



**HAL**  
open science

## Excursion dans les bassins sédimentaires miocènes des cordillères Bétiques orientales

Damien Do Couto, Laurent Jolivet, Jean-Pierre Suc, Romain Augier, Charles Gumiaux, Speranta - Maria Popescu, Christian Gorini

► **To cite this version:**

Damien Do Couto, Laurent Jolivet, Jean-Pierre Suc, Romain Augier, Charles Gumiaux, et al.. Excursion dans les bassins sédimentaires miocènes des cordillères Bétiques orientales. *Géochronique*, 2019. hal-03886878

**HAL Id: hal-03886878**

**<https://hal.science/hal-03886878v1>**

Submitted on 8 Dec 2022

**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.

# **Excursion dans les bassins sédimentaires miocènes des cordillères Bétiques orientales**

## **Cadre géologique**

Issues de la convergence et de l'interaction entre les plaques Afrique et Eurasie durant les 30 derniers millions d'années, les cordillères Bétiques forment avec le Rif marocain une chaîne de montagnes très arquée, à l'ouest de la zone méditerranéenne. Cette chaîne a été le lieu d'importants mouvements horizontaux mais aussi verticaux ayant abouti à la formation d'un ensemble orogénique complexe composé de zones externes périphériques et de zones internes en position centrale. Les zones internes appartiennent structurellement au « Domaine d'Alboran ». Elles sont subdivisées en trois grands groupes d'unités appelées de la base au sommet les complexes Nevado-Filabride, Alpujarride et Malaguide. Les deux unités les plus profondes ont subi des conditions de haute pression. L'effondrement tardi-orogénique, dû au retrait du panneau plongeant vers l'ouest durant une grande partie du Miocène a permis l'exhumation des roches métamorphiques par l'activité de grands détachements au sein, ou non, de dômes métamorphiques. Cet effondrement est également responsable de la formation et du développement rapide de nombreux bassins sédimentaires.

Une première génération de bassins s'est formée au Miocène inférieur et moyen en réponse à l'exhumation du complexe Alpujarride au cours d'une extension régionale nord-sud. Dans les cordillères Bétiques orientales, de rares affleurements témoignent encore de cette histoire ancienne. Une seconde génération de bassins sédimentaires s'est formée au Miocène supérieur tandis que s'exhumait, sous forme de dômes métamorphiques, le complexe Nevado-Filabride. Le régime tectonique est alors une extension régionale est-ouest. Ces bassins, qualifiés d'intramontagneux, sont localisés dans le sud-est des cordillères Bétiques. Les plus représentatifs sont les bassins de Grenade, Guadix, Baza, Lorca, Fortuna, Almanzora, Huércal-Overa, Tabernas, Sorbas, Níjar et Almería. Ils se caractérisent par un remplissage sédimentaire pouvant atteindre localement 1 000 à 2 000 m d'épaisseur. Leurs séries sédimentaires sont relativement similaires et comptent pour l'essentiel quatre grandes séquences de dépôts qui seront décrites au fur et à mesure des affleurements visités. L'étude du remplissage et de la géométrie de ces bassins sédimentaires a d'ailleurs permis de préciser le calendrier tectonique des événements

géodynamiques de la région : une tectonique extensive de ~13 à ~8 Ma, suivie d'une tectonique compressive de ~8 Ma jusqu'à nos jours.

Afin de pouvoir rendre compte de la nature de ces bassins sédimentaires et de la diversité de leur remplissage, nous suivrons une excursion géologique à travers six points d'intérêt dans les bassins de Huércal-Overa, Sorbas et Tabernas localisés autour du dôme métamorphique que constitue la Sierra de Los Filabres (fig. 1). Les sites visités permettent non seulement d'apprécier l'ampleur et le déroulement chronologique de la tectonique méditerranéenne mais aussi les effets de la Crise de salinité messinienne et des changements environnementaux comme la disparition des systèmes récifaux.

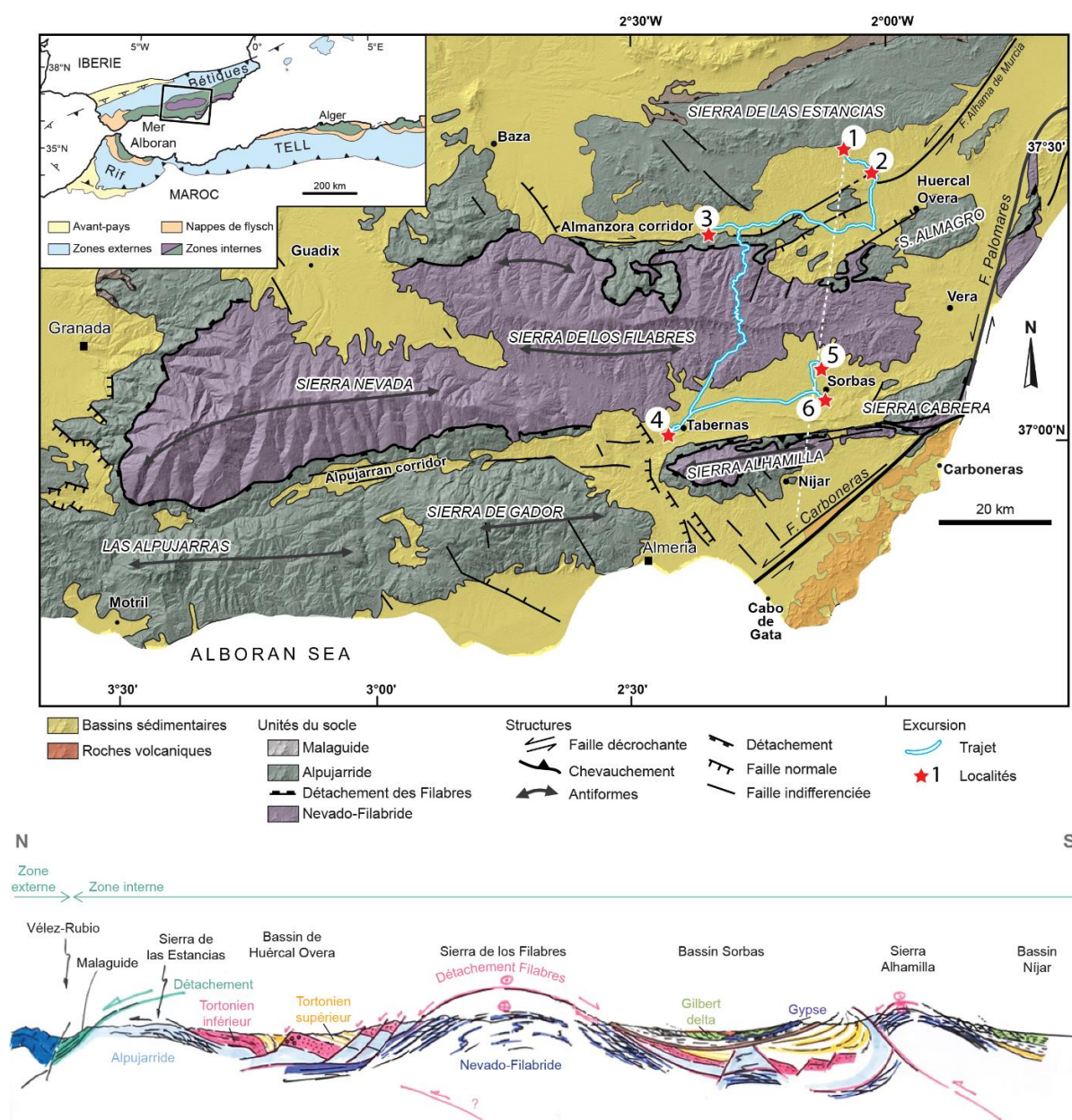


Fig. 1. – Haut : Schéma structural du sud-est des cordillères Bétiques montrant la localisation des principaux bassins sédimentaires et des séries de socle. Le trajet de l'excursion est marqué par un liseré blanc au contour cyan. Les localités sont numérotées de 1 à 6 et symbolisées par des étoiles rouges. Bas : coupe géologique synthétique N-S passant à travers les bassins de Huércal-Overa et Sorbas. Le tracé de la coupe est symbolisé en pointillé blanc sur la figure du haut.

### **Le bassin de Huércal-Overa**

Le bassin de Huércal-Overa est un bassin situé entre la Sierra de Las Estancias au nord et la Sierra de Los Filabres et Almagro au sud (figs. 1 et 2). Il forme la terminaison est d'un long corridor d'ouest en est et possède une épaisse série sédimentaire tortonienne et peu de sédiments messiniens et pliocènes. Contrairement au bassin de Sorbas, situé plus au sud, le bassin de Huércal-Overa n'a pas subi d'inversion tectonique à la fin du Tortonien, c'est la raison pour laquelle il est intéressant d'en comprendre la géométrie en réalisant une coupe Nord-Sud.



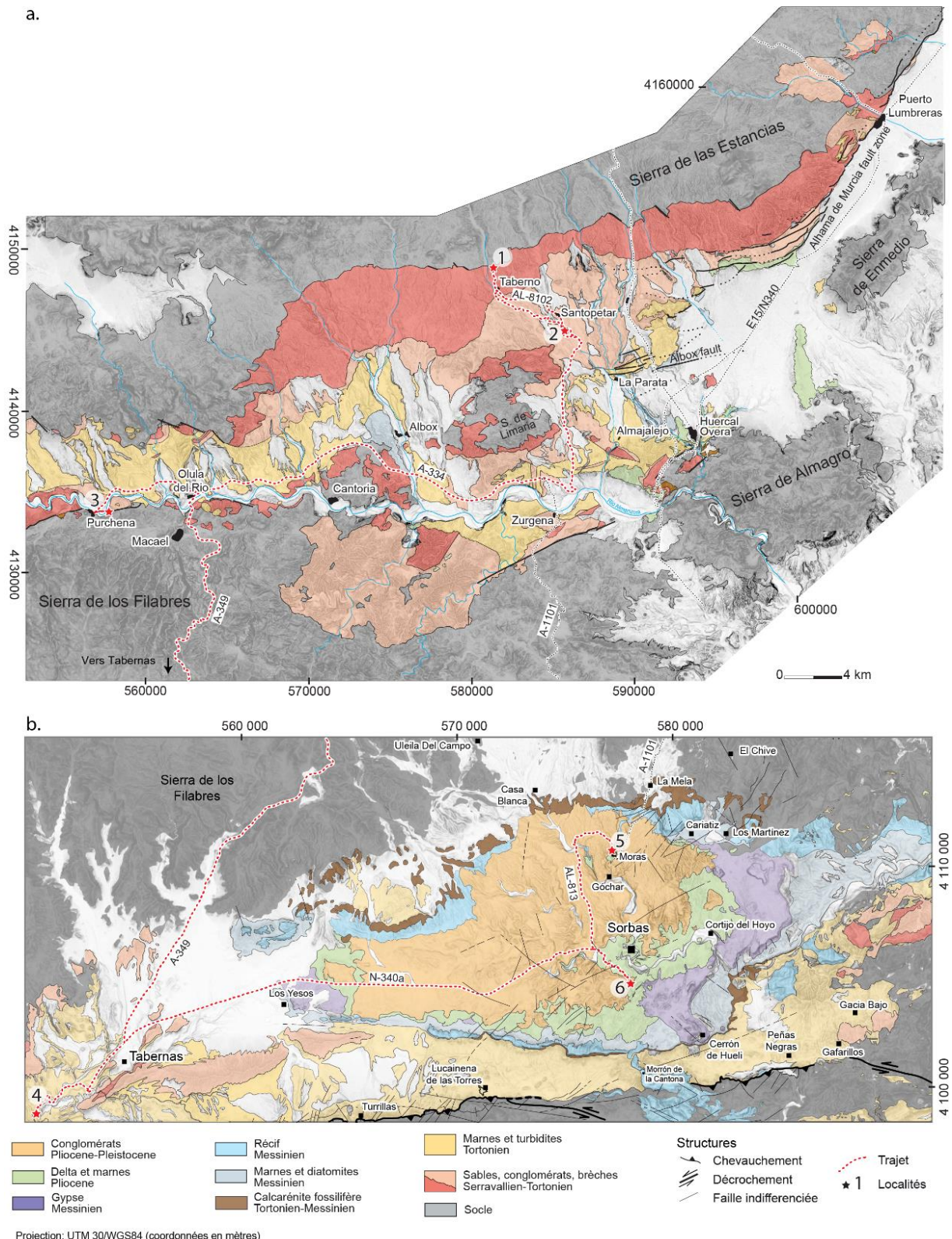


Fig. 2. – Carte géologique des bassins de Huércal-Overa (A) et du bassin de Sorbas-Tabernas (B) en transparence sur le modèle numérique de terrain. Le trajet de l’excursion est marqué par un liseré en pointillé rouge au contour blanc, les localités sont numérotées de 1 à 6 et symbolisées par des étoiles rouges.



### Localité 1 : la discordance de Taberno

L'excursion géologique commence au nord de la ville de Taberno (fig. 2a) sur la bordure nord du bassin de Huércal-Overa et au contact de la Sierra de Las Estancias. Les affleurements montrent la première séquence de dépôt des bassins intra-montagneux (fig. 3) qui débute par des dépôts rouges de grès et conglomérats grossiers datés approximativement du Serravallien/Tortonien. Ces roches sont d'origine continentale (cônes et plaines alluviales) et ont évolué progressivement vers des dépôts continentaux plus fins pour finir en dépôt marin proximal (cône deltaïque). Cette évolution est marquée dans le paysage par un changement de couleur des conglomérats, passant de rougeâtre à grisâtre noirâtre. Ces dépôts continentaux peuvent atteindre 500 mètres d'épaisseur et ont également été reconnus dans les bassins de Sorbas et Tabernas où ils se montrent plus discrets. Les affleurements de Taberno (fig. 3) sont composés de lentilles de conglomérats plus ou moins bréchiques dans des grès grossiers à moyens. Les lentilles de conglomérats sont constituées d'éléments non jointifs et englobés dans une matrice argileuse à sableuse fine. Elles contiennent des éléments appartenant aux complexes Alpujarride et Malaguide, montrant que ces dernières étaient exhumées au moment du dépôt de ces cônes alluviaux. Ils se sont déposés en discordance au-dessus du socle et témoignent de l'important relief en construction dans les massifs montagneux au nord du bassin pendant la phase de tectonique extensive. Le cône alluvial de Taberno est dominé par des écoulements fluviaux (de type *sheet flood*) mais, plus au sud dans la Rambla d'Almajalejo (fig. 2a), les cônes de déjection de même âge sont dominés par des coulées de débris (*debris flow*).

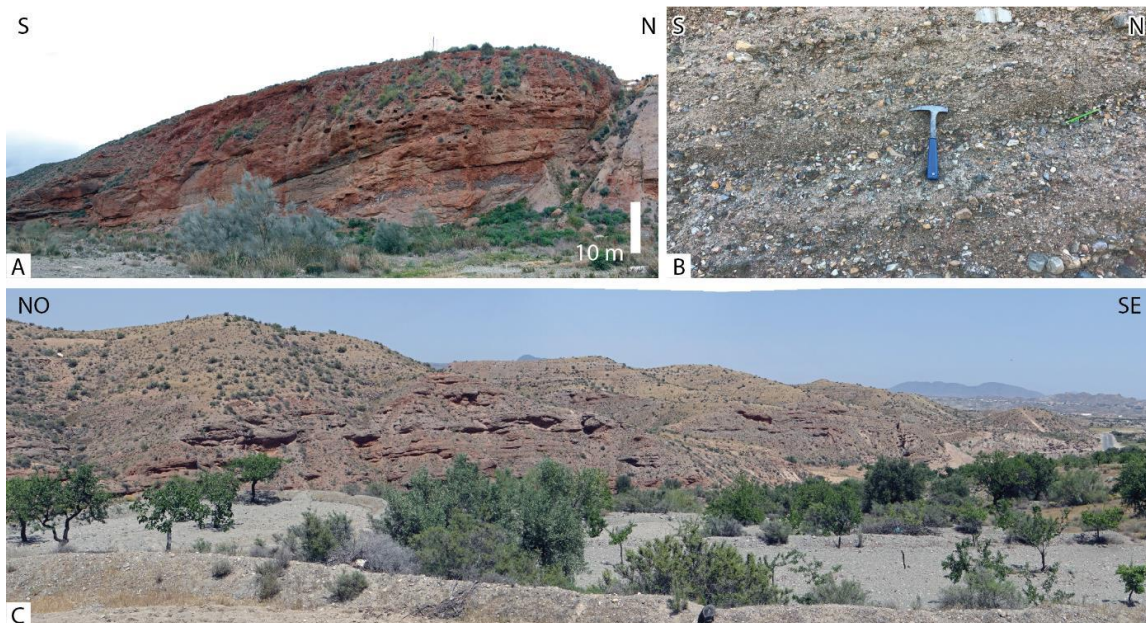


Fig. 3. – Formation d'âge tortonien composée de conglomérats continentaux déposés sous forme de cône alluviaux au nord et dans la Rambla (lit de rivière asséché) de Taberno.

A) Cône alluvial globalement progradant vers le sud ( $37^{\circ}28'29.61''\text{N}$  ;  $2^{\circ} 5'8.78''\text{O}$  ; © L. Jolivet).

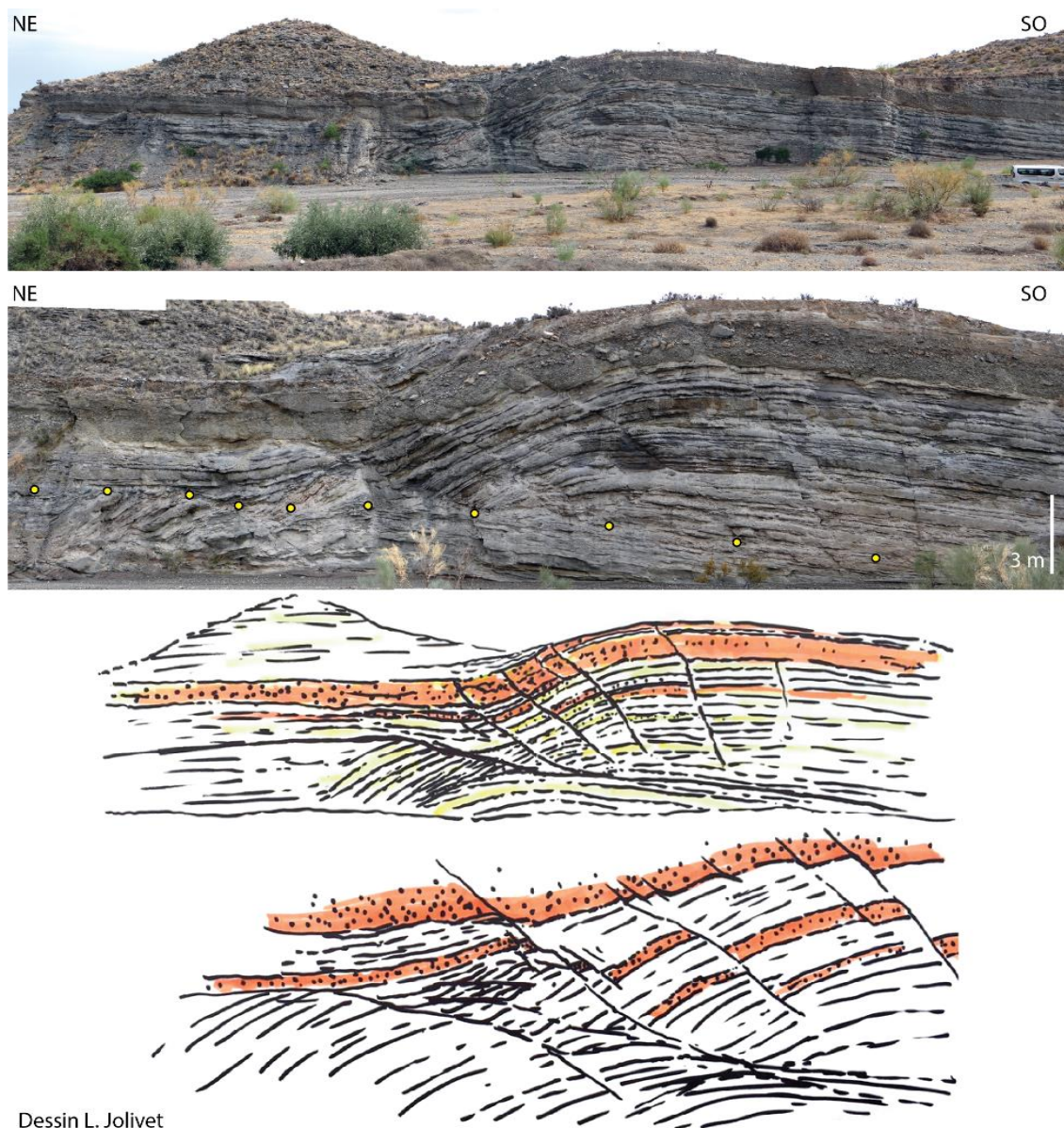
B) Alternance de lentilles de conglomérats grossiers et anguleux dans des grès moyens à grossiers ( $37^{\circ}28'51.70''\text{N}$  ;  $2^{\circ} 4'50.07''\text{O}$  ; © D. Do Couto).

C) Vue vers le SE depuis la sortie sud de la ville de Taberno montrant l'épaisseur des séries continentales et la tendance strato-décroissante des séries ( $37^{\circ}27'48.71''\text{N}$  ;  $2^{\circ} 4'17.55''\text{O}$  ; © D. Do Couto).

### **Localité 2 : le pli en rollover de Santopétar**

Pour se rendre à l'affleurement de Santopétar depuis la ville de Taberno, il est possible d'emprunter la Rambla de Taberno (le lit de rivière asséché) ou de suivre la route AL-8102 vers le sud en suivant la direction de Huércal-Overa (fig. 2). Pour accéder au plus près de l'affleurement il faut descendre dans le lit de la rivière depuis le village de Santopétar et continuer vers le sud sur 650 mètres environ. L'affleurement est accessible en véhicule et permet d'observer la seconde séquence sédimentaire commune aux bassins intra-montagneux, marquée par d'épaisses séries turbiditiques en alternance avec des argiles (fig. 4). Cette succession témoigne d'une grande transgression marine au Tortonien. Les séries gréso-argileuses affleurantes montrent les caractéristiques des turbidites sableuses avec des figures de base de banc (groove cast), des bancs de grès granoclassés à stratification oblique. Il faut aussi noter qu'au sommet de l'affleurement, un banc d'environ 1 m d'épaisseur est constitué d'un conglomérat polygénique, hétérométrique, sans granoclassement et à matrice argileuse, correspondant à une coulée de débris. La caractéristique la plus marquante de cet affleurement est sans aucun doute la géométrie particulière des séries sédimentaires. L'affleurement dessine un anticlinal recoupé par une série de failles normales listriques qui s'enracinent sur un niveau de décollement parallèle aux couches dans la partie SO (fig. 4). La géométrie du niveau de décollement dessine depuis le NE vers le SO un système en plat-rampe-plat (fig. 4). Le niveau de décollement est marqué par une gouge de faille argileuse variant de 2 à 20 cm d'épaisseur et présentant des figures de cisaillement de type S-C en accord avec la cinématique normale « top » vers le SSO. Au-dessus du niveau de décollement, les couches forment ainsi un anticlinal sur faille normale listrique ou rollover. Les failles normales indiquent par ailleurs une extension NNE-SSO cohérente à l'échelle du bassin à cette période. La structure en rollover de Santopétar

montre le caractère syn-tectonique de la sédimentation au Tortonien durant l'exhumation et la dénudation des dômes métamorphiques bordant les bassins. D'autre part, pour observer les dépôts de marnes et turbidites jaunes du Tortonien supérieur déposées sur les turbidites grises de Santopéтар, un panorama spectaculaire en direction de l'est peut être observé à La Parata (fig. 2) le long de la route AL-8102.



Dessin L. Jolivet

Fig. 4. – Panorama, photo de détail et dessin interprétatif de la structure en rollover (anticlinal sur faille normale listrique) de Santopéтар ( $37^{\circ}26'43.86''N$  ;  $2^{\circ} 1'52.24''O$ ). Les dépôts affectés par cette structure sont des lobes turbiditiques en alternance avec des argiles. À noter qu'un dépôt de transport en masse composé d'un conglomérat polygénique et hétérométrique à matrice argileuse coiffe le sommet des formations à l'affleurement. Les points jaunes marquent le niveau de décollement principal.



### Localité 3 : la faille normale de Purchena

Pour rejoindre l’affleurement de Purchena situé sur la bordure sud du corridor de l’Almanzora (figs. 1 et 2), il convient de suivre la Rambla de Taberno sur 2 km depuis Santopéтар, de continuer vers le sud en direction de Los Llanos puis El Cucador afin de rejoindre l’autoroute A-334 et de se diriger vers l’ouest en direction d’Olula del Río et Purchena. À l’entrée est de Purchena, il faudra descendre dans la Rambla du Río Almanzora et revenir vers l’est sur 800 mètres pour observer l’affleurement présenté sur la figure 5.



Fig. 5. – Présence d’une faille normale entre les formations basales du Tortonien et le socle Alpujarride dans la Rambla du Río Almanzora à proximité de Purchena (37°20'50.08"N ; 2°20'59.45"O).

L’affleurement montre le contact anormal entre les séries sédimentaires du Tortonien et l’unité Alpujarride sur la bordure nord de la Sierra de Los Filabres. Les séries sédimentaires à la base de l’affleurement sont composées comme à Taberno de conglomérats fluviaux et alluviaux rougeâtres d’une épaisseur de 40 m environ. On notera qu’ici, les clastes remaniés dans ces conglomérats proviennent également de l’unité Nevado-Filabride, contrairement à Taberno (localité 1). Des blocs d’olistolithes de plus d’un mètre de diamètre peuvent aussi localement se retrouver dans ces séries. La série évolue vers des grès et conglomérats grisâtres à blanchâtres contenant par endroits quelques huîtres fossiles et correspondant à l’unité vue précédemment à Santopéтар (fig. 4). Le contact avec le socle est une faille normale à fort pendage contrôlant le dépôt des séries sédimentaires et la géométrie globale du bassin de Huércal-Overa et du Corridor de l’Almanzora. En effet, contrairement à la discordance observée sur la bordure nord du bassin,

de nombreuses failles normales s'échelonnent sur la bordure sud du bassin (fig. 1). Les secteurs sud d'Olula del Río, de Zurgena et de Huércal-Overa en sont d'autres très bons exemples (fig. 2). Le bassin de Huércal-Overa, et son prolongement structural vers l'ouest forment un hémigraben bordé par des failles normales actives au Tortonien pendant l'exhumation finale des dômes métamorphiques (fig. 1).

### **Les bassins de Sorbas et Tabernas**

Les bassins de Sorbas et Tabernas, situés au sud de la Sierra de Los Filabres (fig. 1), sont des bassins intra-montagneux également orientés d'ouest en est dans lesquels les séries tortoniennes (i.e. la deuxième séquence de dépôt, très épaisse dans le bassin de Tabernas) précédemment observées et décrites ont été intensément déformées (fig. 1), et au-dessus desquelles se sont déposées en discordance les séries messiniennes marquant la troisième séquence de dépôts de ces bassins. Cette troisième séquence débute aux alentours de 8 millions d'années (proche de la transition Tortonien-Messinien) alors que commence l'inversion tectonique de l'ensemble de la région des Bétiques, et plus largement d'Alboran. Cette inversion est marquée dans le bassin de Sorbas par le dépôt en discordance d'une plateforme mixte carbonatée-clastique progradante (observable aux alentours de la commune de La Mela, fig. 2b). Le Messinien se distingue ensuite par le dépôt de carbonates récifaux frangeants sur le pourtour du bassin (fig. 2) en passage latéral à des marnes. En outre, la route menant de La Mela à Cariatiz au nord du bassin (fig. 2b) permet d'observer de manière spectaculaire la progradation des plateformes carbonatées messiniennes. Le Messinien est une période charnière en Méditerranée car il est marqué par le dépôt de gypse dans les bassins péri-méditerranéens comme dans celui de Sorbas en réponse au premier stade de la Crise de salinité messinienne.

#### **Localité 4 : le Gordo Megabed**

Pour se rendre à l'affleurement localisé dans le bassin de Tabernas, il est nécessaire de reprendre l'autoroute A-334 vers l'ouest et de prendre la sortie en direction d'Olula del Río/Macael afin d'emprunter la route A-349 en direction du sud et de Tabernas. À la jonction avec la N-340a, se diriger vers l'ouest et après avoir passé le village de Tabernas, il faut prendre la direction du parc touristique de Fort Bravo (sur la gauche après un pont routier) et descendre dans le lit de la rivière asséchée appelée Rambla de Tabernas. En se dirigeant vers le nord puis

vers l'ouest dans la Rambla de Tabernas (en laissant le Fort Bravo sur la droite pour continuer dans la rambla), il est possible d'atteindre en véhicule l'affleurement visé après 3,5 km de trajet. Durant ce trajet, on voit que les roches affleurant de part et d'autre de la vallée sont majoritairement constituées de turbidites et de marnes de fond de bassin d'âge tortonien, correspondant à la seconde séquence de dépôt sédimentaire des bassins sud-est des Bétiques (équivalent à l'affleurement de Santopétar, localité 2). Le bassin de Tabernas est en effet connu pour son épais remplissage de systèmes turbiditiques provenant des reliefs émergés de la Sierra de Los Filabres, au nord, et de la Sierra Nevada, à l'ouest. L'affleurement présenté sur la figure 6 correspond à un dépôt de transport en masse (coulée de débris ou debrisflow) qualifié du nom de Gordo Megabed.

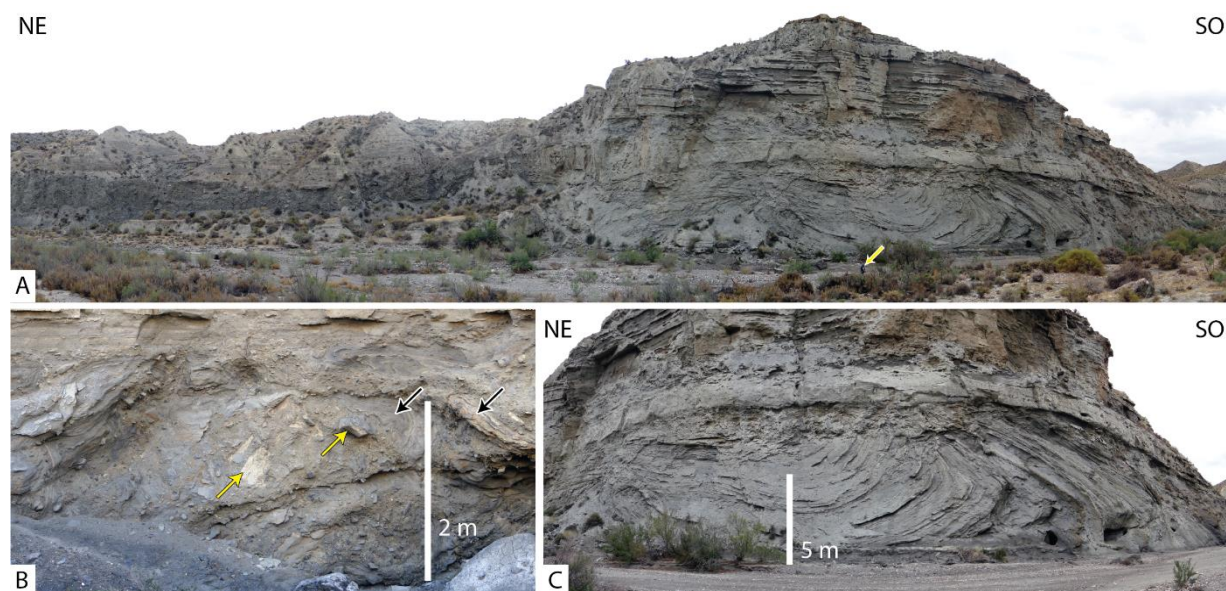


Fig. 6. – A) Panorama du Gordo *Megabed* (dépôt de transport de masse) surmonté par des dépôts turbiditiques composés de chenaux et lobes. Depuis le NE vers le SO, deux parties distinctes (une première à l'apparence bréchique et noirâtre vers le NE et une seconde faite de couches intensément plissées vers le SO) sont à l'affleurement et détaillées dans les clichés B et C (37° 1'57.84"N ; 2°25'58.59"O ; © D. Do Couto).

B) Détail d'un des faciès principaux du Gordo *Megabed* constitué d'une brèche incluant de grands clastes de turbidites pluri-métriques plissés (flèches noires) et des clastes de socle (flèches blanches) dans une matrice argileuse à silto-sableuse (37° 2'6.79"N ; 2°25'52.83"O ; © D. Do Couto).

C) Détail d'un bloc emporté par la brèche, glissé et déformé. Le pli est recoupé par plusieurs chevauchements internes au glissement. Une turbidite sableuse grise (relativement continue au milieu de l'affleurement) coiffe le toit de ce bloc transporté et scelle l'évènement gravitaire (37° 1'57.84"N ; 2°25'58.59"O ; © D. Do Couto).

Il est composé de plusieurs faciès sédimentaires dont les deux plus marquants ici sont



présentés sur la figure 6. Le premier faciès comprend une brèche noire polygénique et le second des turbidites plissées de manière ductile. La brèche contient de grands clastes de turbidites métriques à pluri-métriques plissés et des clastes de socle Nevado-Filabride englobés dans une matrice argileuse à silto-sableuse sombre (fig. 6B). Les clastes sont de taille variable et peuvent être anguleux à arrondis. Il n'existe pas de grano-classement au sein de cette brèche. L'écoulement gravitaire qui a provoqué le dépôt de ce debris-flow a aussi permis d'emporter de grands panneaux de roches plus ou moins consolidées qui se sont déformés sous l'effet du mouvement gravitaire. Un de ces blocs glissés et emportés par le debris-flow est présenté sur la figure 6C et correspond au second faciès. Les turbidites composant ce bloc sont plissées et recoupées par des chevauchements durant le glissement gravitaire. Le Gordo Megabed montre au moins deux grandes directions de glissements gravitaires illustrant son caractère polyphasé. Le banc du Gordo Megabed paraît continu à l'échelle du bassin, ce qui laisse à penser qu'un séisme a pu être à son origine. L'âge du Gordo Megabed est estimé à 7,35 Ma, durant la phase de tectonique compressive régionale. Dans le bassin de Tabernas, d'autres debris-flow ont été reconnus mais n'ont pas la même extension latérale ni la même épaisseur, le Gordo Megabed apparaît donc comme un événement singulier.

#### **Localité 5 : les Gilbert deltas du ré-ennoiement méditerranéen**

Pour rejoindre le bassin de Sorbas depuis l'affleurement du Gordo Megabed, il convient de retourner à la route principale N-340a et de se diriger vers l'est en direction de Sorbas. Avant d'arriver au village de Sorbas, il faut tourner à gauche sur l'AL-813 en direction d'Uleila del Campo vers le nord et après 5 km de trajet, il faudra suivre la direction de Moras vers l'est. Dans le centre du village de Moras, la vallée quaternaire permet d'observer un appareil sédimentaire particulier et pourtant commun dans les bassins péri-méditerranéens : un Gilbert delta du Pliocène inférieur (fig. 7).

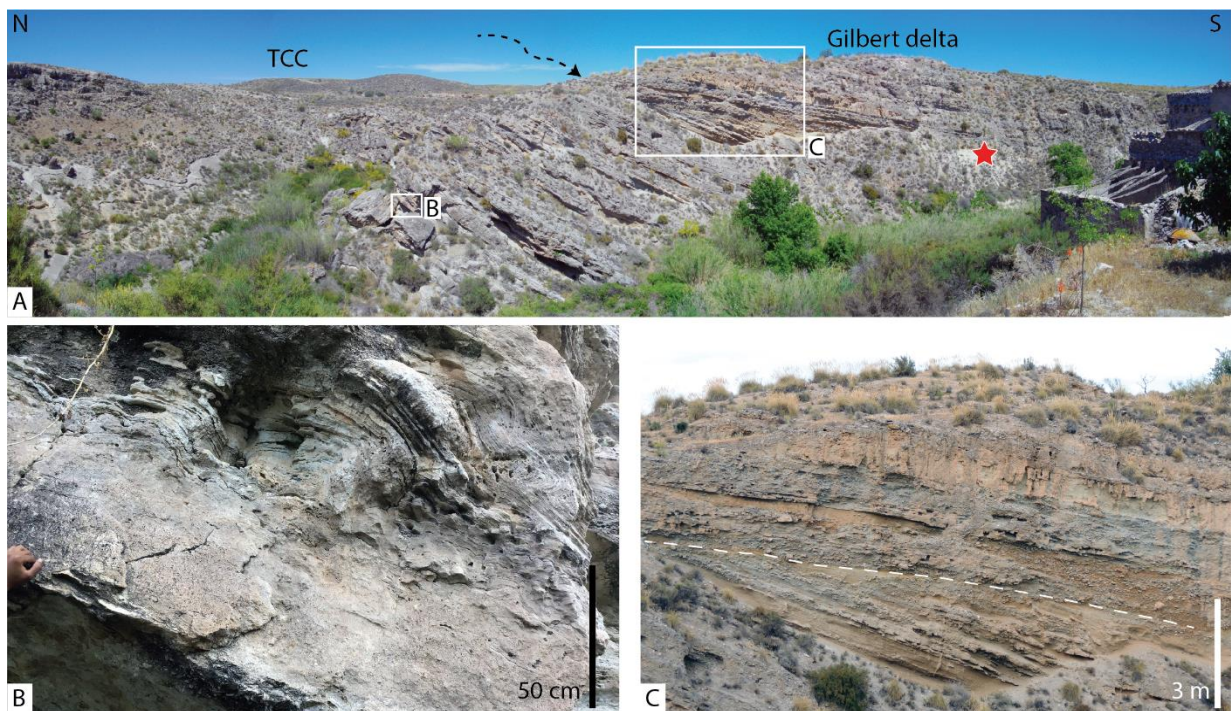


Fig. 7. – A) Panorama depuis le village de Moras sur le Gilbert delta zancléen progradant vers le sud et inscrit dans les formations carbonatées messiniennes (37° 8'25.07"N ; 2° 7'52.48"O ; © D. Do Couto). L'étoile rouge correspond aux bottomset beds datés par la biostratigraphie au Messinien terminal/Zancléen. La flèche et les pointillés noirs soulignent la Surface d'érosion messinienne

B) Détail sur les formations carbonatées messiniennes appartenant au Terminal Carbonate Complex ou TCC (voir texte pour détail) et basculées localement (© L. Jolivet).

C) Détail de la transition marin-continentale du Gilbert delta de Moras. Les dépôts les plus pentus sont les foreset beds marins et les bancs plus horizontaux sont les topset beds continentaux. Les pointillés blancs marquent la transition marin/continentale du Gilbert delta (© S. Popescu).

C'est par ce type de remplissage sédimentaire des vallées messiniennes que débute la quatrième et dernière séquence sédimentaire des bassins sud-est des Bétiques. En effet, suite à l'érosion messinienne qui a profondément érodé les marges et précédé le dépôt d'évaporites dans les bassins méditerranéens centraux (i.e. le deuxième temps de la Crise de salinité messinienne), le ré-ennoisement de la mer Méditerranée au Messinien terminal provoque le retour brutal des eaux marines et l'édification d'appareils deltaïques majestueux perdurant au Zancléen. Ces appareils sont des Gilbert deltas car constitués d'une partie sous-marine, avec des foreset beds (front deltaïque) grossiers à fort pendage passant latéralement à des bottomset beds (pro-delta)

marno-argileux, surmontée par une partie subaérienne, les topset beds (plaine deltaïque) faits de conglomérats fluviatiles. Ces Gilbert deltas ont été reconnus et décrits récemment dans le bassin de Sorbas comme tout au long de la marge sud-ibérique. La figure 7 montre le Gilbert delta de Moras qui s'est développé en discordance au-dessus des carbonates messiniens. La Surface d'érosion messinienne (flèche en pointillés noirs sur la figure 7A) est ici peu marquée sur les séries carbonatées sous-jacentes. La prochaine localité permettra de bien apprécier le caractère érosif de cette surface. La moitié nord du panorama de Moras présente des séries sédimentaires mixtes carbonatées et clastiques qui ont été basculées et déformées (comme le montre la figure 7B) avant le dépôt du Gilbert delta. Les carbonates sont faits de stromatolites et de tapis microbiens. Ces formations carbonatées appartiennent au Terminal Carbonate Complex (ou TCC) discordant sur les récifs messiniens et en passage latéral probable avec le gypse du centre du bassin. Les bancs marno-argileux clairs (bottomset beds) présents à Moras (étoile rouge sur la figure 7A) ont fait l'objet d'une analyse biostratigraphique qui a démontré l'âge messinien terminal à zancéen de cet appareil. Il faut aussi noter que des appareils similaires ont été observés et décrits à Cariatiz (en contrebas des plateformes récifales) et à Góchar, au sud-ouest de Moras (fig. 2b).

### **Localité 6 : la zone du Barranco del Infierno**

Pour se rendre au dernier affleurement proposé dans cette excursion dans le Barranco del Infierno (ou « gorge de l'enfer »), il faut rejoindre la route AL-813 au nord-est de Moras, puis suivre la direction de Sorbas vers le sud. Avant d'entrer dans le village de Sorbas, un panneau indiquant la direction de La Cumbre sur la droite sert de repère pour se rendre au point désiré. Après environ 1,5 km de parcours, prendre un chemin caillouteux sur la gauche en direction de l'antenne téléphonique visible depuis la route. Le chemin se termine à une ferme abandonnée, appelée Cortijo Los Torcales, qu'il faut longer sur son flanc ouest à pied pour descendre dans le Barranco del Infierno. Une fois dans le lit asséché du ruisseau, il est facile d'observer le panorama présenté dans la figure 8A.



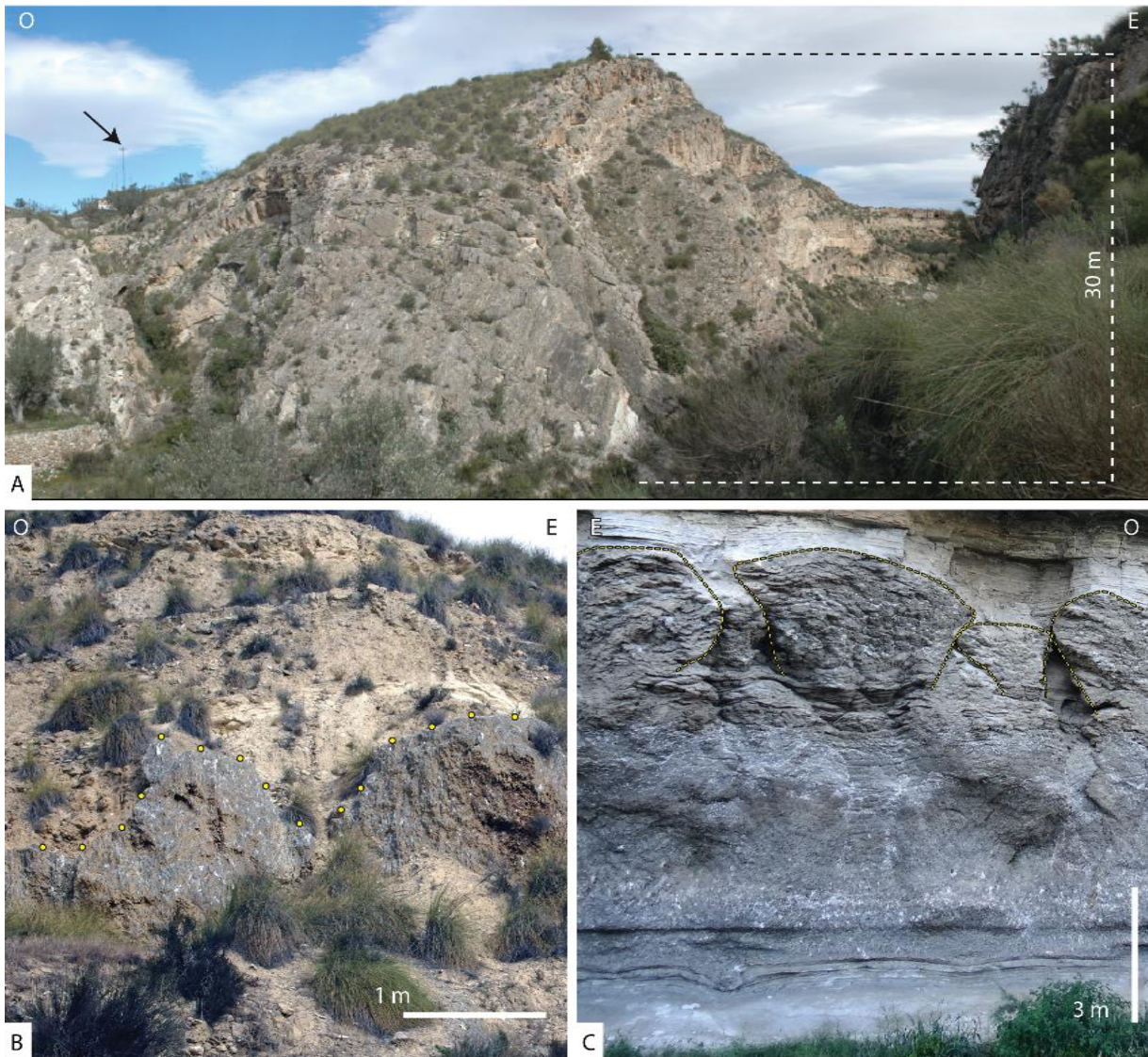


Fig. 8. – A) Plis en dôme du Calcaire de Sorbas à la jonction du Barranco del Infierno et du Barranco del Boticario. La flèche noire indique l’antenne téléphonique signalée dans le texte ( $37^{\circ} 4'56.00''\text{N}$  ;  $2^{\circ} 7'21.39''\text{O}$  ; © L. Jolivet).

B) Banc de gypse érodé dans le Val del Infierno par l’érosion messinienne (marquée par les points jaunes) au-dessus duquel se sont déposées les séries carbonatées de Sorbas au Zancleón ( $37^{\circ} 4'58.12''\text{N}$  ;  $2^{\circ} 7'7.95''\text{O}$  ; © L. Jolivet).

C) Banc de gypse pluri-métrique évoluant en supercônes (surlignés par les pointillés jaunes) dans le Río Aguas à proximité de la ville de Sorbas. Les mâcles de gypse en fer de lance brillent sur le cliché ( $37^{\circ} 5'25.37''\text{N}$  ;  $2^{\circ} 6'49.84''\text{O}$  ; © D. Do Couto).

Les formations ici présentes sont faites de carbonates peu profonds dans lesquels peuvent être observés des stromatolites, d’épais bancs bioturbés ou encore des rides en arête de poisson typiques du domaine tidal. Il s’agit de la Formation du Calcaire de Sorbas, déposée au Zancleón

également sur la bordure ouest du bassin. Ces dépôts sont en passage latéral du Gilbert delta vu précédemment mais sont ici très déformés. Une phase de plissement a engendré deux grandes directions d'axe de plis perpendiculaires d'orientation NE-SO et NO-SE qui contrôlent la géométrie de ces plis en dômes. L'érosion quaternaire permet de tourner autour de ces plis pour en apprécier la géométrie parfois spectaculaire. En suivant le lit tortueux de la rivière asséchée vers l'est sur environ 500 mètres, des bancs de gypse messinien apparaissent érodés en leur sommet (fig. 8B). Cette érosion correspond à la Surface d'érosion messinienne, synchrone de l'assèchement de la Méditerranée et précédant le ré-ennoiement de celle-ci marqué aussi par le Calcaire de Sorbas. En continuant toujours vers l'est sur quelques centaines de mètres, le Calcaire de Sorbas se biseaute au-dessus du gypse messinien pour ne laisser apparaître que ce dernier le long des gorges. Il est d'ailleurs possible d'y voir des « supercônes » de gypse, identiques à ceux facilement observables dans la vallée du Río Aguas au sud de la commune de Sorbas (fig. 8C).

**D. Do Couto, L. Jolivet, J.-P. Suc, R. Augier, C. Gumiaux, S.-M. Popescu, C. Gorini**