

Apports de terrain à l'étude tectono-sédimentaire des Beni Bou Ifrou

Les observations rapportées dans les prochaines pages sont le fruit de trois campagnes de terrain menées au cours de ce travail : (1) du 1^{er} au 7 octobre 2010, (2) du 13 au 30 septembre 2011 et (3) du 3 au 12 octobre 2012. La première partie reprendra brièvement les éléments de structures observés au niveau des gisements pour en déduire la dynamique du Domaine Nord. La deuxième partie s'attachera aux formations du Domaine Sud, dont l'agencement et la déformation donnent des informations sur le soulèvement du massif. L'étude détaillée de plusieurs sites permet de mieux contraindre quelques points clés de la géologie locale ; ce chapitre propose un schéma structural modifié du massif des Beni Bou Ifrou ([Figure 10.1](#)), ainsi que les coupes qui montrent l'interprétation structurale qui en est faite.

10.1 Eléments de terrain du Domaine Nord

Les terrains du Domaine Nord forment dans l'ensemble une même série schisteuse datant du Crétacé inférieur, qui comprend des passées plus carbonatées ou gréseuses (cf. Chapitre 3). Signe de l'activité minière passée, ils sont recouverts de nombreux déblais miniers qui n'en facilitent pas l'exploration. Finalement, c'est au sein des gisements que les structures de l'ensemble s'appréhendent le mieux ; les informations qui y ont été recueillies dans la Partie II sont ici réunies en une coupe WE interprétative ([Figure 10.2 A](#)).

Les bordures du massif n'en sont pas moins masquées par l'abondance de dépôts volcano-sédimentaires qui en recouvrent les flancs. Un affleurement au NW du massif, au contact avec le volcan du Belouzir, présente cependant quelques informations intéressantes qui seront ici exposées.

10.1.1 Coupe WE entre Ouiksane et Setolazar

La coupe WE réalisée rejoint le gisement de Ouiksane à celui de Setolazar *s.s.* ([Figure 10.2 A](#)). Elle diffère significativement de celles proposées par RHODEN & ERENO (1962 ; [Figure 3.8 B](#)) et par KERCHAOUI (1985, 1994 ; [Figure 3.4 AB](#)).

Du point de vue du magmatisme, le site de Axara peut être connecté à celui de Ouiksane par la lame intrusive constituant l'Intrusion Centrale, et ce au travers de l'accident de l'oued Ouiksane. A Setolazar seuls des dykes laviques s'expriment. Dans le secteur nord-oriental des Beni Bou Ifrou, la trace cartographique des intrusions magmatiques

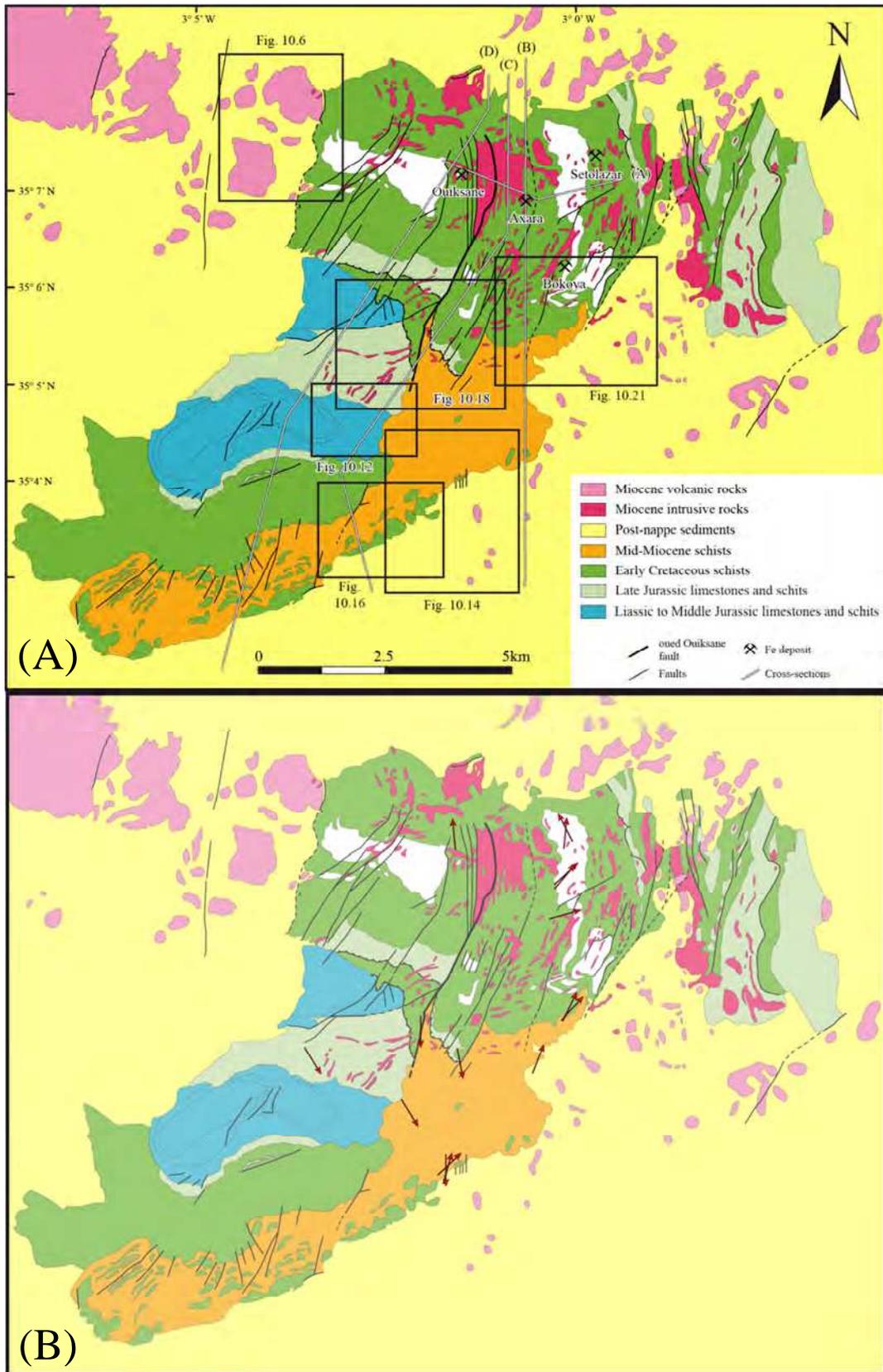


Figure 10.1 : schéma structural réinterprété du massif des Beni Bou Ifrouf (ce travail). (A) Les cadres indiquent les différents sites étudiés dans le détail ; (B) Les flèches rouges représentent les cisaillements et linéations d'étirement relevés sur le terrain.

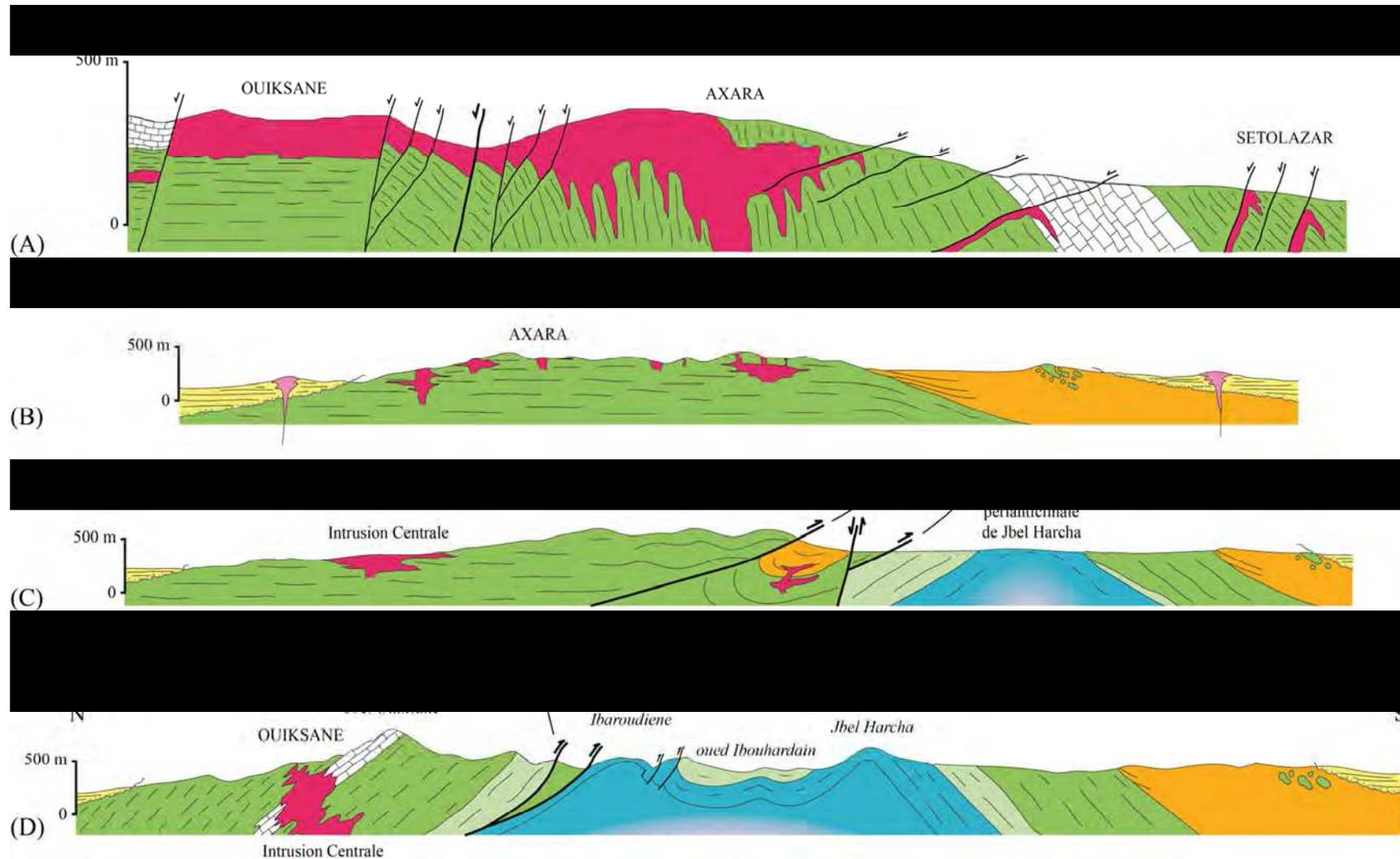


Figure 10.2 : coupes géologiques du massif des Beni Bou Ifrou (ce travail). (A) Coupe WE du Domaine Nord entre les gisements de Ouiksane et de Setolazar ; (B), (C) et (D) Coupes NS de l'ensemble du massif, dans le secteur oriental (B), intermédiaire (C) et dans le secteur occidental (D). Les unités géologiques reprennent la légende de la [Figure 10.1](#) où sont également indiqués les tracés des coupes. Pour les localités, se référer à la [Figure 3.1](#).

s'incurve et semble matérialiser un dôme (Figure 10.1) : en profondeur, celles-ci forment donc un réseau en dykes et sills interconnectés, ou « arbre de Noël ». Cette hypothèse est appuyée par plusieurs arguments : (1) le socle laccolitique proposé par VILAND (1977) sous l'ensemble du massif, (2) les données de sondages réalisés au niveau de la bande minéralisée de Setolazar-Bokoya (Figure 10.3), qui montre en profondeur la connexion régulière entre des dykes et des sills, (3) la géométrie à l'affleurement des intrusions magmatiques, qui au niveau des gisements alternent régulièrement entre dyke et sill (cf. Partie II), et (4) la présence d'indices de fer (veines, plaquages) dès qu'une lithologie est carbonatée. Par ailleurs, ce modèle place Setolazar dans la partie sommitale du complexe plutonique, ce qui respecte sa position supérieure au sein de la série stratigraphique crétacée du Domaine Nord (cf. Chapitre 3). L'arbre de Noël pourrait en outre avoir constitué une chambre magmatique intermédiaire pour les roches volcaniques qui environnent le massif.

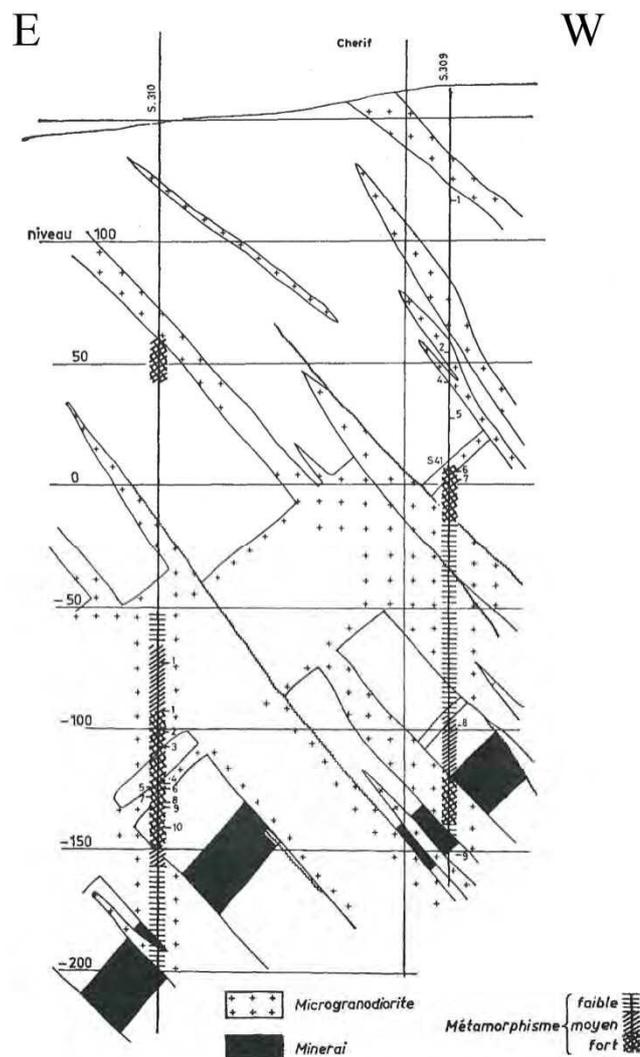


Figure 10.3 : coupe de deux sondages à Chérif (Setolazar) illustrant la répartition du métamorphisme en profondeur (RHODEN & ERENO, 1962). On peut y voir que les intrusions magmatiques tantôt suivent la stratigraphie (ici soulignée par le minerai en noir) sous forme de sill, ou la recoupernt sous forme de dyke. Les uns et les autres sont connectés.

Du point de vue des structures, les travaux précédents représentent de grandes failles plates à caractère listrique dans le secteur nord-oriental, interprétées comme des chevauchements vers l'Ouest responsables de la rotation de la série à Axara, et dont le plus important occasionnerait un déplacement d'environ 700 m (RHODEN & ERENO, 1962). Cependant, ces auteurs placent ces chevauchements tardivement par rapport aux minéralisations, Setolazar et Axara ne représentant qu'un même groupe minéralisé par la suite démantelé. Cela n'est pas compatible avec le calendrier tectonique proposé par KERCHAoui (1994) : cette phase, restreinte au secteur, se produit de façon précoce dans l'histoire du massif des Beni Bou Ifrou, soit antérieurement à la mise en place des intrusions magmatiques et donc aux minéralisations ferrifères. Enfin, l'existence de ces failles a été déduite sur la base de sondages et jamais vues sur le terrain.

Dans les faits, les failles de Axara sont trop plates pour correspondre strictement à celles de Ouiksane : 30-35° de pendage en moyenne, pour des pendages souvent supérieurs à 70° à Ouiksane. Ce sont cependant des failles normales qui occasionnent dans le gisement un décalage au maximum plurimétrique. Ce décalage limité est également visible dans le paysage au niveau de la crête de Iberkane (Figure 10.4), que les différents auteurs susmentionnés présentent comme chevauchante. Un basculement du secteur est donc effectivement envisageable, postérieur à un événement tardif qui recoupe l'ensemble du Domaine Nord de failles normales subméridiennes. Rappelons que la coupe de principe sur le gisement de Ouiksane (Figure 6.12) montre que le couloir de failles de l'oued Ouiksane provoque le basculement progressif de l'Intrusion Centrale : l'ampleur de cet accident pourrait expliquer le basculement à Axara, visible au niveau des failles mais aussi des stratigraphies.



Figure 10.4 : panorama du Jbel Iberkane (secteur nord-oriental, entre Axara et Setolazar). En carte, la crête est représentée par un chevauchement ; le décalage, visible dans le paysage, est cependant clairement normal et d'envergure limitée.

Très localement cependant, quelques indices de déformation ductile sont associés à des failles plates (Figure 10.5). En effet, dans le prolongement de failles normales basculées (Figure 10.5 A) à jeu cassant (cataclasites et fentes de tension à remplissage quartzes), des

amandes à quartz et chlorite (Figure 10.5 C) forment une semelle oblique sur la schistosité (Figure 10.5 B).

La coupe WE réalisée au cours de ce travail s'arrête au niveau du gisement de Setolazar, sans prendre en compte la partie nord-orientale du massif où les minéralisations à Pb-Zn de Afra sont encaissées. Cette zone, très complexe cartographiquement, pourrait effectivement résulter de chevauchements vers l'Ouest

La bordure NW du massif

La limite NW du massif, au niveau du volcan du Belouzir, est bordée d'une faille normale (Figure 10.6 A). Une coupe de principe (Figure 10.6 B) montre que les volcanites s'enfoncent sous les sédiments messiniens et les terrasses quaternaires (Figure 10.6 C). Au niveau d'un talweg, une faille normale (localement N 150, 40 W) met en contact des sables volcaniques resédimentés (sables à contenu volcanique assez homogène, quelques ponces) avec le socle schisteux par le biais d'une gouge de faille (Figure 10.6 D). De couleur jaunâtre, celle-ci fait au minimum 30 cm d'épaisseur et comprend de nombreux éléments de socle. De plus petites failles se raccordent à l'accident marqué par la brèche (Figure 10.6 E), et montrent un jeu syn-sédimentation. Au-dessus de la faille, les sables volcaniques resédimentés s'horizontalisent peu à peu.

Si nous n'avons pas été en mesure de suivre ce contact tectonique, il se poursuit très certainement le long de la bordure du massif. Cette faille a probablement participé à l'individualisation du bassin de Kert au Tortonien, puis joué au Messinien, accentuant le relief préexistant. Ces observations diffèrent de celles de MOREL (1987). Celui-ci n'a d'une part pas reporté la présence du contact faillé. Par ailleurs, il estime que « Les laves du Belouzir [...] reposent à la fois sur les marnes messiniennes et sur le substratum métamorphique des Beni Bou Ifrou » et « les coulées et cinérites de ce volcan sont interstratifiées dans les marnes messiniennes. » quand nous les voyons s'enfoncer sous les sédiments et que le matériel volcanique est resédimenté. Une datation récente du volcanisme du Belouzir lui donne un âge de $7.86 \text{ Ma} \pm 0.3 \text{ Ma}$ (EL BAKKALI *et al.*, 1998), ce qui semble conforter davantage nos observations.

10.2 Eléments de terrain du Domaine Sud

Contrairement au Domaine Nord et son unique série sédimentaire, plusieurs ensembles stratigraphiques composent le Domaine Sud (cf. Chapitre 3), que l'on peut regrouper en quatre (Figure 10.1) : (1) les calcaires liasiques à jurassiques au cœur des anticlinaux, (2) les ferryschs du Jurassique supérieur, (3) les schistes néocomiens qui prennent en écharpe les deux anticlinaux et enfin (4) la série du Miocène moyen. Ce dernier faciès, rattaché à la première transgression marine dans le Rif oriental, est crucial pour contraindre l'histoire tectonique du massif des Beni Bou Ifrou, et tout particulièrement son soulèvement.

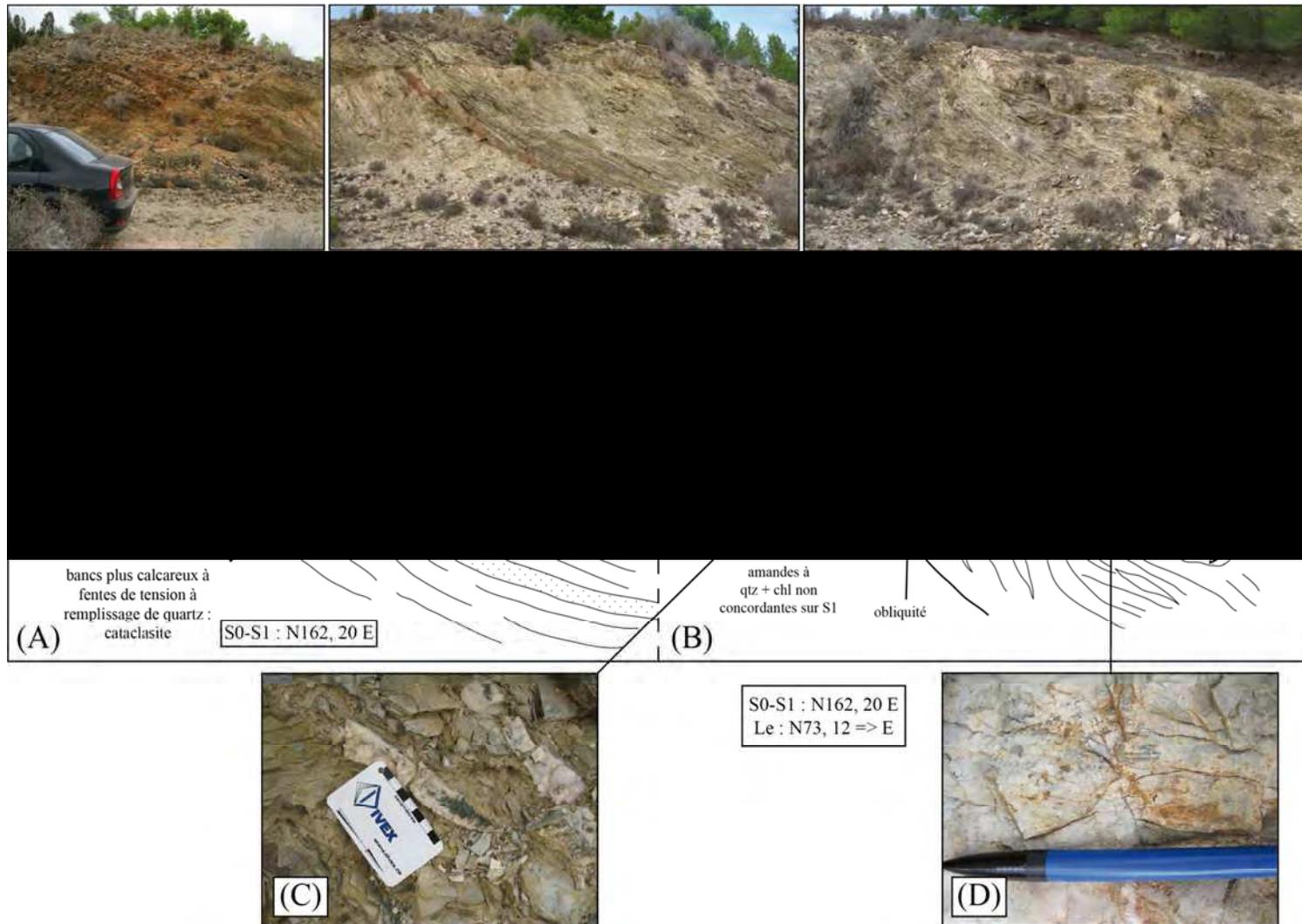


Figure 10.5 : indices d'extension dans le secteur nord-oriental. (A) Sur faille normale basculée, bancs calcaireux présentant des fentes de tension à remplissage quartzeux ; (B) Sur faille normale basculée, structure extensive présentant des caractères ductiles : (C) « semelle » d'amandes de quartz-chlorite, et (D) linéation d'étirement.

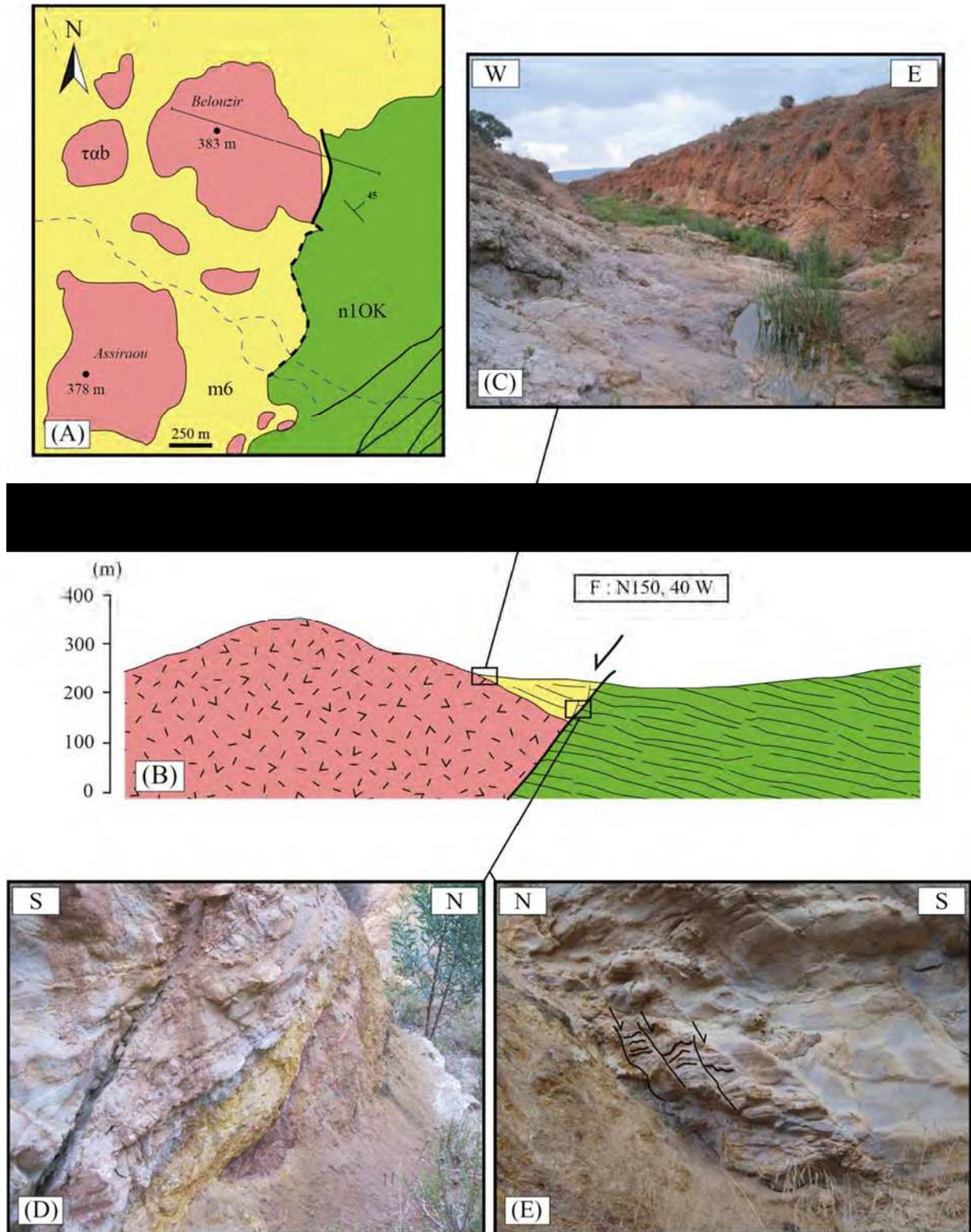


Figure 10.6 : planche de la limite NW du massif (volcan du Belouzir). (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. La faille bordière y a été ajoutée ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Dans l'oued, les volcanites (à l'Ouest) s'enfoncent sous les sédiments messiniens et les terrasses quaternaires (à l'Est) ; (D) Faille normale dans le talweg bordier ; (E) Failles subsidiaires se rattachant à la gouge de faille. Abréviations – n1OK : formation schisteuse de Ouiksane (Berriasien) ; τab : latites à biotite et amphibole ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte* ?).

10.2.1 Caractérisation du Miocène moyen, un faciès clé

La route qui traverse transversalement le Domaine Sud suit d'abord l'oued Ibourhardain – entre les deux anticlinaux – puis l'oued Ameddah. Elle constitue un transect NW-SE idéal pour comparer la déformation présente dans le Jurassique et dans le Miocène moyen.

10.2.1.a Déformation des formations jurassiques

Partant de l'Ouest, les formations jurassiques sont représentées par des schistes blancs-jaunes marneux comportant quelques alternances gréseuses ou lentilles carbonatées intercalées (Figure 10.7).



Figure 10.7 : panorama d'un affleurement typique des schistes jurassiques.

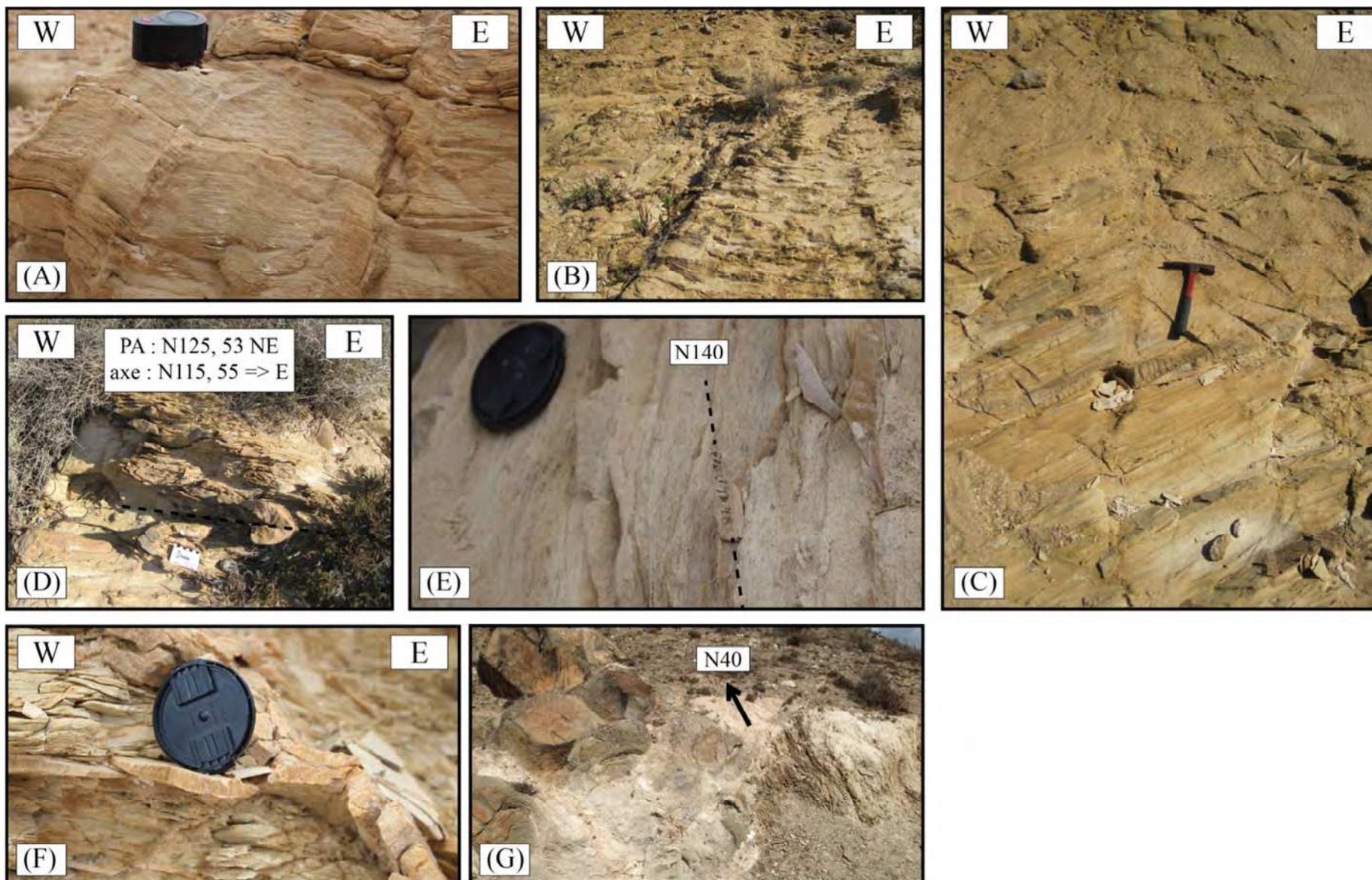
Le matériel fin de cette série est débité par une S1 très marquée. Celle-ci est reprise par de nombreux *kink-bands* d'orientation N43-100 (Figure 10.8 A ; pas de conjugué visible) montrant un jeu dextre inverse à composante verticale, et qui font tourner la S1. Les plus gros évoluent jusqu'à devenir de petites failles inverses (Figure 10.8 B et C).

Une composante d'étirement s'y matérialise par des veines de quartz ou de carbonates sécantes (N145-150, 70-75 W) par la suite replissées (Figure 10.8 D), ainsi que par de petits éléments (quartz fibreux et oxydes de fer) étirés en N140 dans les plans de stratigraphie, avec mouvement probable vers le SE (Figure 10.8 E et F). Des fentes de tension à remplissage de calcite viennent également tronçonner la série.

Par ailleurs, ces schistes encaissent quelques intrusifs grenus, généralement très altérés (Figure 10.8 G). Il en existe néanmoins beaucoup moins que dans le Domaine Nord.

Page suivante

Figure 10.8 : planche illustrant la déformation des ferryschs. (A) La schistosité est reprise par des *kink-bands* ; (B) et (C) Ceux-ci peuvent évoluer jusqu'à la fracture, montrant alors des crochons typiques d'un jeu inverse ; (D) Charnières de plis à remplissage de calcite dans les schistes satinés ; (E) Petit élément à quartz et oxydes de fer étiré ; (F) Microveine de quartz fibreux replissée ; (G) Intrusion magmatique orientée en N40 dans les schistes. Elle présente une altération en pelure d'oignon.



10.2.1.b Déformation des formations du Miocène moyen

En passant le long de la coupe aux formations estampillées Miocène moyen (Figure 10.9), la couleur change pour devenir jaune-rouge (lie-de-vin). Le matériel y apparaît beaucoup plus gréseux et grossier que celui des schistes jurassiques, plus marneux et doux au toucher.



Figure 10.9 : panorama d'un affleurement typique du Miocène moyen.

On y retrouve quelques *kink-bands*, bien que moins exprimés (orientation N60-N80), et la schistosité porte également des éléments étirés dans la direction N140-N150 : veines quartzieuses ou carbonatées ré-étirées et tronçonnées (Figure 10.10 A), grès dilacérés ou encore galets noirs de nature très différente de celle de la matrice (Figure 10.10 B), ainsi que quelques « boules » de quartz emballées dans les schistes (Figure 10.10 C).

Les éléments charriés sont de plus en plus nombreux à mesure que l'on suit le transect, et donc que l'on monte dans la série. Ils marquent aussi plus clairement un transport vers le Sud (Figure 10.10 D à G). La matrice schisteuse porte une linéation d'étirement dirigée vers le Nord (Figure 10.10 H et I ; Figure 10.1 B).

Les intrusifs magmatiques y sont encore plus rares que dans les formations jurassiques : localement encaissés dans le Miocène moyen au niveau de l'oued Bourdim ou de l'oued Ibekouiene (§ 10.2.2).

10.2.1.c Comparaison des deux faciès

La description des formations jurassiques et miocènes montre que la déformation est sensiblement la même dans les deux faciès. Elle peut être résumée au moyen d'un bloc-diagramme (Figure 10.11). Les quelques exsudats de quartz que l'on retrouve de part et d'autre des faciès montrent qu'un minimum d'enfouissement les a affecté, probablement plus marqué pour les ferryschs. La différence majeure observée entre les deux faciès est la déformation parfois non-coaxiale, marquant un mouvement plutôt vers le Sud, que l'on retrouve au niveau des éléments charriés par la série olistostromique du Miocène moyen.

Le recouvrement quaternaire dans le Domaine Sud rend difficile la prospection de la limite Jurassique-Miocène moyen, marquée en carte par le prolongement supposé de la faille de l'oued Ouiksane. Néanmoins, l'ascension d'une butte témoin permet de remonter le log stratigraphique en NW-SE (Figure 10.12 A et B). Cette colline entièrement cartographiée en Jurassique montre une série qui semble continue depuis des schistes jurassiques typiques

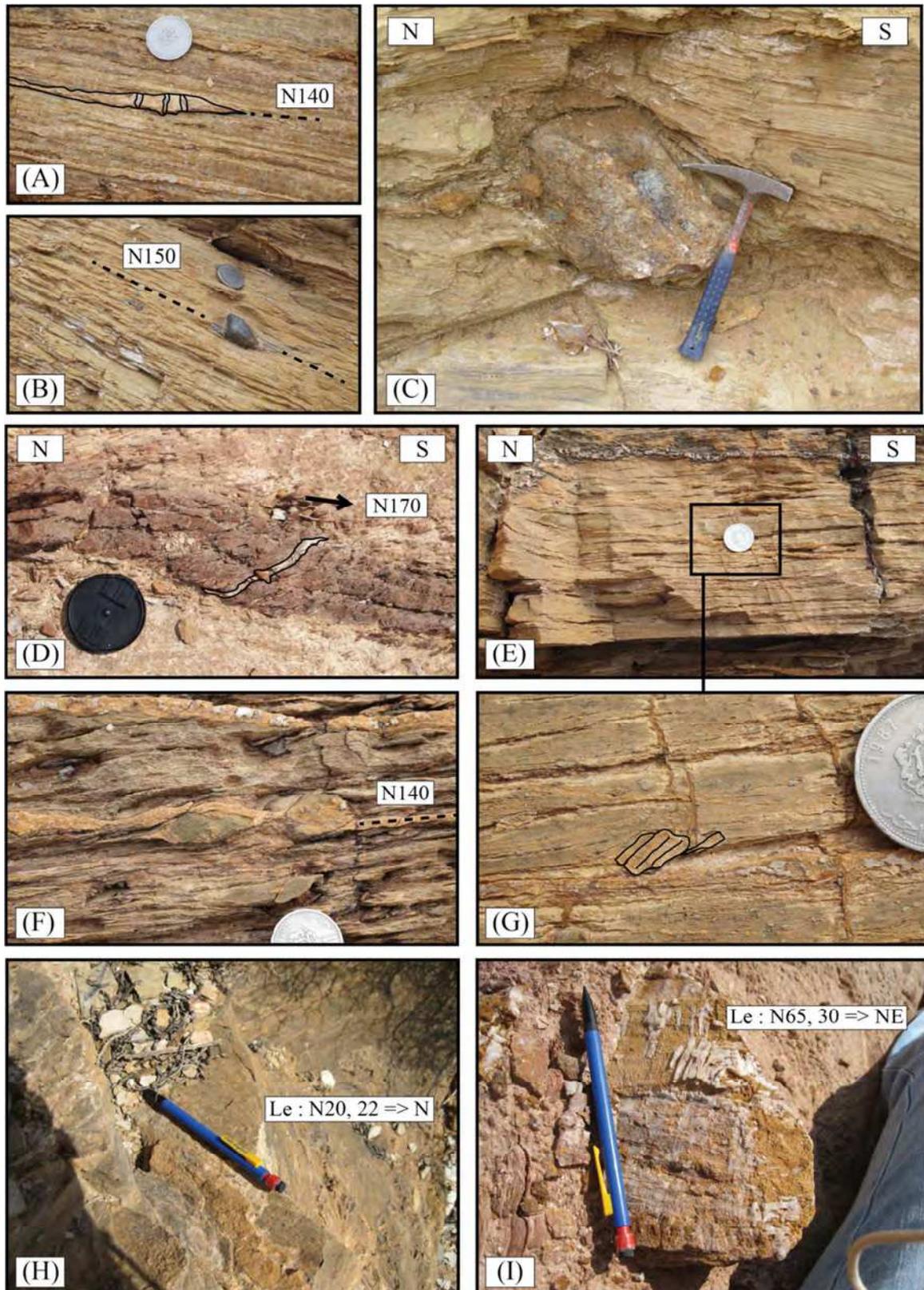


Figure 10.10 : planche illustrant la déformation du Miocène moyen. (A) Veines de quartz réétirées en N140 et tronçonnées ; (B) Galets noirs marquant un étirement en N150 ; (C) Boule de quartz emballée et tournée dans des schistes ardoisiers ; (D) La S1 est parfois sigmoïde, ici la cinématique est plutôt dextre ; (E), (F) et (G) Eléments charriés marqueurs d'un étirement en N140 : sur les galets quelques critères marquant un déplacement vers le Sud, et un boudinage de veines à quartz-calcite ; (H) et (I) Linéations portées par les schistes.

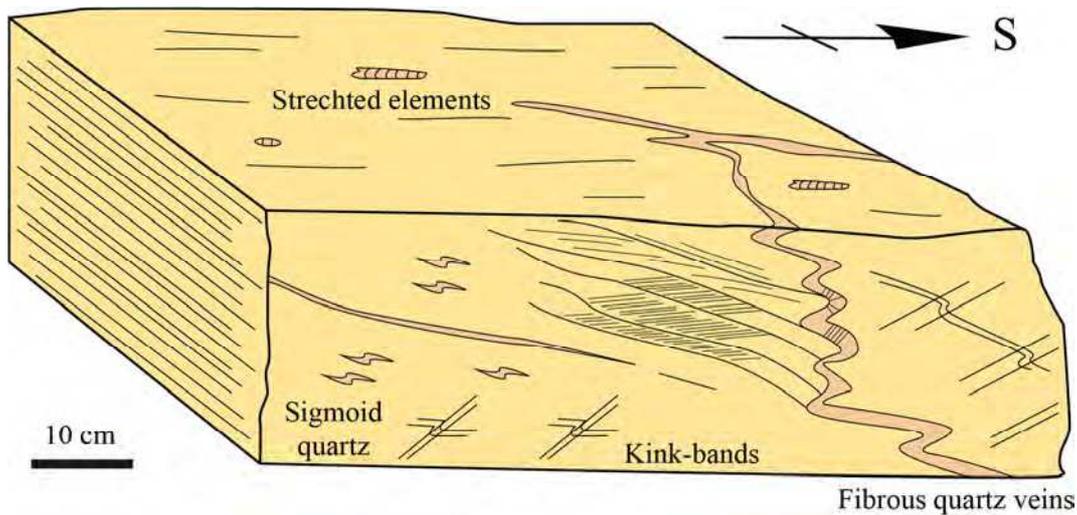


Figure 10.11 : bloc-diagramme représentant les caractéristiques de la déformation, commune aux faciès du Jurassique et du Miocène moyen.

jusqu'au sommet, où l'on rencontre des schistes couleur lie-de-vin. Ce dernier faciès ressemble au Miocène moyen, et le passage se fait sans discordance majeure visible. On y trouve des calcaires micritiques intercalés en bancs irréguliers et lentilles (Figure 10.12 C) qui pourraient correspondre aux bancs lenticulaires de la molasse de base du Miocène moyen. La butte témoin qui se trouve immédiatement au SE est un équivalent latéral des faciès schisteux du Miocène moyen qui se trouvent de l'autre côté de la route, plus au NE (affleurement marqué par un étirement en N150 vers le Sud).

Les observations microscopiques des deux faciès révèlent par ailleurs un contexte pétrographique et microstructural très similaire (Figure 10.13) : il s'agit de siltites à minéralogie très fine et assez pauvre (quartz, calcite, minéraux opaques). Le fond de roche est plutôt carbonaté et relativement dépourvu d'ambiance métamorphique, hormis la présence de quelques chlorites. On y trouve plus ou moins d'éléments de quartz étirés selon le faciès, ainsi que des veines à quartz-carbonates boudinées qui recoupent la foliation, avec des croissances de quartz là où ces veines sont pincées. Un détail montre un élément étiré avec des fibres de quartz et des pyrites (Figure 10.13 C) ; des ombres de pression y indiquent un cisaillement vers le Sud (échantillon orienté).

Que ce soit d'un point de vue macro- ou microscopique, l'analyse de la déformation révèle une grande similarité entre les faciès jurassiques et miocènes. Cette déformation, s'il s'agit bien de la même phase, s'est donc produite pendant ou après le dépôt du Miocène moyen. D'autre part, malgré une lacune stratigraphique importante couvrant le Crétacé supérieur et la totalité du Paléogène, le Miocène moyen apparaît en continuité stratigraphique avec le Jurassique. En effet, si la discordance est stratigraphique, elle n'apparaît pas angulaire (en tout cas pas de façon significative) ni tectonique.

10.2.1.d Sommet de la série miocène

Les formations du Miocène moyen s'avèrent relativement gréseuses dès la base de la série, et la proportion d'éléments qu'elles charrient augmente à mesure que l'on s'approche de

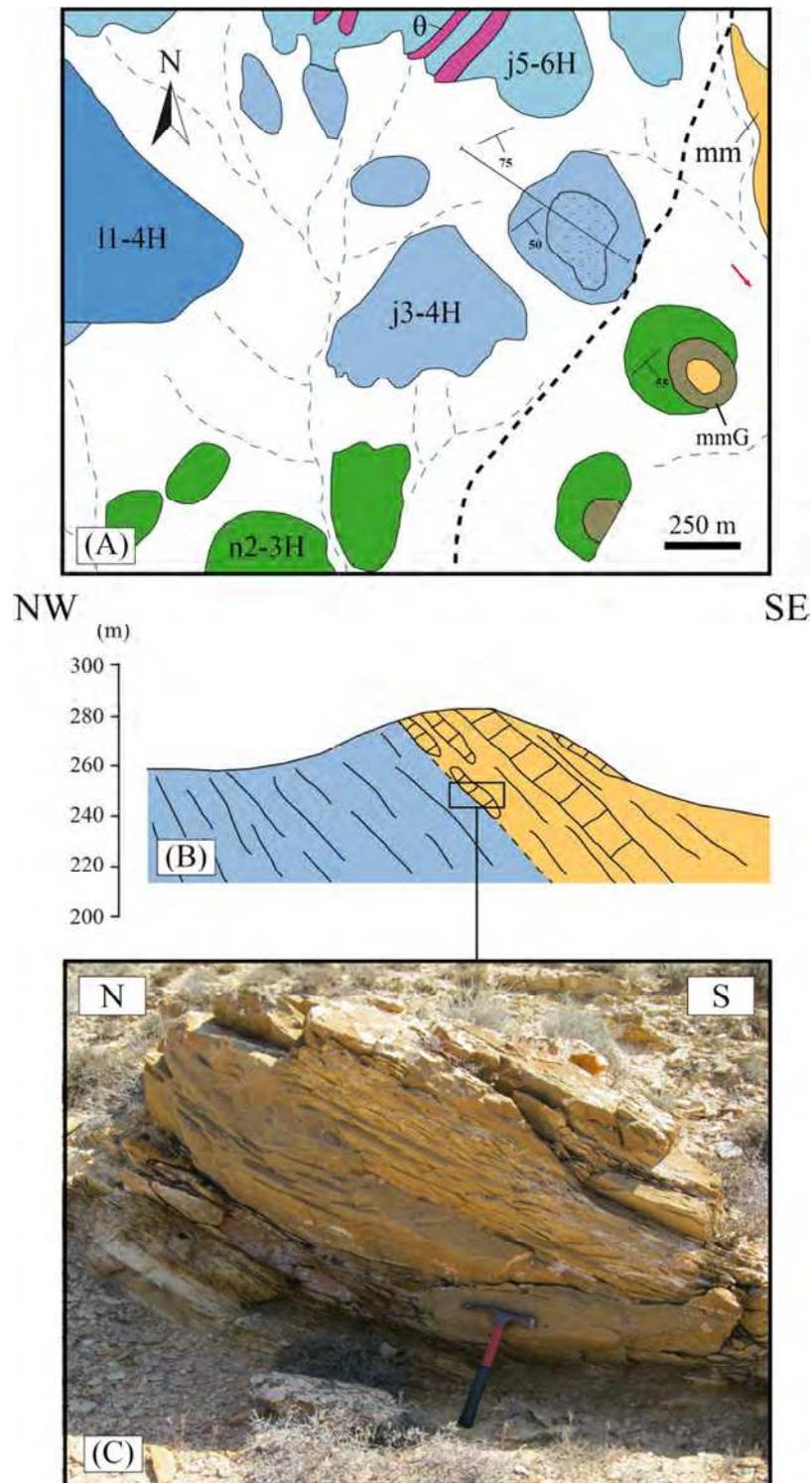


Figure 10.12 : planche illustrant une butte-témoin au contact entre le Jurassique et le Miocène moyen. (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. La flèche rouge représente l'étirement porté par les schistes du Miocène moyen ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) A la base de ce que l'on pense représenter le Miocène moyen, lentilles carbonatées irrégulières emballées dans une matrice schisteuse, dont la S0-S1 est cependant préservée. Abréviations – 11-4H : calcaires massifs ou lités et dolomies blanches du Lias moyen (à inférieur ?) ; j5-6H : alternances de schistes sériciteux et marnes calcaires du Jurassique supérieur ; j3-4H : schistes noirs et grès verdâtres du Jurassique supérieur, dont niveau marno-calcaire (pointillés) ; n2-3H : schistes argentés du Néocomien ; θ : roches magmatiques grenues ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont grès (mmG).

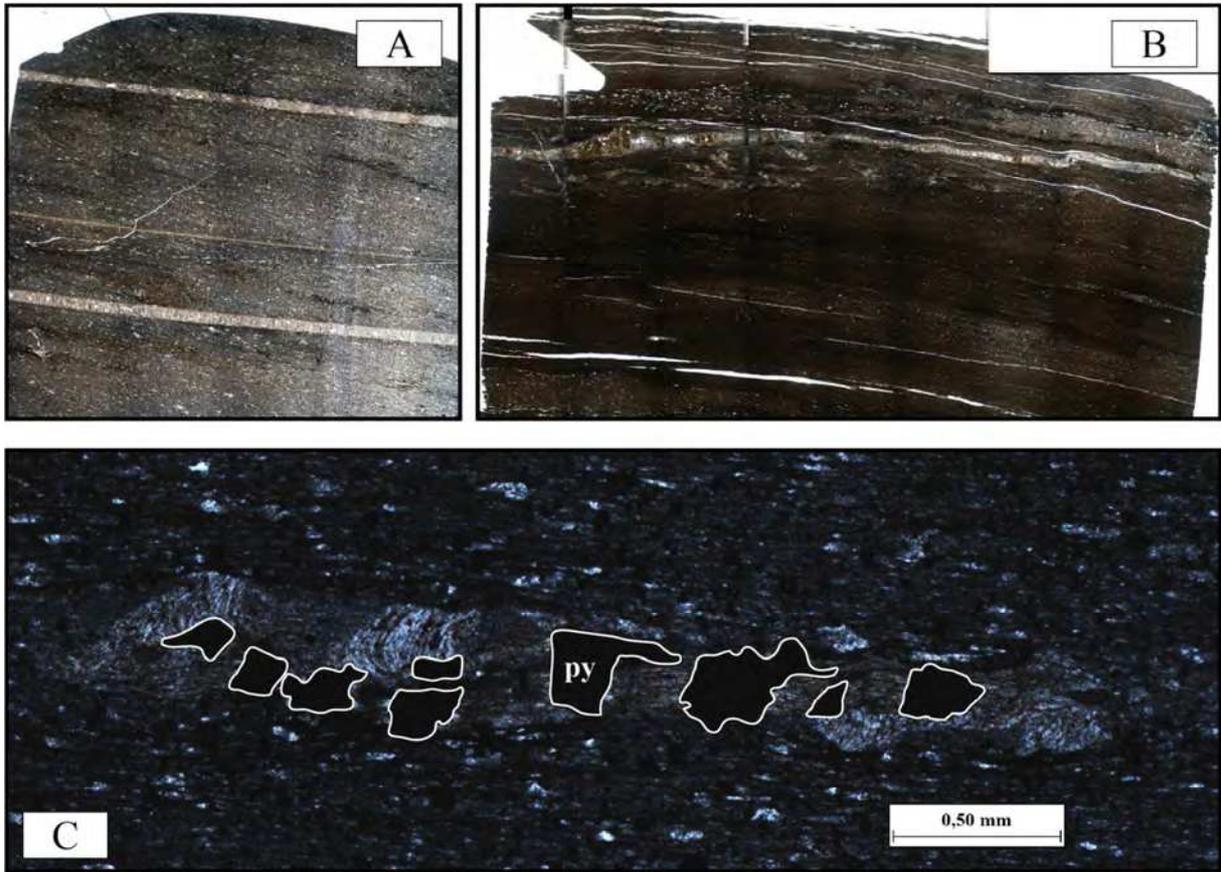


Figure 10.13 : mosaïques de photos microscopiques des lames minces pour les faciès du (A) Jurassique et (B) Miocène moyen (grossissement x 1.5) ; (C) Détail d'un élément étiré sur (A), avec fibres de quartz et pyrite (py).

leur sommet, jusqu'à devenir un véritable olistostrome.

Situé au SE en bordure du massif des Beni Bou Ifrou, le site de l'oued Ameddah (Figure 10.14) est remarquable à plusieurs égards. En effet, la disposition de l'oued à cet endroit dégage une coupe de la partie sommitale du Miocène moyen (Figure 10.14 B). Par ailleurs, le creusement fluvial y a permis l'affleurement d'une formation que l'on n'observe ailleurs que sur le flanc septentrional des Kbdana : la formation de l'oued Ameddah, marnes sableuses et marnes noires auxquelles il a été attribué – avec réserves – un âge tortonien supérieur (m5b ; notice de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane).

Du NW au SE, on peut ainsi remonter le log stratigraphique de la partie sommitale du massif (Figure 10.15). Quatre faciès s'y dégagent : (1) les schistes décrits précédemment (§ 10.2.1.b), (2) l'olistostrome sommital du Miocène moyen, (3) la formation de l'oued Ameddah et (4) les formations discordantes.

Les schistes sont les mêmes que ceux décrits précédemment, bien que plus rouges. On y retrouve les mêmes caractères, des objets étirés aux veines replissées (Figure 10.15 A), ainsi qu'une linéation d'étirement qui varie (N110 / N120, 30 N / N45, 25 N). Au sommet de ces schistes se trouve un ensemble olistolithique qui forme le relief bordier de toute la partie SE du massif des Beni Bou Ifrou. Ce relief, bien qu'atténué au niveau de l'oued Ameddah, y est néanmoins existant, contrairement aux notifications de la carte géologique qui fait localement disparaître les olistolithes. L'olistostrome comprend des blocs roulés de nature hétérogène,

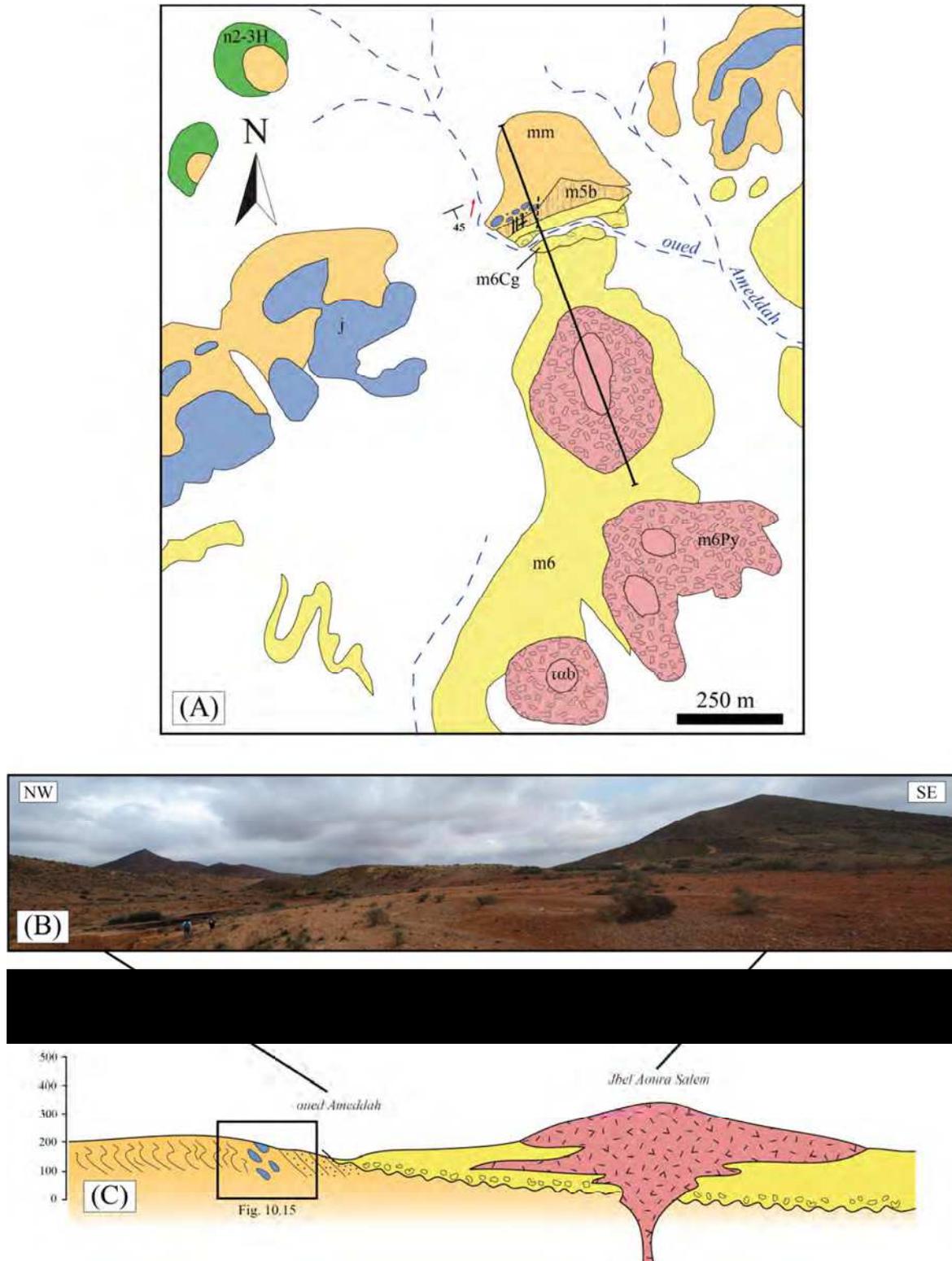
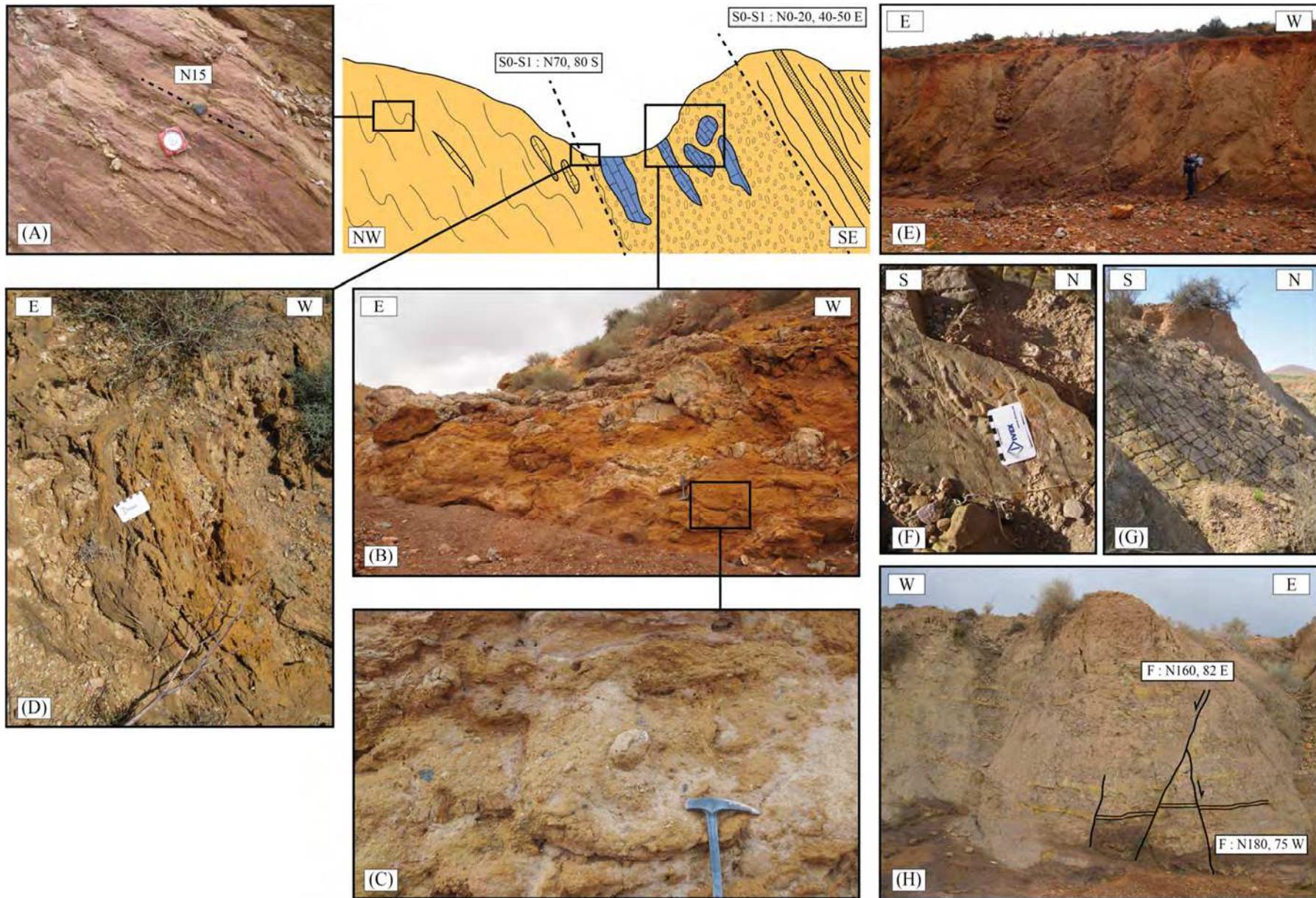


Figure 10.14 : planche illustrant la situation géologique de l'oued Ameddah. (A) Extrait modifié de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. Les failles et les olistolithes (j) ont été ajoutés au niveau de l'oued. La flèche rouge symbolise une linéation d'étirement présente dans les schistes ; (B) Panorama de l'oued Ameddah ; (C) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A). Abréviations – n2-3H : schistes argentés du Néocomien ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont olistolithes calcaireux (j) ; m5b : formation de l'oued Ameddah ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte* ?), dont conglomérat basal (m6Cg) ; tab : latites à biotite et amphibole ; m6Py : cendres et scories.

Chapitre 10 – Apports de terrain à l'étude tectono-sédimentaire des Beni Bou Ifrouf



bien qu'essentiellement carbonatée (calcaires feuilletés ou sparitiques) et pas ou peu d'éléments schisteux ou volcaniques. Leur taille va du millimètre au décimètre et ils sont consolidés dans un ciment jaunâtre élastique composé d'une matrice gréseuse *a priori* non-métamorphique (Figure 10.15 B et C). Les blocs de cet olistostrome soulignent une stratigraphie concordante à celle des schistes sous-jacents. Par ailleurs, le contact est visible dans l'oued où l'on y voit la matrice de l'olistostrome mouler la schistosité (Figure 10.15 D).

En continuité de l'olistostrome se produit le passage en discordance progressive à la formation de l'oued Ameddah. Cette formation est constituée de marnes jaunes-violacées alternées de passées gréseuses, basculée et recoupée par de nombreuses failles normales (Figure 10.15 E et H). Le faciès est marin superficiel, comme en témoignent les évidences de bioturbation et les traces de dessiccation (Figure 10.15 F et G).

Enfin, les formations transgressives post-nappes, attribuées au Messinien, viennent cacheter l'ensemble. La discordance, ici franche, se fait par l'intermédiaire d'un niveau basal à conglomérats qui comporte essentiellement des blocs carbonatés, mais aussi des blocs de schistes plissés typiques du socle, des conglomérats eux-mêmes remaniés mais *a priori* pas d'éléments volcaniques. Au-dessus de ce conglomérat basal, un dôme intrusif d'andésite bréchique sous-marine (Jbel Aoura Salem) repose sur des sédiments jaunes mal consolidés et mal stratifiés. Les produits rouges volcaniques sont intercalés en lobes dans ces marnes messiniennes.

MOREL (1987) s'est auparavant intéressé à la même coupe (Figure 10.16) et plus particulièrement à la formation de l'oued Ameddah, qu'il attribue au premier cycle sédimentaire post-nappes. Il y distingue des failles précoces syn-sédimentaires basculées, ainsi que des failles normales tardives postérieures à la lithification du sédiment qu'il impute à une phase d'extension au Tortonien. Pour MOREL, le contact entre le substratum et le Néogène post-nappe est anormal : le socle chevauche les marnes tortoniennes lors d'une phase de compression ultérieure, ces dernières étant localement rebroussées et renversées sous le contact.

Si l'on s'éloigne de l'oued Ameddah pour se déplacer latéralement vers le Sud, l'olistostrome prend toute son ampleur (Figure 10.17 A et B). Du NE au SW, on passe de schistes calcaireux néocomiens à des schistes lie-de-vin typiques du Miocène moyen, très altérés mais qui semblent encore une fois concordants. La ligne de crête est marquée par un faciès plus gréseux, et non par des calcaires massifs (KERCHAOU, 1994). C'est en redescendant le talweg que l'on rencontre l'olistostrome à proprement parler (Figure 10.17 C). Il correspond ici à une importante brèche sédimentaire qui comporte des blocs de schistes

Page précédente

Figure 10.15 : planche de détail de l'oued Ameddah, à partir d'une coupe au niveau de l'oued lui-même (pas à l'échelle). (A) Faciès des schistes du Miocène moyen, montrant des objets étirés en N15 sur une schistosité qui varie ; (B) Blocs alignés dans l'olistostrome selon la stratigraphie environnante ; (C) Détail de la matrice de l'olistostrome ; (D) Au niveau du contact dans l'oued, moulage de la matrice de l'olistostrome sur les schistes ; (E) Alternances de marnes et de bancs gréseux constituant la formation de l'oued Ameddah, où l'on trouve (F) des bioturbations et (G) des traces de dessiccation ; (H) Failles normales qui recoupent la formation.

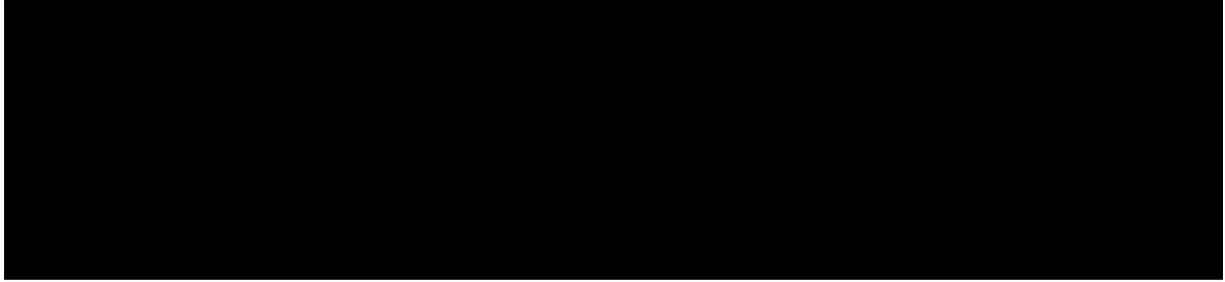


Figure 10.16 : coupe de l'oued Ameddah (MOREL, 1987). Abréviations – s : substratum métamorphique des Beni Bou Ifrou ; mj : marnes jaunes sableuses ; mn : marnes noires à vertes à bancs décimétriques de grès fins indurés ; b : formation à blocs (cm à m) de schistes, grès et calcaires du socle, des blocs de conglomérats à ciment carbonatés et des fragments de marnes noires (mn) ; c : marnes kaki ; d : conglomérat rouge peu induré à éléments peu arrondis de schistes (s) et de grès en plaquettes, dont la matrice est constituée de limons et sables argileux rouges ; e : conglomérats et grès marins disposés en chenaux ; m : marnes messiniennes sableuses ; β : coulée de latite à amphibole.

à foliation primaire (Figure 10.17 D), d'intrusifs grenus (Figure 10.167 E) et bien sûr de nombreux blocs carbonatés. Ces derniers présentent des figures de *slumps* (Figure 10.17 F et G). Par ailleurs, les blocs s'entrechoquent, se fracturent et se retrouvent injectés par la matrice de l'olistostrome, ici plus carbonatée qu'au niveau de l'oued Ameddah (Figure 10.17 H et I). Certains olistolithes carbonatés présentent un lit continu de magnétite (Figure 10.17 J et K).

10.2.2 La limite Domaine Nord-Domaine Sud

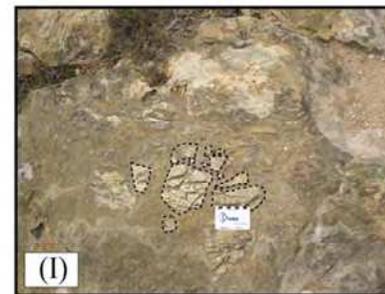
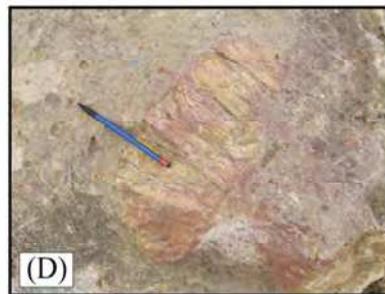
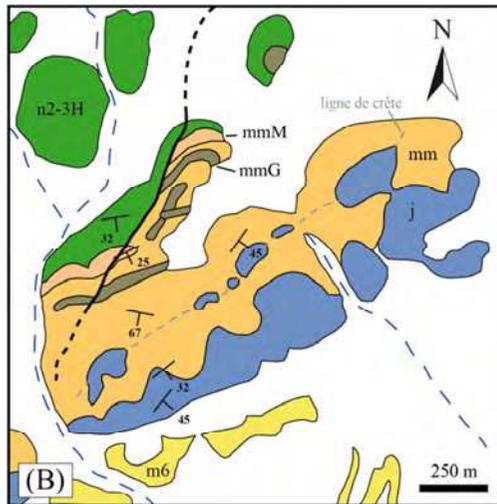
La limite entre les deux domaines des Beni Bou Ifrou a été définie par KERCHAOU (1994) comme le chevauchement d'un Domaine Nord, olistostromique allochtone provenant de l'Est (Oranais), sur un Domaine Sud autochtone. Il cale leur rapprochement tectonique au Miocène moyen, puisque l'on trouve ces formations sous le chevauchement. La prospection de la limite Domaine Nord-Domaine Sud a été réalisée au niveau de deux sites en particulier : (1) l'oued Bourdim, et (2) l'oued Ibekouiene.

10.2.2.a Site de l'oued Bourdim

De par sa position à l'interface entre les Domaine Nord et Sud, les secteurs nord-occidental et nord-oriental, le suivi de l'oued Bourdim propose une coupe intéressante (Figure

Page suivante

Figure 10.17 : planche de l'olistostrome sud. (A) Panorama de la crête gréseuse ; (B) Extrait modifié et annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane ; (C) Faciès de l'olistostrome ; (D) Bloc de nature schisteuse ; (E) Blocs d'intrusifs présentant une altération verdâtre ; (F) et (G) Figures de *slumps* dans des blocs carbonatés ; (H) et (I) Blocs schisteux fracturés et injectés par la matrice de l'olistostrome ; (J) Dans un bloc carbonaté, présence d'un lit à magnétite continu ; (K) Détail sur la magnétite (voir l'aimant). Abréviations – n2-3H : schistes argentés du Néocomien ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont olistolithes calcaires (j), grès (mmG) et molasse basale (mmM) ; m6 : sédiments post-nappes du Messinien (et Tortonien *pro parte* ?).



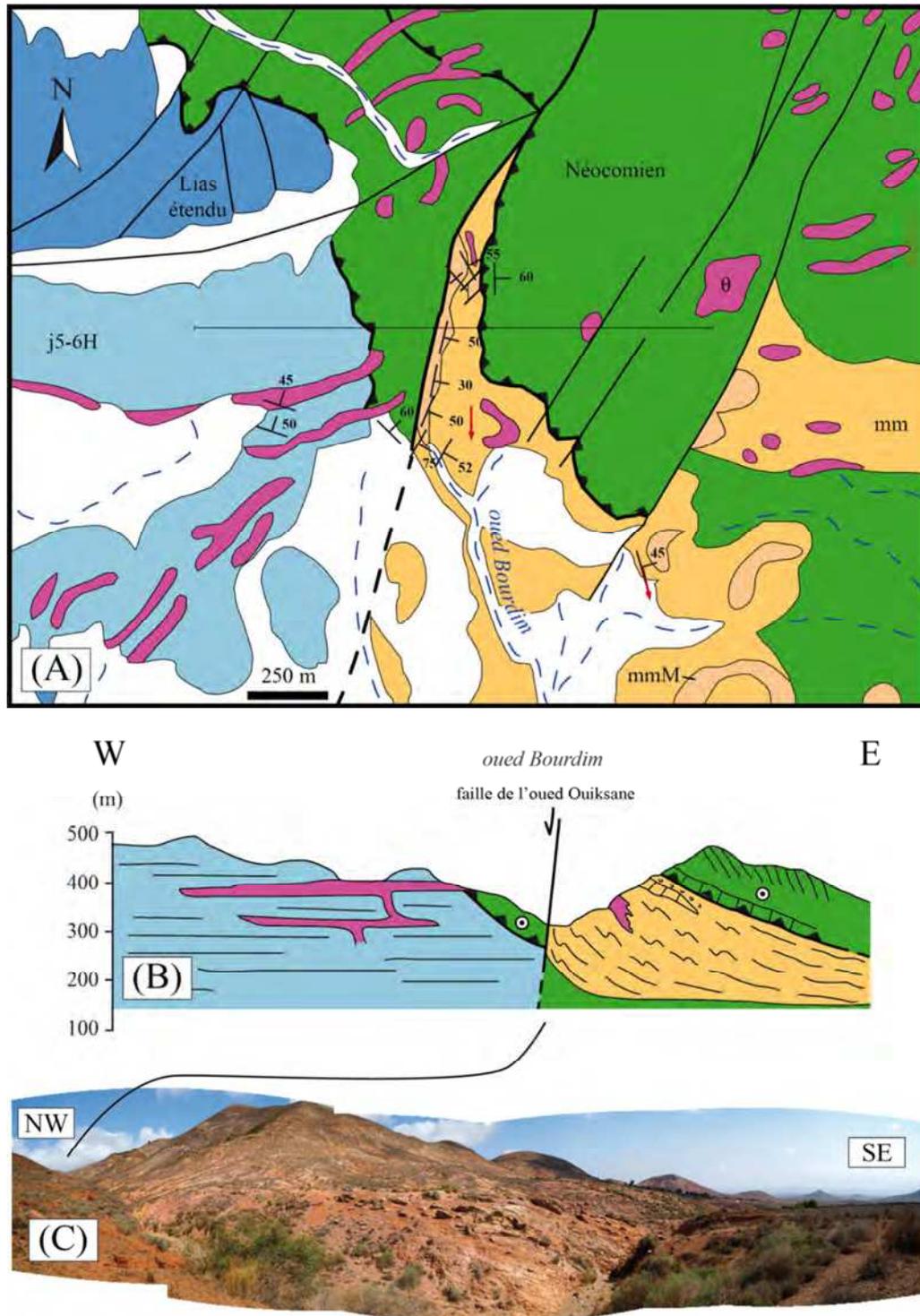


Figure 10.18 : planche illustrant le site de l'oued Bourdim. (A) Extrait annoté de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane. Les flèches rouges représentent les cisaillements et linéations d'étirement ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Panorama de l'oued Bourdim. Abréviations – Lias étendu : réunit le 11-4H (calcaires massifs ou lités et dolomies blanches du Lias moyen (à inférieur ?)), le 15-6H (calcaires lités et marno-calcaires rosés à Ammonites du Lias supérieur) et le j1-2H (marno-calcaires à petits bancs calcaires à Ammonites du Dogger) ; j5-6H : alternances de schistes sériciteux et marnes calcaires du Jurassique supérieur ; Néocomien : formation de Ouiksane ; θ : roches magmatiques grenues ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont molasse de base (mmM).

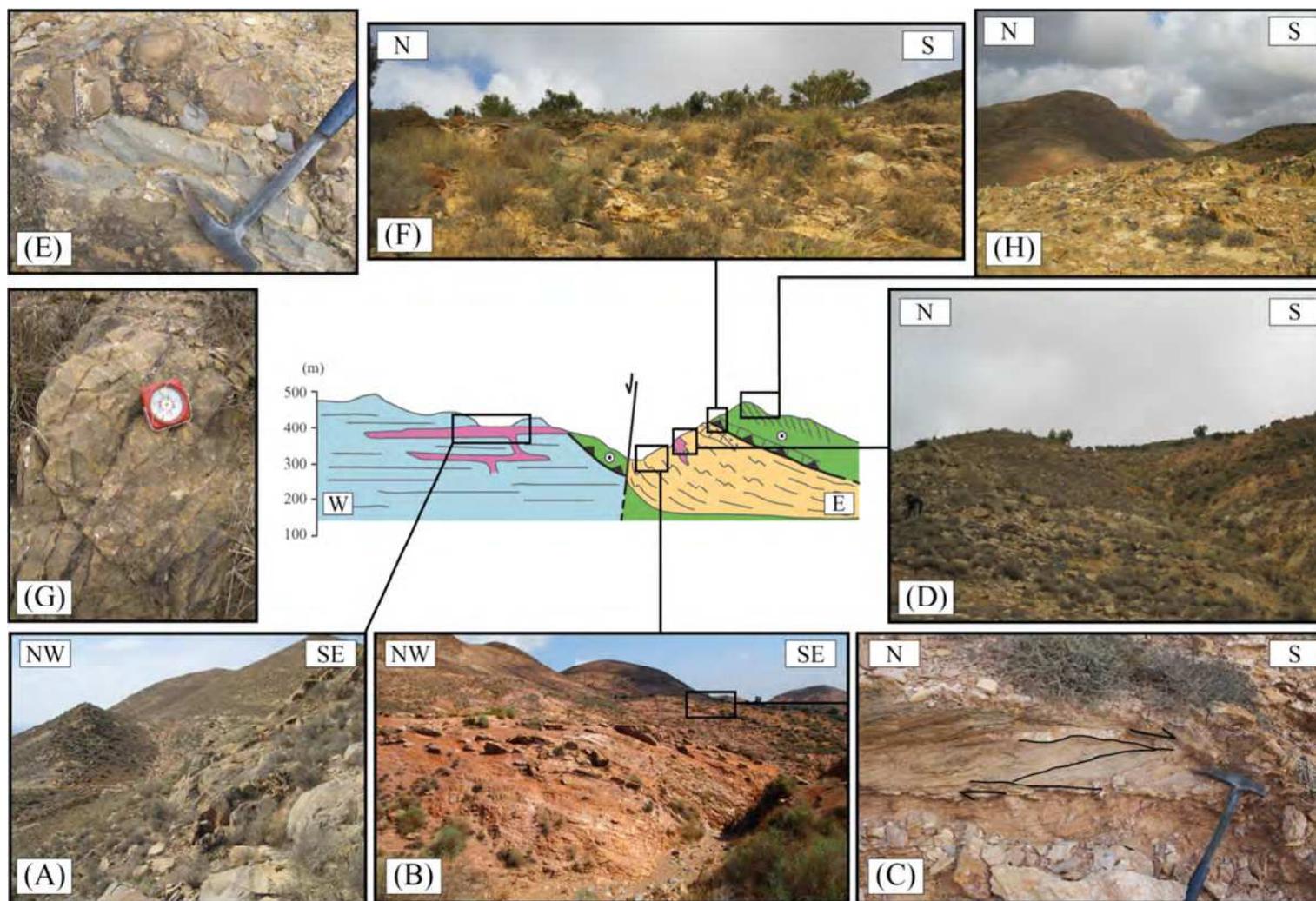


Figure 10.19 : planche de détail de l'oued Bourdim. (A) Reliefs magmatiques dans les schistes jurassiques ; (B) Formation typique du Miocène moyen, comprenant localement des (C) indices de cisaillement marquant un mouvement vers le Sud ; (D) Présence d'une intrusion magmatique grenue au sein du Miocène moyen ; (E) Conglomérat fluviatile vers le haut de la série miocène ; (F) Calcaires gris dolomitisés ; (G) Veines ferrugineuses dans les calcaires ; (H) Au niveau de la crête, faciès schisto-calcaireux typiques du Domaine Nord.

10.18). En remontant du SW vers le NE, il incise tout d'abord les schistes jurassiques, qui sont intrudés de quelques intrusifs grenus allongés formant des reliefs résiduels dans la pente (Figure 10.19 A). Sans transition visible, matérialisée sur la carte géologique par le prolongement de la faille de l'oued Ouiksane, les faciès prennent la couleur jaune-rouge et les traits caractéristiques des formations du Miocène moyen (Figure 10.19 B). On y retrouve les bancs de grès intercalés, quelques veines replissées mais moins d'éléments étirés (on est ici en base du faciès). L'étirement NS et l'aplatissement sont bien présents mais moins spectaculaires ; on peut néanmoins y trouver localement des cisaillements marquant un transport vers le Sud (Figure 10.19 C ; Figure 10.1 B).

Les faciès schisteux varient régulièrement en remontant l'oued. A mesure que l'on avance et que l'on gravit le flanc est de l'oued, les faciès se rattachent plus clairement au Miocène moyen. Ils sont localement recoupés par une intrusion grenue altérée, alignée en N175 (Figure 10.19 D), ce qui rend la phase intrusive *a priori* postérieure au Miocène moyen. Vers le sommet, un conglomérat à éléments polygéniques roulés, comprenant des grès et autres lentilles carbonatées, apparaît intercalé dans les marnes jaunes schisteuses du Miocène moyen (Figure 10.19 E). Sous la crête, un banc continu de calcaires gris plus ou moins dolomités alterne avec des schistes verdâtres (Figure 10.19 F), parfois marqué par la présence de veines et encroûtements de fer (Figure 10.19 G). La coupe se termine dans les formations schisto-calcareuses redressées du Domaine Nord.

Le contact anormal décrit par KERCHAOUI (1985, 1994) n'est clairement pas spectaculaire mais plutôt implicite, ce qui exclut tout chevauchement majeur au niveau de la faille de l'oued Tlat. Si nos coupes respectives ne sont pas si différentes d'un point de vue géométrique (Figure 10.20), les interprétations diffèrent. En effet, KERCHAOUI fait de la faille de l'oued Ouiksane une faille de déchirure qui se raccorde au chevauchement de l'oued Tlat. Nous lui donnons un jeu similaire à celui que l'on observe au niveau de la mine de Ouiksane : un jeu vertical qui fait monter le panneau oriental tout en le basculant, et qui affecte la faille de l'oued Tlat.

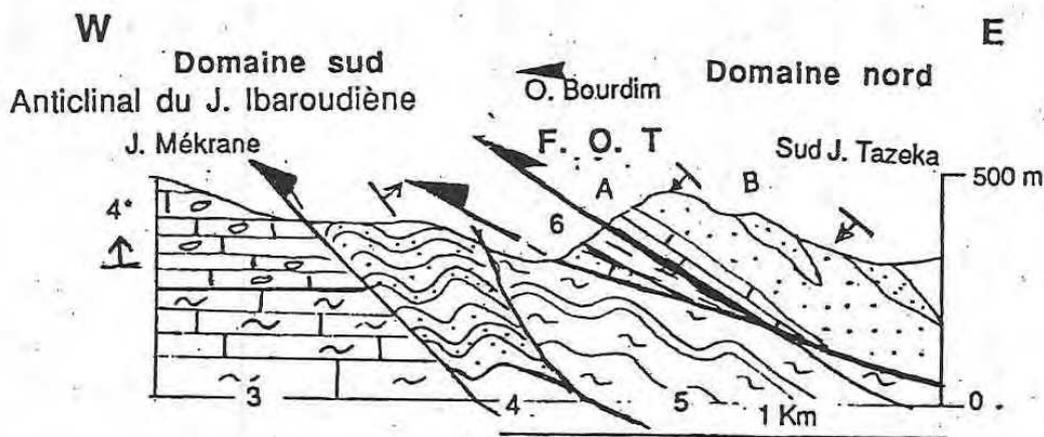


Figure 10.20 : coupe de l'oued Bourdim (KERCHAOUI, 1995). Abréviations – F. O. T. : faille de l'oued Tlat ; J. : jbel ; O. : oued.

10.2.2.b Site de l'oued Ibekouiene

Situé à la limite entre les deux domaines mais en remontant vers l'Est, l'oued Ibekouiene et son parallèle incisent le Miocène moyen, y faisant par là-même affleurer les formations du Domaine Nord sous-jacentes (Figure 10.21). On y retrouve ainsi des intrusions magmatiques grenues altérées (Figure 10.22 A) parfois parcourues d'un stockwerk ferrugineux discret (Figure 10.22 B). Elles intrudent des schistes argentés parcourus de veines hématisées et autres carbonates minéralisés (veines, encroûtements voir remplacement) très similaires de faciès et d'orientation à ceux qui jalonnent le chemin entre Axara et Setolazar (Figure 10.22 C à E). Les schistes sont parcourus de nombreuses veines de quartz peignées et portent des amandes de quartz syn-métamorphiques ; ils portent une linéation d'étirement NE-SW (Figure 10.22 F).

En remontant l'oued, on rencontre le conglomérat de base du Miocène moyen, constitué de calcaires bréchiques et comportant des éléments de magnétite (Figure 10.22 G à J). A ce niveau, les intrusions magmatiques altérées et minéralisées sont toujours présentes ((Figure 10.22 J).

Dans le paysage, la discordance du Miocène moyen sur le Crétacé semble marquée. Il convient cependant d'être prudent sur cette interprétation. En effet, l'incision de l'oued jusqu'au Domaine Nord montre qu'au regard de la topographie, cette discordance est forcément peu pentée. Sur la carte géologique de base (Figure 10.21 A), une formation quaternaire (q3) est représentée. Si elle n'y est pas directement cartographiée, nous l'avons retrouvée au niveau de l'oued Ibekouiene et de son parallèle. Elle forme ainsi une langue topographique de même pendage que la pente, ce qui en fait une calcrète de pente qui peut induire en erreur lors de l'estimation de l'angle de la discordance du Miocène moyen.

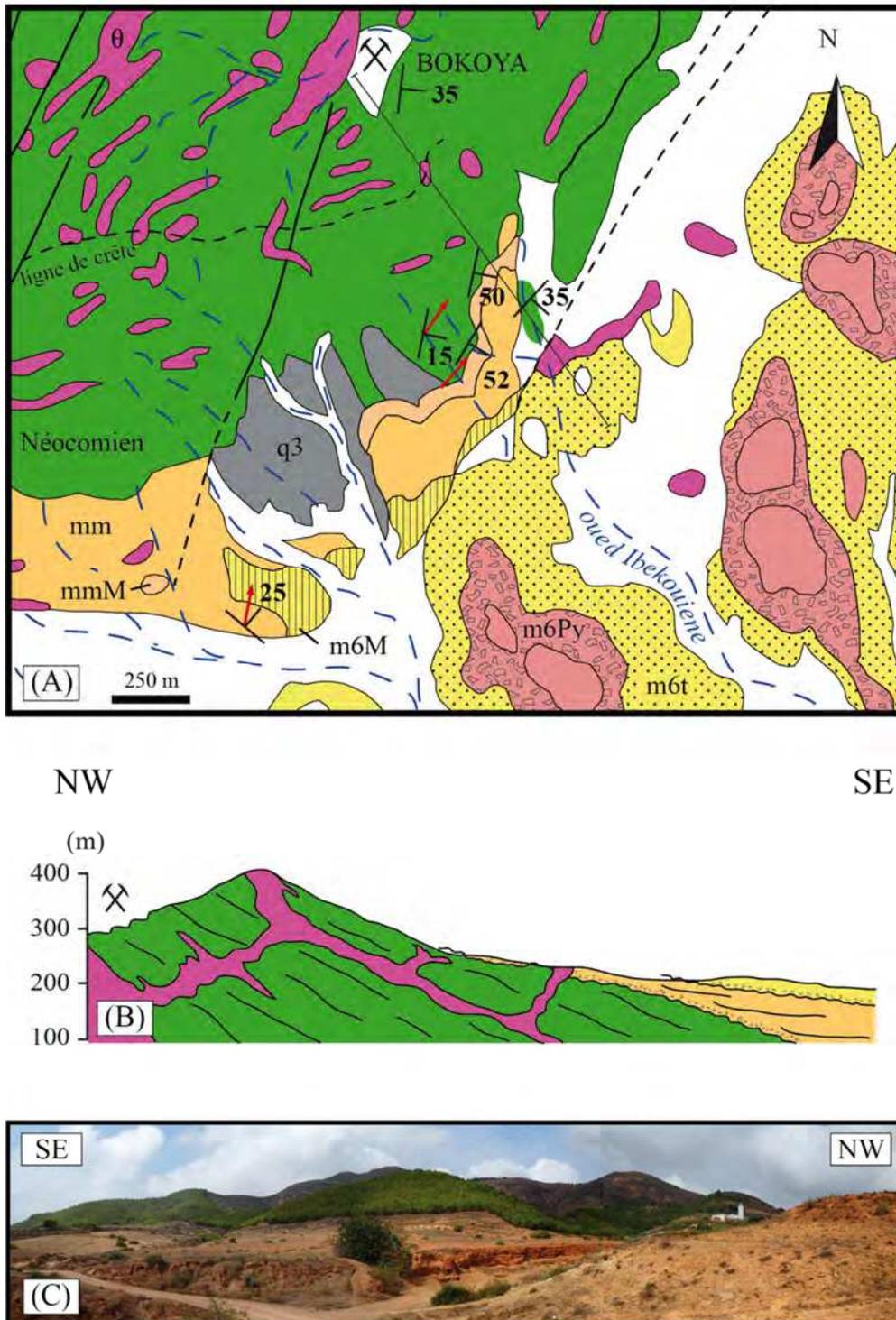


Figure 10.21 : planche illustrant le site de l'oued Ibekouiene. (A) Extrait modifié de la carte géologique au 1/50000 de Zeghanghane ; (B) Coupe de principe, dont le tracé se trouve en (A) ; (C) Panorama de l'oued Ibekouiene. Abréviations – Néocomien : formation de Ouiksane ; θ : roches magmatiques grenues ; mm : formation schisteuse olistostromique du Miocène moyen, dont molasse de base (mmM) ; m6 : formations messiniennes, dont molasse de base (m6M), tufs (m6t) et pyroclastites (m6Py) ; q3 : surface encroûtée sur conglomérats ou terrasses anciennes et limons roses inférieurs (Amirien).

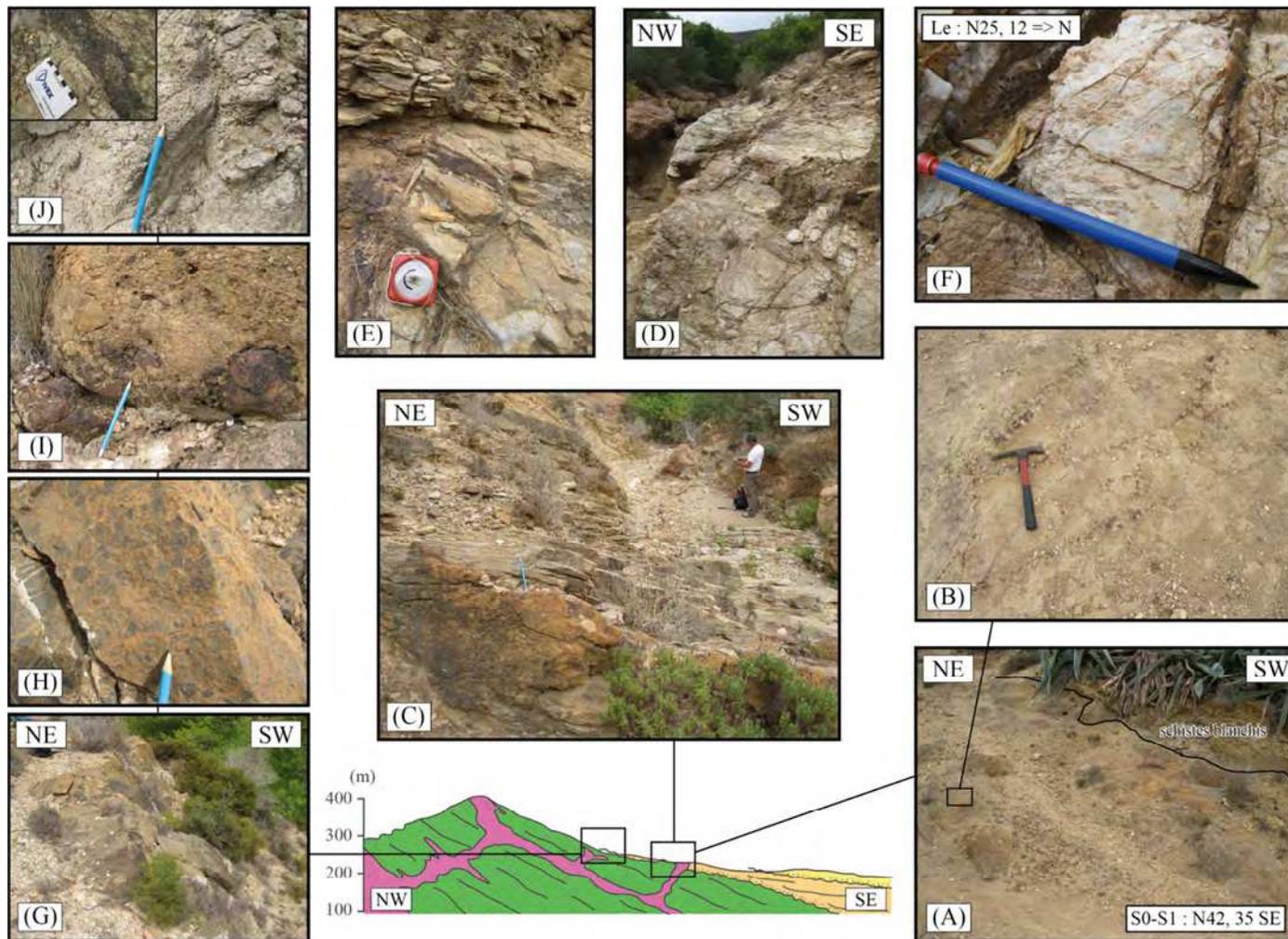


Figure 10.22 : planche de détail pour l'oued Ibekouiène. Celui-ci incise les formations du Miocène moyen, révélant les formations du Domaine Nord sous-jacentes : (A) Sill magmatique altéré dans les schistes crétacés, parcourus (B) d'un stockwerk ferrugineux discret; (C) et (D) Alternances carbonatées et schisteuses typiques du Domaine Nord, portant (E) des indices de minéralisations ; (F) Linéation portée par les schistes ; (G), (H) et (I) Conglomérat de base du Miocène moyen, au niveau duquel l'on trouve toujours des intrusions magmatiques altérées avec des traces de minéralisations ferrugineuses.