

Géomorphologie terrestre et sous-marine en réponse à l'évènement messinien sur la marge provençale (SE France)

Tassy⁽¹⁾, Fournier⁽¹⁾, Arfib⁽¹⁾, Borgomano⁽¹⁾, Gilli⁽²⁾, Munch⁽¹⁾, Thinon⁽³⁾, Rabineau⁽⁴⁾

⁽¹⁾Aix–Marseille Univ, CEREGE Centre Saint-Charles,
3, Place Victor Hugo (Case 67), 13331 Marseille cedex 3, France
auretassy@gmail.com; Francois.Fournier@univ-provence.fr; Jean.Borgomano@univ-provence.fr ; Bruno.Arfib@univ-provence.fr ; Philippe.Munch@univ-provence.fr;

⁽²⁾UMR 6012 "ESPACE" Université de Nice Sophia-Antipolis, 98 boulevard Édouard Herriot, BP
209, 06204 NICE cedex, France e.gilli@wanadoo.fr

⁽³⁾BRGM, GEO-GBS, 3 avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45 060 Orléans Cedex 02, France
thinon@brgm.fr

⁽⁴⁾Université de Brest, CNRS, IUEM, Domaines Océaniques—UMR 6538, Place N. Copernic, F-29280
Plouzané, France marina.rabineau@univ-brest.fr

I. INTRODUCTION

I. 1 Contexte géodynamique

La crise de salinité qui a affecté la Méditerranée au Messinien est considérée comme l'un des évènements environnementaux les plus spectaculaires depuis le Néogène. L'apport réduit d'eau venant de l'Atlantique à travers les détroits bétique et rifain (Benson et al., 1991; Krijgsman *et al.*, 1999; Jolivet *et al.*, 2008) combiné à un fort taux d'évaporation provoquent à 5,96 Ma une diminution du plan d'eau méditerranéen de plus de 1500 m (Hsü *et al.*, 1973; Clauzon, 1973) entraînant l'incision du réseau de drainage à terre (Clauzon, 1982), l'exposition subaérienne des marges continentales (Ryan, 1976), et un épais dépôt d'évaporites dans les bassins (Hsü *et al.*, 1973, Clauzon, 1973; Cita and Ryan, 1978). A 5,32 Ma, la transgression Zancléenne marque la fin de la crise de salinité et le début de la sédimentation pliocène sur la marge érodée. De nombreuses questions intéressent la communauté scientifique, parmi elles l'extension de la surface d'érosion messinienne (SEM) interprétée comme le produit de l'érosion subaérienne (Clauzon, 1973, Clauzon, 1982 ; Gorini *et al.*, 1993 ; Guennoc *et al.*, 2000; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003, 2005 ; Gorini *et al.*, 2005, Lofi and Berné 2008, Bache *et al.*, 2009), et la structuration des réseaux karstiques profonds reliés aux variations du niveau de base (Audra *et al.*, 2004, Mocochain *et al.*, 2006).

I. 2 Contexte géomorphologique

Sans contrôle structural, l'étagement de niveaux de grottes dans le karst est perçu dans la littérature comme une conséquence de l'évolution du niveau de base. Cette évolution du niveau de base est elle-même soumise à un contrôle eustatique et/ou tectonique. Classiquement, les auteurs interprétaient l'étagement de ces niveaux de grotte comme une conséquence de l'enfoncement des vallées. Ainsi, à chaque stage d'incision d'une vallée, un niveau de grotte se trouvait perché et abandonné alors que se formaient de nouveaux réseaux au contact du niveau de base. Cependant, dans le cas des systèmes karstiques influencés par les remontées du niveau de base au Pliocène, l'étagement des grottes se fait du bas vers le haut (Mocochain et al., 2006). Au cours de remontées du niveau de base, une partie de l'aquifère est ennoyée et d'anciens drains profonds sont réintégrés dans la zone phréatique et réactivés, influençant l'hydrologie du système. Audra et al (2004) ont montré que 75% des systèmes phréatiques profonds en France étaient localisés près des canyons messiniens ou de leurs tributaires et donc liés à l'évènement messino-pliocène.

I. 3 Objectifs

L'objectif de la présente étude est de caractériser la géométrie de la SEM en mer et ses relations avec les réseaux de drainage à terre dans la région de Cassis à partir des données de géologie de terrain et de géophysique marine acquises entre 2007 et 2011.

II. CARACTERISTIQUES GEOMORPHOLOGIQUES DU KARST COTIER ET DU PLATEAU CONTINENTAL

La zone d'étude se situe sur la zone côtière de la Provence calcaire, à terre et en mer. A terre les formations géologiques appartiennent à la partie ouest de l'unité tectono-stratigraphique du Beausset (Floquet & Henuy, 2003). L'unité du Beausset est un synclinal de 650km² composé de terrains sédimentaires du Jurassique inférieur au Crétacé supérieur. Le réseau hydrologique est essentiellement drainé par le karst, seuls quelques cours d'eau mineurs, l'Huveaune, dont la source est karstique, le Gapeau, le Grand Vallat ou la Reppe traversent ou bordent la zone étudiée. Dans la partie ouest de cette unité, les sources de Port-Miou et de Bestouan à Cassis drainent un réseau karstique noyé pluri-kilométrique développé dans le calcaire urgonien fracturé et karstifié des côtes méditerranéennes françaises (Cavalera et al. 2006). Ces sources côtières sont soumises à une intrusion d'eau salée. Le réseau karstique de Port-Miou s'étend horizontalement sur environ 2000 m avec un diamètre moyen de 20 m et se termine par un conduit vertical exploré en spéléo-plongée jusqu'à -179m (plongée Xavier Méniscus) sous le niveau marin.

Au large des côtes, le plateau continental est relativement horizontal jusqu'à la pente profondément incisée par des canyons sous-marins, en particulier celui de Cassidaigne, le plus profond du Golfe du Lion qui incise le substrat rocheux sur plus de 1000 m au droit des sources karstiques de Cassis. Des côtes de la Nerthe au Cap Sicié, le plateau continental peut être divisé en trois grands domaines structuraux (Fig. 1) : A l'ouest, la dépression au sud du massif de la Nerthe est le prolongement en mer du bassin oligocène de Marseille. Les calcaires urgoniens des îles du Frioul et le massif côtier de Notre-Dame de la Garde le séparent en deux. Au sud des Calanques, la zone de Planier est limitée au NW par les îles de Riou et Maire, au sud par le canyon de Planier et la pente continentale, et à l'Est par le canyon de Cassidaigne. Le domaine est s'étend du canyon de Cassidaigne au cap Sicié. Il correspond à l'extension en mer des chevauchements de Bandol et de Sicié (Ducrot, 1967; Froget, 1974).

III. DONNEES ET METHODE DE TRAVAIL

La base de données utilisée dans cette étude inclut des campagnes de sismique réflexion, des échantillons rocheux du fond marin et les affleurements côtiers (Fig. 1). Les données de sismique ont été acquises au cours de plusieurs campagnes sur le N/O TETHYS II : MARSOLIG (2008), MAST5913 (2007-2009), CASSEIS I (2009) et CASSEIS II (2011). L'acquisition couvre une bande de 25 km de large parallèle à la côte, de la Nerthe au Cap Sicié. Cette base de donnée est complétée par des lignes de sismique industrielle acquises par TOTAL (campagnes GL80 et RM84) et académiques par l'IFREMER (campagne MARION).

L'interprétation des profils sismiques a été réalisée avec le logiciel Kingdom Suite selon les principes de sismostratigraphie. La conversion temps profondeur a été réalisée selon la loi de vitesse donnée par Lofi et al. (2003) pour la couverture Plio-quadernaire du Golfe du Lion et validée par forages. Cette loi de vitesse permet de restaurer en profondeur la surface d'érosion messinienne (SEM) à partir des données de sismique. Nous portons ici notre attention sur la SEM, identifiée dans les zones marines voisines et aux unités sismostratigraphiques associées affectées par l'érosion ou remplissant la topographie au dessus. Une attention spéciale est accordée aux relations entre la SEM, les canyons sous-marins, et le réseau de drainage à terre, en particulier le réseau karstique.

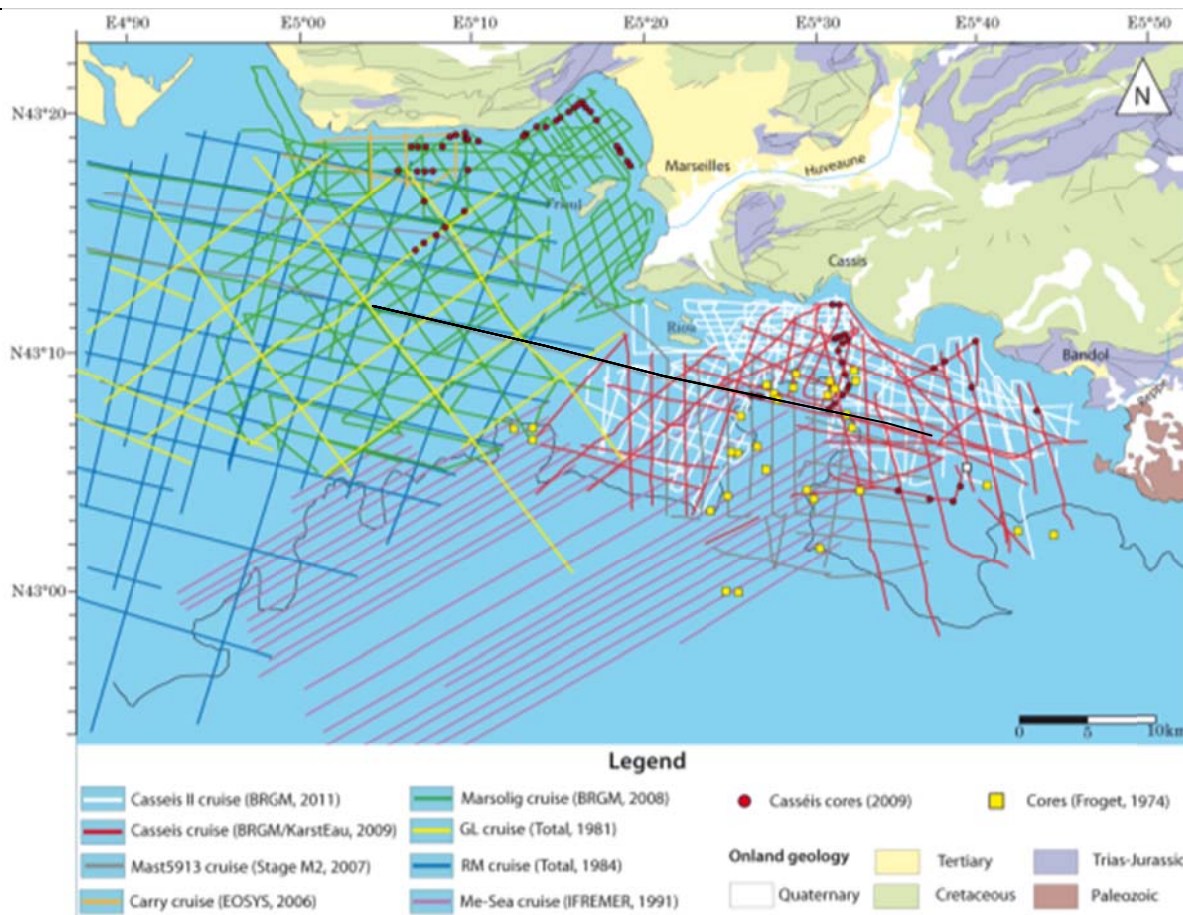


Figure 6: Carte géologique simplifiée à Terre et plan de position des lignes de sismique et de carottages offshore. En noir, localisation de la ligne sismique de la figure 2.

IV. RESULTATS: RESTITUTION DE LA SURFACE D'ÉROSION MESSINIENNE (SEM)

La restauration en profondeur de la SEM sur la bordure Est du Golfe du Lion, basée sur l'interprétation sismique et la conversion en profondeur de toute la base de données montre un large spectre de morphologies de la marge Provençale (Fig. 2 et 3). Dans le domaine le moins profond (-50 à -200m) près des côtes, la morphologie de la SEM correspond à une surface plane présentant un léger pendage (0.8 à 1.2%) vers le large. Cette surface recoupe les formations géologiques sous-jacentes (Fig. 2) et s'étend sur plus de 750 km² de la Nerthe au Cap Sicié. Dans cette zone, la SEM est entre 50 et 250 m de profondeur, indiquant que la topographie messinienne n'est pas affectée par les processus typiques d'érosion fluviale qui atteignent 1000 m dans le réseau de drainage du golfe du Lion (Forage d'exploration Mistral ; Lofi et al., 2003).

Au Sud de Cassis, cette surface plane est profondément incisée par un canyon messinien E-W qui montre une morphologie différente que l'actuel canyon de Cassidaigne. Ce dernier incise la marge de 200 à 1400 m de profondeur et se développe sur environ 20 km de long du bord du plateau continental situé à 8 km de la côte jusqu'au bassin. Il est orienté NNE-SSW dans sa partie amont, et NW-SE dans la partie aval. Les bords abrupts sont asymétriques et contrôlés par la lithologie de l'encaissant rocheux (Fig. 2 et 3). La morphologie du canyon peut être séparée en trois parties. La tête du canyon de Cassidaigne résulte de l'intersection de quatre vallées érosives majeures qui montrent des directions singulières. Le domaine intermédiaire est caractérisé par une plus forte incision, jusqu'à 1200m. Ensuite, le canyon atteint 1500 m de profondeur et se pinçe contre un haut bathymétrique orienté E-W avant de s'ouvrir vers le bassin distant de 7 km en direction du SE. L'originalité de la morphologie messinienne du plateau continental est la présence d'un canyon transverse, le canyon de Bandol, actuellement comblé par du remplissage sédimentaire, et connecté à Cassidaigne sur sa bordure Nord-Est. Ce canyon incise le plateau continental sur 20 km de long et une profondeur variant de 150 à 700 m, ce qui correspond à une pente de 2,75% en direction du canyon

de Cassidaigne. Une incision supplémentaire de moindre taille et de direction E-W est située entre la ligne de côte et la bordure Nord du canyon de Bandol. Un paléo-haut bathymétrique sépare ces deux incisions. L'interprétation sismique (Tassy et al., *in prep*) suggère que la vallée principale est localisée à la limite entre les phyllades du Cap Sicié et les roches sédimentaires des écailles de Bandol, et que cette vallée est interprétée : (1) comme un ancien graben oligocène, formé durant le rifting de l'océan liguro-provençal, et ré-incisé à posteriori par les cours d'eau messiniens, (2) comme un canyon messinien à part entière. La morphologie de la SEM est ainsi contrôlée par la nature des roches sub-affleurant: Dans le cas n°1, les roches sédimentaires postérieures au rifting, dominées par des carbonates modérément consolidés et du matériel détritique sont préférentiellement affectées par les processus d'érosion, alors que le matériel dur, comme le calcaire urgonien ou jurassique sera préservé sur des horsts marginaux, tandis que dans le cas n°2, le canyon messinien se développe le long d'un contact lithologique et structural entre les écailles de Bandol au nord et les phyllades au sud.

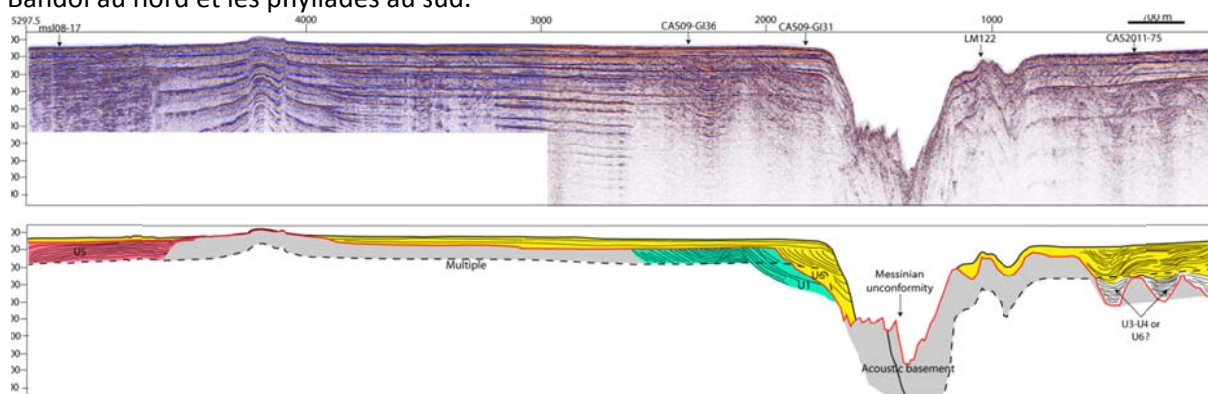


Figure 7: Profil sismique ouest-est et interprétation géologique du plateau continental provençal mettant en évidence la bathymétrie actuelle (en noir), la surface d'érosion messinienne (en rouge), le remplissage sédimentaire plio-quadernaire (en jaune), les marnes apto-albiennes (en vert), le miocène transgressif (en rose) et le socle acoustique (en gris). Le canyon de Cassidaigne est bien visible en bathymétrie tandis que le canyon de Bandol est comblé de sédiments.

V. DISCUSSION-CONCLUSION

La carte de la bathymétrie actuelle et la carte de la surface messinienne mettent en évidence plusieurs aspects morphologiques particuliers :

✓ La surface plane qui tronque les formations géologiques sous-jacentes correspond à une surface d'abrasion marine (« wave-cut platform ») comparable aux surfaces miocènes qui se trouvent à la Nerthe (Oudet, 2008), ou pour citer un exemple dans l'actuel, la surface plane au pied des falaises d'Étretat, formée par l'action des vagues et des micro-perforants sur les roches carbonatées. La surface d'abrasion du plateau continental provençal recoupe les formations miocènes les plus récentes, et se situe soit à la base (à l'ouest de Cassidaigne) soit au sommet (canyon de Bandol) de la formation Plio-Quaternaire (Fig. 2). Ces informations nous portent à interpréter cette surface comme témoignant de la dernière transgression marine au Quaternaire.

✓ L'absence d'incision messinienne au large de l'Huveaune, ni même de delta, mais la présence du canyon de Planier une quinzaine de km au large qui incise la bordure du plateau continental à la même côte bathymétrique (-200m) que le canyon de Cassidaigne. Le canyon de Cassidaigne n'est connecté à aucun système fluvial sur le continent, mais il est localisé au droit des sources karstiques de Port-Miou et Bestouan, tandis qu'une vallée E-W comblée de sédiments (canyon de Bandol) se raccorde à son flanc NE. Une hypothèse envisagée précédemment (Gilli, 2001 ; Audra et al, 2004) serait que la formation du canyon de Cassidaigne se soit initiée pendant la crise de salinité messinienne, par l'action érosive d'un cours d'eau alimenté par le réseau karstique de Port Miou. La tête du canyon actuel, ou un de ses lobes correspondrait alors à une reculée karstique, c'est-à-dire un cirque d'où sort une émergence. Lors de la remise en eau du bassin, le système serait bloqué par le haut niveau marin, provoquant l'activation de l'émergence actuelle

de Port Miou (Cavalera et al, 2006). Nous pourrions envisager ce même modèle pour le dispositif Huveaune-canyon de Planier ou Huveaune-canyon de Cassidaigne, avec un soutirage de l'Huveaune dans le karst au Messinien et une résurgence au canyon de Planier ou de Cassidaigne, en fonction du circuit de drainage karstique utilisé. Pour que cette hypothèse soit valable, il faudrait qu'un réseau karstique se soit développé en continu depuis la côte actuelle jusqu'à la tête des canyons. La cartographie géologique détaillée du plateau continental entre le littoral des Calanques et le canyon de Cassidaigne (Tassy et al., 2010 ; Tassy et al., *in prép.*) met en évidence la continuité en mer des grands systèmes de failles des calanques de Marseille (Failles de Luminy, de Sugiton, accident de Riou) de direction NW-SE qui structurent en horsts et grabens le plateau continental, avec des rejets de plusieurs centaines de mètres. Ces formations géologiques présentent des faciès calcaires ou dolomitiques poreux ou karstifiés, juxtaposés à des faciès plus argileux (Berriasien supérieur du Massif de Pujet), ou aux marnes apto-albiennes, comparables aux formations affleurant dans le massif des Calanques. Les conséquences de la présence de cette unité stratigraphique nouvellement avérée sont : 1) la juxtaposition marnes-carbonates mettant en contact des formations perméables à des écrans argileux peut occasionner une barrière hydraulique entre les sources de Cassis et Cassidaigne 2) L'instabilité aérienne ou sous marine des terrains est favorisée par la présence de ces marnes et coïncide avec le versant ouest du canyon actuel, 3) la complexité de l'architecture stratigraphique et structurale de ce secteur, associée à la variabilité probable sur les propriétés réelles hydrauliques des marnes apto-albiennes n'aurait aucun effet de barrière à la circulation hydraulique entre Port-Miou et le canyon. Cependant, la tête du canyon de Cassidaigne est incisée au contact des marnes aptiennes et du chevauchement de Bandol. Les marnes y ont une épaisseur réduite et l'Urgonien affleure à l'extrémité nord de la bordure du canyon, au contact des marnes. S'il devait y avoir une résurgence karstique, elle se trouverait certainement dans un dispositif semblable.

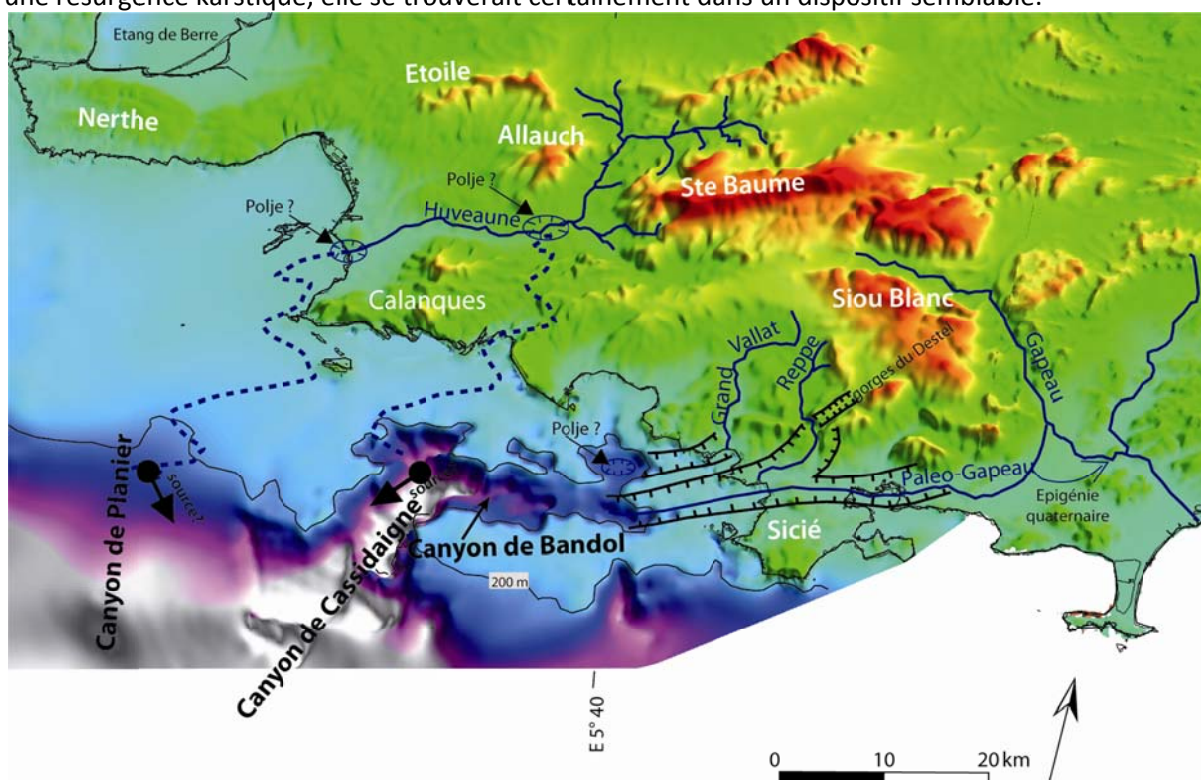


Figure 3 –MNT terre-mer de la surface d'érosion messinienne sur la marge provençale, obtenu d'après les données de l'IGN à Terre, et nos données de sismique réflexion en mer. Les cours d'eau actuels et messiniens sont représentés en traits pleins. Les hypothèses de circulations karstiques messiniennes sont représentées en pointillés.

✓ L'amont du canyon de Cassidaigne montre une forte composante E-W au Messinien. Ces incisions semblent se raccorder à Terre à deux petits cours d'eau côtiers actuels, le Grand Vallat qui draine la vallée du Castellet à Bandol, et la Reppe à Sanary qui incise l'urgonien des gorges d'Ollioules et prend sa source peu en amont, à Ste Anne d'Evenos. Ces cours d'eau dont la taille et le débit sont relativement modestes ne

suffisent pas à eux seuls pour expliquer l'origine de la profonde incision de Cassidaigne mais sont vraisemblablement en lien avec sa branche E-W. L'hypothèse que nous avançons est que l'incision du canyon de Bandol est contrôlée en majeure partie par le paléo-Gapeau messinien (Fig. 3). En effet, le Gapeau est un fleuve côtier qui draine les massifs de la Ste Baume et de Siou Blanc, en périphérie nord et est de l'unité du Beausset. Actuellement il rejoint la mer une vingtaine de kilomètres à l'est de notre zone d'étude, dans la commune d'Hyères. Cependant des auteurs (Journot, 1948 ; Blanc *in Notice de la carte géologique de Toulon au 1/50000*) ont montré que son cours aval a été capturé vers Hyères au Würm récent, et qu'il s'écoulait auparavant par la plaine de la Garde, où il a construit son cône de déjection. Le Paléo-Gapeau messinien devient alors un candidat sérieux, qui associé aux cours de la Reppe et du Grand Vallat suffisent à expliquer l'incision du canyon de Bandol. La surface plane du cap Sicié servait alors de zone de « bypass » pour le cours d'eau, un fond de canyon dont les flancs sont érodés, aplanis par la transgression marine pliocène. Au sud du canyon de Bandol, le plateau continental formait au messinien un bassin versant exondé formé des phyllades du cap Sicié sur environ 200km² qui devaient alimenter le canyon par un réseau d'affluents nord-sud.

Références bibliographiques :

- Audra P., Mocochain L., Camus H., Gilli E., Clauzon G., Bigot J.Y., 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, 17, 6, p.27-38.
- Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., Suc, J.P., 2009. The Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 139–157
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian– Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6 (1), 164–192.
- Cavalera T., Arfib B., & Gilli E., 2006. Ressource karstique côtière en méditerranée : les sources sous-marines de Port Miou et du Bestouan (Marseille - France). 8e coll. hydrogeol. en pays calcaire. Neuchâtel, 21-25 septembre 2006
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F. (Eds.), 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, vol. 27. 366 pp.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. geol. Fr.* 24, 597–610.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1251–1256.
- Ducrot J. 1967 Premières données sur la structure profonde du Banc des Blauquières (région de la Ciotat, Bouches-du-Rhône). *C.R. Soc. Geol. Fr.*, 1967, 3, 80.
- Floquet, M. & Henny, J. (2003). Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. In: Advances in natural and technological hazards research, submarine mass movements and their consequences. J. Locat & J. Mienert (eds.), Kluwer Academic Publishers Bookseries, vol. 19, p.417-424.
- Froget C., 1974. Essai sur la géologie du Précontinent de la Provence Occidentale, Thèse de doctorat, Univ. Aix-Marseille. 219p.
- Gilli E., (2001) Compilation d'anciennes mesures de débit à Port Miou. Apport à l'hydrogéologie de la Basse Provence. Proc. of: 7ème colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré. Besançon, 20-22 septembre 2001. Sciences et techniques de l'environnement, mém. H.S. 2: pp 157-160.
- Gorini, C., Le Marrec, A., Mauffret, A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. géol. Fr.* 164, 353–363.
- Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, T., Guennoc, P., Le Strat, P., Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Mar. Pet. Geol.* 22, 695–712.
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A. (2000). - Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France* 3: 67-97.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, vol.13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1203–1231.

-
- Jolivet, L., et al., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Géol. France* 179 (6), 525–550.
- Journot C., 1948. Le couloirs périphérique des Maures – Etude morphologique. *Annales de Géographie*, 1948, vol.57, n306, pp109-118.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Ral., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652-655.
- Lofi, J., 2002. La Crise de Salinité Messinienne : Incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion, *These de Troisième Cycle*, University of Lille I, 285pp.
- Lofi J., M. Rabineau, C. Gorini, S. Berné, G. Clauzon, P. De Clarens, G.S. Moutain, W.B.F. Ryan, M.S. Steckler and C. Fouchet, 2003. Plio-Quaternary prograding clinofold wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis, *Marine Geology* 198 (3–4) (2003), pp. 289–317.
- Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F., Steckler, M., 2005. Paleoenvironmental changes and erosional processes on the western Gulf of Lions during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 217 (1–2), 1–30.
- Lofi, J., Berné, S., 2008. Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 25 (8), 804e817.
- Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y., Brunet P. (2006)- Geodynamic evolution of the peri mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and the Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188-189, 219-233.
- Oudet J. (2008) "Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal: Apports de la modélisation géologique 3D et de la chronostratigraphie intégrée" Thèse univ Provence
- Tassy A., Fournier F., Borgomano J., Arfib B., Fournillon A. (2010) Seismic Imaging of the Provence Continental Plate : Outcrop-to-Marine Geophysics, *I-DUST 2010*, Apt-Rustrel (Provence).
- Tassy, Fournier, Munch, Borgomano, Thinon, Arfib, Begot, Beslier, Cornée, Fournillon, Gilli, Gorini, Guennoc, Léonide, Oudet, Paquet, Rabineau, Sage, Toullec. Evolution of Messinian submarine canyons: seismic geomorphology and stratigraphy of the Provence shelf (SE France). *En préparation*.