m)	Litho	K	Diff Kh	S/T	H cumul	Kh cumul	Kh norm	
1.1	9	ms	1.E-04	8.6E-04	0	9	4.E-03	100	
1.2	15	fs	1.E-05	1.5E-04	0	24	3.E-03	80	
1.3	4	ms	1.E-04	3.6E-04	0	27	3.E-03	76	
1.4	8	fs	1.E-05	8.2E-05	0	36	3.E-03	67	
1.5	6	ms	1.E-04	6.4E-04	0	42	3.E-03	65	
1.6	11	fs	1.E-05	1.1E-04	0	53	2.E-03	50	
1.7	2	ms	1.E-04	2.4E-04	0	55	2.E-03	48	
1.8	35	s	1.E-09	3.5E-08	35	90	2.E-03	42	
1.9	15	ms	1.E-04	1.5E-03	0	105	2.E-03	42	
1.10	29	s	1.E-09	2.9E-08	29	135	2.E-04	5	
1.11	14	fs	1.E-05	1.4E-04	0	148	2.E-04	5	
1.12	14	s	1.E-09	1.4E-08	14	162	8.E-05	2	
1.13	2	fs	1.E-05	2.0E-05	0	1			