

# Mise en évidence du jeu pliocène et quaternaire du front de l'Arc de Nice par la micropaléontologie sur forages profonds et affleurements de surface

## Synthèse géodynamique cénozoïque de la structure arquée

*A demonstration of the Pliocene and Quaternary interplay at the front of the Nice arc based on micropaleontological evidence from deep boreholes and surface outcrops.  
Cenozoic geodynamic synthesis of the arc structure.*

Jean-Pierre IVALDI<sup>1</sup>  
Michel DUBAR<sup>2</sup>  
Alexandre EMILY<sup>3</sup>  
Guillaume TENNEVIN<sup>3</sup>  
Marie-Denise COURME-RAULT<sup>4</sup>

Géologie de la France, n° 1, 2021, p. 1-23, 7 fig., 2 ann.

Mots-Clés : Alpes sud-occidentales, Arc de Nice, Forage d'eau, Pliocène, Quaternaire, Prisme deltaïque, Géodynamique.

Keywords : Western Alps, Nice Arc's structure, Borehole, Pliocene, Quaternary, Deltaic prism, Geodynamics.

### Résumé

L'Arc de Nice, dont les caractères lithostratigraphiques et structuraux ont été définis il y a plus d'un demi-siècle par Bernard Gèze, a pour particularités d'être la plus petite structure arquée du domaine alpin externe et de venir à son front au contact d'une bordure de bassin transgressif miocène, d'un appareil volcanique explosif oligocène et miocène à l'est et d'un prisme deltaïque pliocène à l'ouest. Ce contexte particulier est peu fréquent si ce n'est unique dans les extérieures des Alpes occidentales. La richesse et l'enchaînement d'événements sédimentaires, magmatiques et tectoniques rendent possible l'établissement d'un calendrier de mise en place des structures chevauchantes et décrochantes de l'arc.

Dans le cadre d'un projet de suivi piézométrique de la nappe de l'aquifère jurassique profond à valeur stratégique des bassins du Paillon, fleuve côtier drainant le cœur de l'arc, trois forages ont atteint, en base d'écaillles constituées de formations triasiques, jurassiques et crétacées, des marnes gypseuses et sableuses à microfaune pliocène. Dans deux forages les associations faunistiques datent plus précisément le Zancléen. En surface, côté Ouest, non loin des forages, un affleurement de calcaires argileux et de marnes discordants sur le dos de l'une des écailles a pu être daté du Gélasien par une abondante microfaune. Côté est, des marnes mêlées à des conglomérats à petits galets aplatis, à faciès de plage, discordants sur des carbonates jurassiques découpés par l'un des principaux décrochements frontaux de l'arc, ont fourni des microfaunes également zancléennes.

Ces éléments de datation nouveaux, de profondeur et de surface, prouvent de façon indubitable l'importance de la tectogenèse pliocène et post-gélasienne donc quaternaire dans la constitution de l'arc : une tectogenèse développée sous le niveau marin gélasien au contact du prisme deltaïque du Var pour ce qui est des décrochevauchements médiocroniaux et par voie de conséquence frontaux de la branche

occidentale de l'arc. L'évolution structurale de la branche orientale de l'arc diffère fortement de celle de la branche occidentale par la présence de l'appareil magmatique calco-alcalin de Cap d'Ail-Monaco, actif au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur.

Une synthèse des connaissances en matière de déformations ductiles et fragiles, de datations par microfaune, nannoplanton et isotopes, permet de suivre, de l'Eocène supérieur au Quaternaire, la déformation progressive de cet élément de croûte continentale épaisse par les effets de la tectonique, actuellement au contact du bassin liguro-provençal à croûte réputée amincie.

L'accent est mis sur l'exhaussement différentiel subi par la partie médio-frontale de l'Arc de Nice pendant le Pliocène et le Quaternaire : supérieur à 500 m côté ouest, de l'ordre de 10 à 120 m en profondeur et de 270 à 360 m en surface côté est.

Des éléments de réflexion sont avancés quant à la nature des socles du panneau de couverture décollée portant l'arc, découpé en deux par l'accident « Ròca Serra - Ongrand » dont l'importance est soumise à discussion.

### Abstract

*The Nice curved mountain belt and its lithostratigraphy were described by Bernard Gèze over half a century ago. It is notable in that it is the smallest structural arc in the external alpine domain, and in that it terminates at the contact between the edge of a Miocene transgressive basin boundary and an Oligocene and Miocene explosive volcanic*

<sup>1</sup> Dr. Jean-Pierre IVALDI L'Oranger 55 bis Boulevard Stalingrad 06300 Nice ; [jeanpierre.ivaldi@sfr.fr](mailto:jeanpierre.ivaldi@sfr.fr)

<sup>2</sup> CNRS-CEPAM UMR 7264 Université Côte d'Azur Pôle universitaire Saint-Jean-d'Angély 24 Avenue des Diables Bleus 06300 Nice ; [dubar@cepam.cnrs.fr](mailto:dubar@cepam.cnrs.fr)

<sup>3</sup> Bureau d'Etudes H2EA, 29, Avenue Auguste Vérola - 06200 Nice ; <http://www.h2ea.fr>

<sup>4</sup> 8, Cami dou Mouli, 65500 Saint-Lézer ; [mdcourme@ymail.com](mailto:mdcourme@ymail.com)

*complex to the east, and at a Pliocene deltaic prism to the west. This unusual geologic setting is rare if not unique in the external alpine domain of the western Alps. The profusion and sequence of sedimentary, magmatic, and tectonic events has enabled the determination of a development timeline for the arc's overthrusting and strike-slip structures.*

*As part of a piezometric water table monitoring study of the deep Jurassic aquifer, which is of strategic value for the Paillon basins set into the heart of the arc, three boreholes encountered gypsumiferous and sandy marls with Pliocene (specifically Zanclean) microfauna, at the base of imbricated Triassic, Jurassic, and Cretaceous formations. At the surface, to the west, not far from the boreholes, an outcrop of clayey limestone and marl discordantly overlying one of the imbrications was dated by an abundance of Gelasian microfauna. To the east, marl mixed with conglomerates made up of small flattened pebbles, with a beach facies, discordantly overlying Jurassic carbonates cut by ones of the principal frontal strike-slip faults in the arc, yielded Lower Pliocene microfauna*

*This new dating information, both at depth and at the surface, indubitably demonstrates the importance of Pliocene and post-Gelasian deformation in the arc's formation : tectogenesis that developed below Gelasian sea level at the contact with the Var deltaic prism for the medio-frontal, and therefore also for the frontal, strike-slip/overthrusts of the arc's western branch. The eastern branch of the arc is significantly different from the western branch, due to the disruption of its structural evolution by the Cap d'Ail-Monaco calc-alkaline magmatic complex, which was active during the upper Oligocene and lower Miocene.*

*Based on a synthesis of the existing knowledge of ductile and brittle deformation, and of microfauna, nanoplankton, and isotopic dating, the progressive deformation of this section of continental crust can be traced from the upper Eocene through the Quaternary. Although it currently lies at the contact with the supposedly thinned crust of the Liguro-Provençal basin, it has rather been thickened by tectonic activity.*

*The differential uplift experienced by the medio-frontal part of the Nice arc during Pliocene and Quaternary times is particularly notable : over 500 m to the West, approximately 10-120 m in-depth and 270-360 m above ground to the East.*

*Elements for reflection are submitted about the basement of the Nice Arc's sedimentary detached cover and the "Ròca Serra – Ongrand" tectonic structure.*

## 1. Introduction

Dans le Livre à la Mémoire du professeur Paul Fallot publié en 1960-1963, B. Gèze a défini les caractères structuraux de l'Arc de Nice : la plus petite structure arquée du domaine alpin externe, la plus resserrée, comprise entre les confluences Var-Tinée-Vésubie à l'ouest, la vallée de la Bévéra à l'est, soit une corde de l'ordre de 25 km. Après avoir présenté la nature du matériel stratigraphique impliqué dans la structure arquée et le rôle rhéologique joué par les différentes formations sédimentaires dans la géométrie des structures géologiques déformées, l'auteur précise dans sa note les caractéristiques tectoniques de l'arc. Il insiste sur l'importance des phénomènes de rabotage basal qui affectent la totalité de l'édifice

lithostratigraphique, par lesquels sont mis au contact du Trias gypseux – souvent diapirique – des formations d'âge jurassique, crétacé ou éocène ; il met en évidence le style extrusif et/ou en écailles intercutanées des carbonates jurassiques au sein du Crétacé ; il précise le fonctionnement décrochant des bordures écaillées, le rôle géomorphologique des décoiffements et des glissements épiglyptiques récents. L'Arc de Nice est assimilé à une nappe de glissement désolidarisée de son socle à son arrière, sans racines, dont le front enraciné correspond à une limite de plissements et d'écailles sur un avant-pays autochtone. Les raccourcissements, les déplacements, sont évalués par dépliage des structures à 18 km, engendrés par la progression des nappes penniques du domaine alpin interne, la surrection du massif de l'Argentera-Mercantour n'intervenant que secondairement par effets d' entraînement et de réajustements gravitaires.

Concernant la succession des épisodes tectoniques considérés comme un continuum, B. Gèze note l'absence de déformations importantes du Trias à l'Oligocène compris. Il attribue un âge anté-burdigalien aux premiers plis d'extension hecto-kilométrique, un âge anté-tortonien à tortonien aux déformations et démantèlements des fronts de chevauchements les plus externes, à la limite miocène-pliocène (« Pontien ») le dessin général de l'arc. Le principal épisode de mise en place des chaînons arqués aurait été suivi d'un fort serrage est-ouest génératrice du soulèvement de l'ensemble du bâti évalué à 300-400 m pour la partie méridionale des structures. Pour Gèze, l'essentiel des déformations était achevé avant le Pliocène, les déformations postérieures se résolvant à un basculement d'ensemble de l'arc vers le bassin méditerranéen et une reprise du serrage est-ouest, deux événements développés au cours du Quaternaire et pouvant se poursuivre actuellement.

À la suite de cette publication fondatrice, de nombreux travaux (cf. infra, § 8) ont progressivement contraint la géométrie de l'Arc de Nice et son évolution tectono-sédimentaire cénozoïque. La proximité du delta pliocène du Var en bordure occidentale de l'arc a conduit la plupart des auteurs à envisager une activité tectonique récente d'âge pliocène supérieur voire quaternaire dans cette partie de la chaîne alpine. L'accident de bordure dit d'Aspremont-Saint-Blaise-Ferion qui affecte les assises pliocènes et dans lequel le Trias gypseux est impliqué localement ne serait pas un simple débordement tardif de l'arc sur le bassin pliocène, mais la preuve que la structuration principale de l'arc est d'âge pliocène. Les éléments nouveaux, tangibles, que nous présentons ici sur la base de trois forages d'eau profonds réalisés dans les parties médio-frontales ouest et est de la structure arquée démontrent l'importance de la tectonique pliocène dans la géométrie actuelle de l'arc. La prise en compte d'affleurements de surface, dont certains nouvellement datés par microfaune, précise le calendrier et le contexte de mise en place pliocène et post-gelasien des structures arquées. Une synthèse intégrant l'ensemble des données structurales et chronologiques acquises à ce jour est proposée, assortie de conclusions alternant certitudes et hypothèses.

Gèze a conventionnellement placé la limite septentrionale de l'Arc de Nice sur le parallèle du Col de Turini, excluant ainsi les structures de couverture est-ouest développées au nord, en direction de l'Argentera-Mercantour. Les analyses

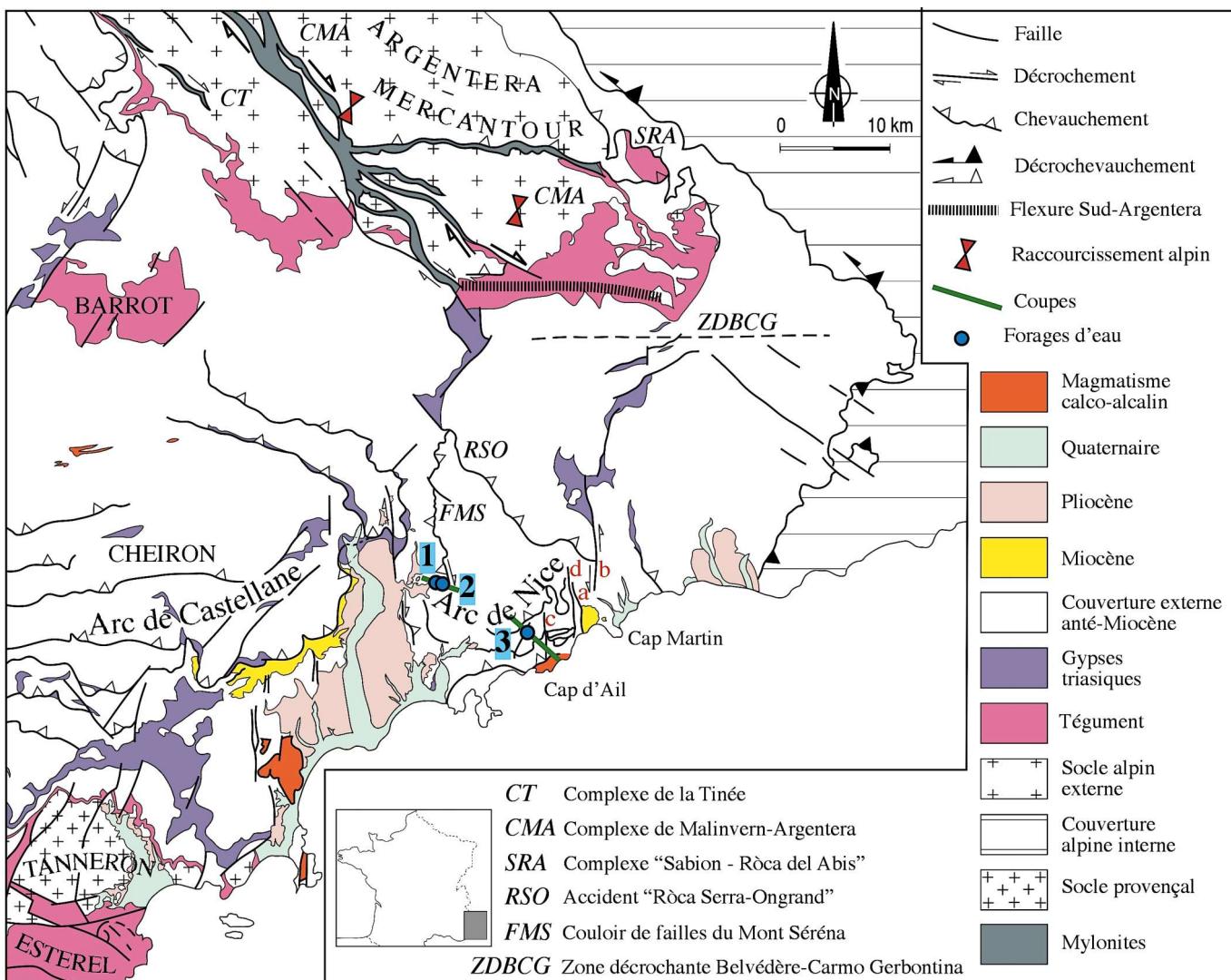


Figure 1 : Carte de situation des forages d'eau profonds et localisation des couloirs de failles bordiers est de l'Arc de Nice. Forages : d'ouest en est, Tourrette-Levens (1), les Tourettes (2), Sanctuaire de Laghet (3). Couloirs de failles : « Gorbio – Pointe de la Velle » (a) ; « Castillon – Sainte-Agnès » (b) ; « Peille – Col de Guerre – Cap-d'Ail » (c) ; « Malpas – Tenao » (d) ; Raccourcissement / CMA in : P. Guardia et al., 1996.

Figure 1 : Location map for the deep groundwater wells and the fault zones bordering the eastern edge of the Nice arc. Wells : from west to east, Tourrette-Levens (1), les Tourettes (2), Laghet Sanctuary (3). Fault zones : "Gorbio – Veille Point" (a) ; "Castillon – Sainte-Agnès" (b) ; "Peille – Col de Guerre – Cap d'Ail" (c) ; "Malpas – Tenao" (d) ; Shortening strain / CMA in : P. Guardia et al., 1996.

de terrain – notamment de la bordure méridionale flexurée du massif cristallin – nous conduisent à prendre en compte dans la genèse de l'arc la totalité du panneau de couverture décollé, limité sur ses bords est et ouest par des affleurements d'évaporites triasiques. Au sein de ce panneau étendu sur 35 km entre socle varisque alpinisé et domaine marin méditerranéen, nous attribuons à l'accident transverse « Ròca Serra - Ongrand » courant de bord à bord des limites latérales de l'arc une valeur particulière (Figure 1), les structures « forcées » en arc se développant essentiellement après son franchissement en direction du Sud.

## 2. Campagne de forages piézométriques profonds

Le Conseil départemental des Alpes-Maritimes et le Syndicat Mixte pour les Inondations, l'Aménagement et la Gestion de l'Eau (SMIAGE) Maralpin ont initié, à partir de 2014, un projet de suivi piézométrique de la nappe de l'aquifère jurassique profond à valeur stratégique des bassins

des Paillons. Le Cabinet d'Etudes H2EA, spécialisé en Hydrogéologie, a été chargé de l'implantation des forages piézométriques, de leur suivi géologique et hydrogéologique.

Trois forages profonds ont ainsi été foncés dans les chaînons arqués méridionaux de l'Arc de Nice (Figure 1), d'ouest en est (coordonnées Lambert 93, méridien de Greenwich, borne France ; cotes NGF IGN69 et profondeurs « p » en mètres ; identifiant BSS) :

- le forage de Tourrette-Levens sur la commune du même nom (BSS03MHWG) :  
 $x = 1\ 043\ 937,4$  ;  $y = 6\ 309\ 469,3$  ;  $z = 376$  m ;  $p = 272$  m ;
- le forage des Tourettes sur la commune de Châteauneuf - Villevieille (BSS03FBSC) :  
 $x = 1\ 044\ 890,0$  ;  $y = 6\ 309\ 220,0$  ;  $z = 555$  m ;  $p = 465$  m ;
- le forage du Sanctuaire de Laghet sur la commune de La Trinité (BSS03GLEA) :  
 $x = 1\ 052\ 760,0$  ;  $y = 6\ 304\ 590,0$  ;  $z = 319$  m ;  $p = 375$  m.

Sites Stratigraphie	Tourrette-Levens Forage +231/+221 m NGF	Les Tourettes Forage +135/+130 m NGF	Les Tourettes-Prunières Surface +545 m NGF	Sanctuaire de Laghet Forage -36/-41 m NGF	Spraès Surface +370 m NGF
Marqueurs et espèces à valeur chronologique	<i>Globorotalia puncticulata padana</i> <i>Florilus cf. citaï</i>	<i>Robertinoïdes bradyi</i>	<i>Globorotalia inflata d'Orbigny</i>	<i>Bulimina lappa</i>	<i>Globorotalia margaritae primitiva</i>
Chronostratigraphie Biozonation (Spaak, 1983)	Pliocène inférieur (Zancléen) Zone à <i>G. puncticulata</i> (Zones III et IV)	Pliocène (Zancléen- Plaisancien) (Zones I à VIII)	Pléistocène inférieur (Gélasien) (Zone IX)	Pliocène inférieur (Zancléen) (Zones I à IV)	Pliocène inférieur (Zancléen) Zone à <i>G. margaritae</i> (Zone II)
Ages Ma (Gradstein et al., 2005)	-4,5 à -3,4	-5,3 à -2,5	-2,5 à -1,8	-5,3 à -3,6	-5,1 à -4,5

Figure 2 : Marqueurs et espèces à valeur chronologique rencontrées en sondages et en surface dans les parties médio-frontales ouest et est de l'Arc de Nice.

Figure 2 : Markers and indicator species found at depth and at the surface in the western and eastern medio-frontal parts of the Nice arc.

Les trois forages ont traversé en fond d'ouvrage, sous des faciès carbonatés et/ou marneux d'épaisseur plurimétrique fortement fracturés, broyés, des marnes gypseuses grises à noires à microfaunes benthiques et planctoniques, dont certaines espèces sont Miocène – Pliocène, d'autres strictement limitées au Pliocène. La position structurale de ces marnes à faune pliocène, celle de dépôts pliocènes et pléistocènes de surface récemment datés, renseignent sur l'importance de la structuration de l'Arc de Nice au cours des cinq derniers millions d'années.

### 3. Données micropaléontologiques et leur biozonation

La chronostratigraphie adoptée pour le Pliocène est celle de F.M. Gradstein et al. (2004) et F.M. Gradstein et J.G. Ogg (2005) ; le calage des biozones de Foraminifères a été réalisé par synthèse des échelles de G. Bizon et J.-J. Bizon (1972), M.B. Cita (1975), P. Spaak (1983), F. Irr (1984) et D. Rio et al. (1990) (Figure 2, tableau).

### 4. Données de sondages

#### 4.1. Lithostratigraphie et associations microfaunistiques

Les sondages réalisés (Figure 3) sont de type destructif. Les cuttings destinés aux analyses microfaunistiques ont été préparés selon deux techniques : sous la forme de lames minces de 50 µm d'épaisseur après induration à la résine pour le matériel carbonaté ; par tamisage avec séparation en deux fractions : 80-100 µm et 100-120 µm pour les marnes. Les associations microfaunistiques sont présentées dans le tableau de la figure 2.

##### 4.1.1. Forage de Tourrette-Levens

Foncé dans une ancienne carrière ayant exploité des dolomies et des calcaires en gros bancs, le forage a successivement traversé sous 6 mètres de cailloutis à matrice argileuse : 116 m de dolomies et calcaires kimméridgiens ; 8 m d'un mélange de dolomies et de marnes gris-noir

broyées correspondant à une zone faille ; 46 m de marnes gris-noir ; enfin 96 m de dolomies et de calcaires de couleur beige en partie dolomitises, fortement recristallisés, azoïques, attribuables sans plus de précision au Jurassique supérieur.

Les cuttings prélevés entre les cotes 231 et 221 m NGF au sein des 46 m de marnes gris-noir renferment, outre des minéraux argileux : de petits grains de quartz, de la muscovite, quelques grains de glauconie, des cristaux de gypse. La microfaune, composée pour une grande part de Foraminifères benthiques et planctoniques recristallisés d'âge éocène supérieur et de quelques formes d'âge crétacé, signe pour les espèces les plus récentes l'intervalle Miocène supérieur – Pliocène. Deux espèces signent strictement le Pliocène inférieur, plus précisément la troisième zone du Pliocène inférieur (-4,5 à -3,4 Ma) :

- formes éocènes :
  - Foraminifères benthiques : *Dorothia fallax* (?) Hagn, *Cyclammina cf. acutidorsata* Hantken, *Praeglobulimin* sp., *Eggerella cf. irregularis* Hantken ;
  - Foraminifères planctoniques : *Globigerina tapuriensis* Koch (Éocène terminal), *Globigerina eocena* Guembel (Éocène inférieur à supérieur), *Globigerinatheka index rubriformis* Subbotina (Éocène moyen à base de l'Éocène supérieur) ;
- formes répandues du Miocène supérieur au Pliocène inclus :
  - Foraminifères planctoniques : *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina bulloïdes* d'Orbigny, *Globigerinoïdes ruber* d'Orbigny ;
- formes du Pliocène inférieur :
  - *Globorotalia puncticulata* var. *padana* Dondi et Papetti et *Florilus cf. citaï* di Napoli (cf. annexe 1).

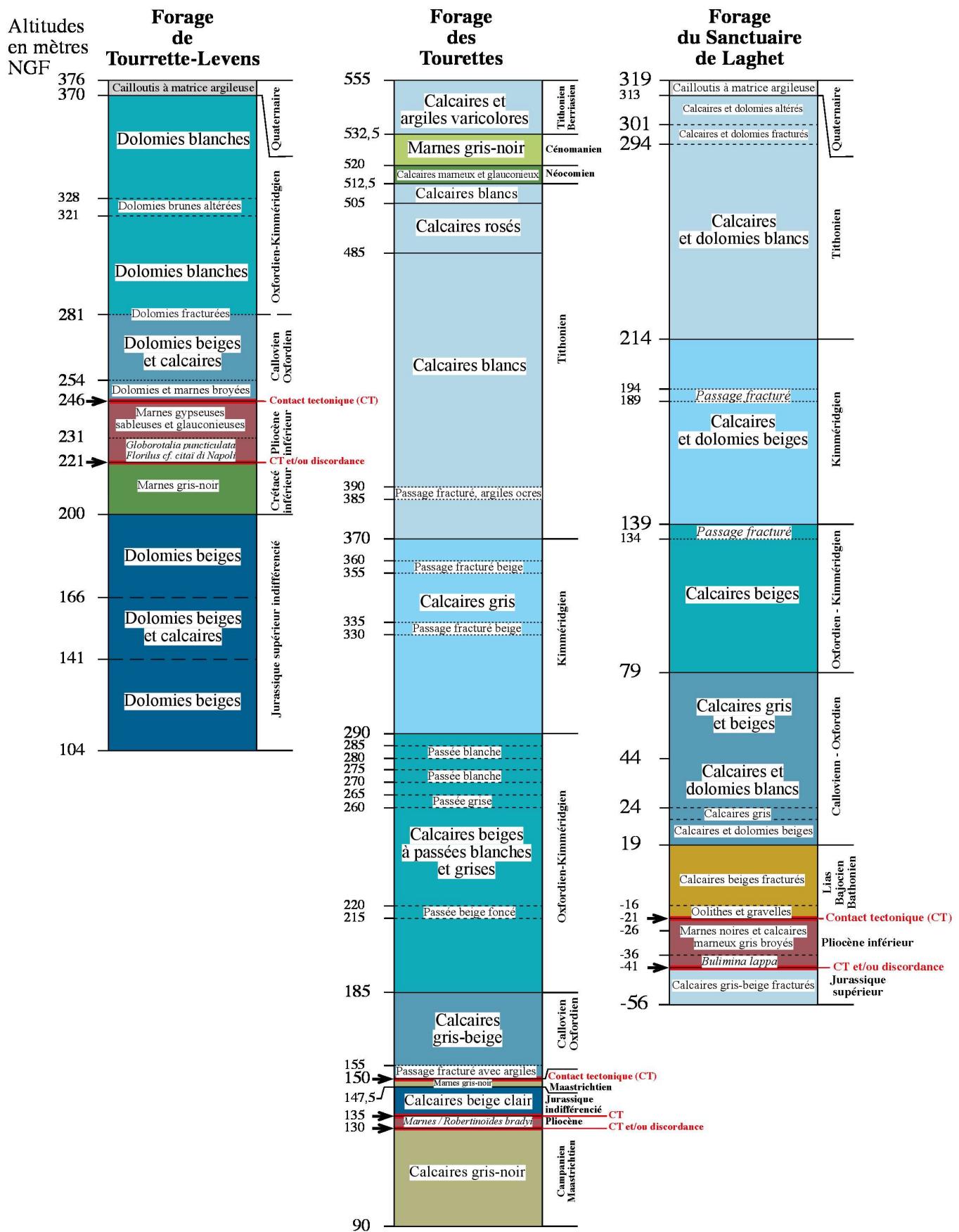


Figure 3 : Logs lithostratigraphiques des forages d'eau de Tourrette-Levens, des Tourettes, du Sanctuaire de Laghet.

Figure 3 : Lithostratigraphic logs for the Tourrette-Levens, Tourettes, and Laghet Sanctuary groundwater wells.

#### 4.1.2. Forage des Tourettes

Implanté à proximité du hameau des Tourettes, au lieu-dit « Les Vignasses », au sein d'un couloir faillé de direction submérienne de type demi-graben, le forage a recoupé : 20 m de calcaires beiges et argiles ocreuses et verdâtres du Jurassique terminal-Berriasiens ; 2 m de calcaires rougeâtres à nodules ferrugineux et argiles également rougeâtres ; 12,5 m de marnes gris-noir cénomanianes ; 7,5 m de calcaires marneux et glauconieux gris néocomiens ; 143 m de calcaires blancs tithoniens ; 80 m de calcaires gris attribuables au Kimmeridgien ; 105 m de calcaires beiges rangés par leur faciès dans l'Oxfordien-Kimméridgien ; 35 m de calcaires gris-beige fracturés sur 5 m à leur base. La tête de forage a ensuite traversé : 2,5 m de marnes gris-noir datées du Maastrichtien moyen à supérieur ; 12,50 m de calcaires de couleur beige clair ; 5 m de marnes gris-noir renfermant des microfaunes pliocènes ; 40 m de calcaires compacts gris-noir à veinules de calcite datés du Campanien-Maastrichtien.

Les marnes traversées sur 12,50 m entre +532,5 m et +520 m NGF ont été datées du Cénomanien par l'association *Hedbergella delrioensis* Carsey, *Hedbergella planispira* Tappen, *Rotalipora cushmani* Morrow, *Rotalipora brotzeni* Sigal, *Praeglobotruncana delrioensis* Plummer, à laquelle s'ajoutent des dents de Sélaciens.

Les marnes gris-noir situées entre les cotes +150 et +147,5 m NGF sont datées du Maestrichtien moyen-supérieur par la présence de *Marginotruncana fornicata* Plummer et *Rugoglobigerina scotti* Brönniman.

Les prélèvements effectués sur les 5 m de marnes gris-noir de fond de forage, traversées entre les cotes +135 et +130 m NGF renferment :

- des microfaunes recristallisées, écrasées, remaniées de l'Éocène (*Acarinna pentacamerata* Subbotina, *Morozowella aff. spinulosa* Cushman, *Globigerinatheka aff. Index* Finlay, *Globigerinatheka semiinvoluta* Keijer et radioles d'oursins) ;
- des formes en assez mauvais état du Miocène – Pliocène telles que *Anomalinoides cf. granosus* Hantk., *Orbulina* sp., *Globigerinoides* sp., *Bolivina* sp., *Brizalina* sp., *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *Chrysalogonium* sp. ;
- une espèce strictement pliocène : *Robertinoïdes bradyi* Cushman et Park.

Comme dans le cas des cuttings prélevés entre les cotes 231 et 221 m NGF du forage de Tourrette-Levens, ces marnes pliocènes renferment de nombreux cristaux de gypse.

En fond de forage, les calcaires compacts gris-noir à veinules de calcite ont été datés entre +95 m et +90 m NGF du Campanien - Maestrichtien par *Globotruncana linneiana* (d'Orb.) et *Whiteinella aff. Baltica* accompagnées de fragments de *Microcodium* et d'*Hedbergelles*.

#### 4.1.3. Forage du Sanctuaire de Laghet

Le forage a été réalisé le long du couloir de faille « Peille – Laghet », dans un secteur extrêmement fracturé en surface. Les formations recoupées sous 6 m de cailloutis à matrice argileuse sont les suivantes : 12 m de calcaires et de dolomies altérées blancs, 7 m de calcaires et de dolomies fracturés

blancs, 80 m de calcaires et de dolomies blancs peu fracturés, l'ensemble rapporté au Tithonien ; 75 m de calcaires et de dolomies beiges ; 60 m de calcaires beiges peu ou pas fracturés rangés dans l'Oxfordien-Kimméridgien ; 60 m d'une suite carbonatée composée de calcaires gris, beiges et de calcaires et dolomies blancs attribués au Callovien - Oxfordien, 40 m de calcaires gris rangés dans le Lias-Bajocien-Bathonien par la présence entre -16 et -21 m NGF d'oolithes, de gravelles, de bioconstructions de *Microcodium*, de bivalves et de foraminifères benthiques. Les calcaires beiges à oolithes et gravelles sont fracturés à leur base et reposent sur 20 m de marnes noires et de calcaires marneux gris eux-mêmes superposés à 15 m de calcaires gris-beige, fracturés, attribuables par leur faciès au Jurassique.

Les 20 m de marnes noires et de calcaires marneux gris traversés entre les cotes -21 m et -41 m NGF ont fait l'objet de deux prélèvements pour analyses :

- entre -21 et -26 m NGF, les cristaux de gypse abondent ;
- entre -36 et -41 m NGF, les cristaux de gypse sont également abondants, mêlés à des grains de quartz émuossés à faciès marin. Les Foraminifères suivants ont été reconnus : *Globigerina multiloba* Romeo, *Nonionella turgida* Williamson, *Trifarina aff. fornasini* Sell, *Ammonia tepida* Cushman, *Gavellinopsis lobatus* Parr, *Bulimina lappa* Cushman et Park. Si la première espèce est d'âge tortonien, messinien ou pliocène suivant les auteurs (Bolli et al., 1985), les quatre dernières espèces sont strictement pliocènes, *Bulimina lappa* étant considérée comme limitée au Pliocène inférieur (F. Irr, 1984).

Ainsi, le même constat peut être fait au sein des unités structurales ouest et est de l'Arc de Nice : les calcaires et dolomies jurassiques de surface, écaillés, à bordures décrochantes, reposent dans leurs parties profondes, par l'intermédiaire de carbonates tectoniquement broyés, sur des faciès marneux gris à noirs, gypseux, à microfaunes indiquant pour les plus récentes des âges du Pliocène, plus précisément du Pliocène inférieur pour la plupart. Côté Ouest, le Pliocène rencontré en sondages est à mettre en relation avec celui de la vallée du Var ; côté Est, il est à rapprocher de la ria pliocène de la Trinité, bras secondaire de la ria des Paillons.

Compte tenu de l'environnement lithostratigraphique régional, l'origine du gypse est à rechercher dans les évaporites du Trias supérieur qui constituent la semelle de la couverture sédimentaire alpine externe décollée. Les faciès marneux à gypse et microfaune pliocène sont en conséquence à interpréter comme des mélanges de sédiments pliocènes et de matériel gypseux triasique formés lors de la mise en place pliocène et quaternaire des unités chevachantes de l'arc. Ces mélanges « Pliocène-Trias » reposent eux-mêmes sur des carbonates et/ou des marnes d'âge jurassique et/ou crétacé.

Dans les trois forages, les sédiments pliocènes mêlés aux gypses triasiques ont été rencontrés à des cotes NGF variées, qui traduisent toutes d'importants rehaussements postérieurement à leur dépôt. La prise en compte de l'âge des sédiments et du niveau marin correspondant par rapport au zéro hydrographique actuel (J. Hardenbol et al., 1998), de l'étage bathymétrique d'appartenance des sédiments déduit des associations microfaunistiques et des cotes NGF, conduit aux évaluations suivantes :

- forage de Tourrette-Levens : les associations microfaunistiques des marnes gypseuses rencontrées entre les cotes NGF +231 et +221 m correspondent à des environnements de dépôt de type circalittoral à épibathyal, soit des profondeurs de l'ordre de 150 à 250 m. Sur la base d'un niveau marin zancléen donné à +95 m par rapport au niveau actuel, les sédiments datés du Pliocène inférieur ont subi depuis leur dépôt un rehaussement compris entre 270 et 390 m ;
- forage des Tourettes : sur la base d'un même étage circalittoral à épibathyal correspondant à une bathymétrie de -150 à -250 m et d'un niveau marin moyen de l'ordre de +80 m par rapport au niveau actuel, la surrection des marnes plioçènes depuis leur dépôt est comprise entre 200 et 310 m ;
- forage du Sanctuaire de Laghet : sur des bases identiques à celles prises en compte pour le forage de Tourrette-Levens, le rehaussement des sédiments zancléens est plus limité, compris entre 10 et 120 m.

Ces évaluations conduisent à envisager une hausse altitudinale des dépôts plioçènes rencontrés en forages plus marquée dans la partie Ouest de l'Arc de Nice que dans sa partie Est, en conséquence un jeu différentiel de la croûte continentale entre les deux bordures de la structure arquée.

## 5. Données de surface

### 5.1. Site des Tourettes-Prunières

Des travaux de voirie, réalisés au quartier des Prunières, hameau des Tourettes, commune de Châteauneuf – Villevieille, ont porté à l'affleurement, à 468 m du forage profond des Tourettes en direction du Sud-Ouest, des calcaires argileux en petits bancs de couleur jaune à gris-vert et des marnes, l'ensemble discordant sur des formations crétacées (Figure 4). Le gypse est absent des sédiments. Cette formation calcaréo-marneuse, effondré au sein des carbonates du Malm, est conservée dans un étroit graben de direction submérienne, de longueur d'ordre kilométrique, large d'un peu plus de 200 mètres, qui découpe l'écailler de Châteauneuf partie intégrante du chaînon du Ferion. Les calcaires argileux et les marnes discordants sont faillés, déformés sur la bordure occidentale visible du fossé ; leurs surfaces de stratification évoluent en direction entre N35°E et N80°E avec des pendages moyens de l'ordre d'une vingtaine de degré en direction du Sud-Est. Les failles qui affectent les sédiments sont normales, synsédimentaires et provoquent localement la flexuration des bancs sur quelques dizaines de centimètres.

Des prélevements effectués au sein des marnes, en  $x = 1044\ 603,0$  ;  $y = 6308\ 852,5$  ;  $z = 545$  m (L93 / IGN 69), ont livré une abondante microfaune marine (cf. annexe 2), dont le marqueur *Globorotalia inflata* signe la zone IX de Spaak désormais rangée dans le Pléistocène inférieur (Gélasien) qui débute vers -2,5 Ma. Cet âge est conforté par la présence de l'espèce benthique *Discomalina aff. semi-punctata* (cf. tableau, figure 2).

Au Gélasien, le niveau marin est donné à +70 m par rapport au niveau actuel (Hardenbol J. et al., 1998). Les sédiments littoraux gélaisiens des Tourettes-Prunières, aujourd'hui situés

à 545 m d'altitude, ont donc subi une surélévation comprise entre 520 et 630 m depuis leur dépôt.

À titre de comparaison, les dépôts marins de la plage gélaissienne près du littoral à Nice, au quartier de Fabron, affleurent à 160 m d'altitude (M. Dubar, 2012), soit un exhaussement de 90 m.

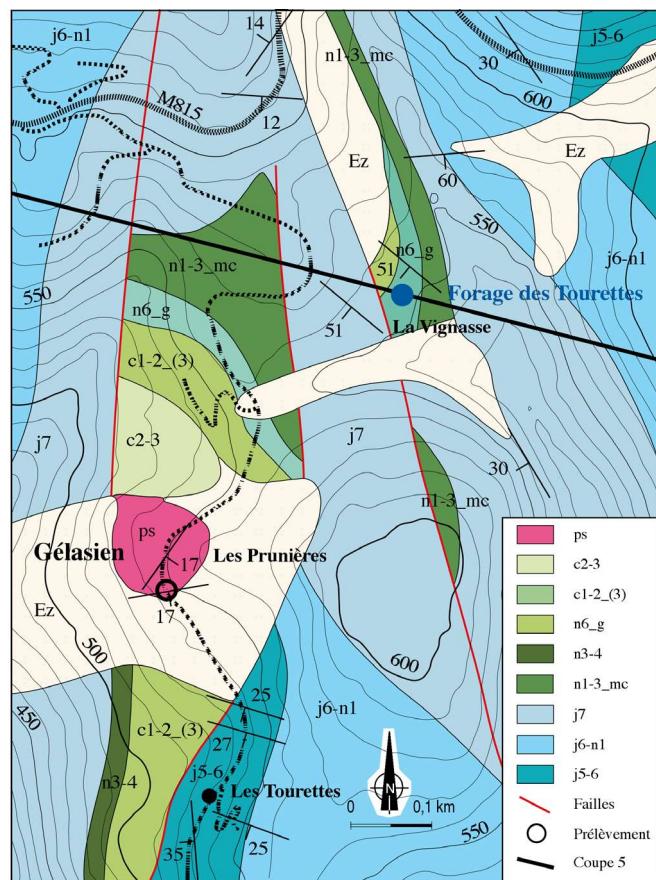


Figure 4 : Localisation des calcaires argileux et marnes du Gélasien (-2,5 à -1,8 Ma) des Tourettes-Prunières à *Globorotalia inflata* d'Orbigny (cote : 545 m NGF), par rapport au forage d'eau profond des Tourettes ayant recoupé entre 135 m et 130 m NGF des marnes gypseuses du Zancléen-Plaisancien (-5,3 à -2,5 Ma) (d'après B. Géze et al., 1968, modifié). Lithostratigraphie : ps : Gélasien de surface ; c2-3 : calcaires et marnes du Turonien-Coniacien ; c1-2-(3) : marnes à mches calcaires et calcaires argileux du Cénomanien ; n6\_g : grès glauconieux et marnes sablo-micacées de l'Albien ; n3-4 : marno-calcaires et calcaires en gros bancs de l'Hauterivien-Barrémien ; n1-3\_(mc) : marno-calcaires du Néocomien indifférencié ; j7 : calcaires sublithographiques, calcaires à silex et dolomies du Tithonien ; j6-n1 : calcaires et dolomies du Kimméridgien-Tithonien-Berrisien ; j5-6 : calcaires sublithographiques de l'Oxfordien-Kimméridgien.

Figure 4 : Location of the Tourettes-Prunières Gelasian (2.5 to 1.8 Ma) clayey limestones and marls, containing *Globorotalia inflata* d'Orbigny (elevation: 545 m NGF), in relationship to the Tourettes deep groundwater well, which intersected Zanclean-Plaisancian (5.3 to 2.5 Ma) gypsumiferous marls between 135 m and 130 m NGF (modified from B. Géze et al., 1968).

### 5.2. Site de Spraès

Le site de Spraès se situe au nord du forage du Sanctuaire de Laghet, à une distance de 475 m, en  $x = 1052\ 827,100$  ;  $y = 6305\ 061,2$  ;  $z = 370$  m. Les affleurements rocheux y sont affectés par le couloir décrochant de « Peille – Laghet » de direction générale N10 à N25°E qui met en contact des calcaires massifs tithoniens et des calcaires argileux turoniens. Sur le site, les failles qui découpent les carbonates jurassiques sont à surfaces de mouvement courbes ; elles évoluent entre des directions N23°E et N160°E et des pendages de 50 à 80°SW ; sur les miroirs, les stries et cannelures sont inclinées d'une dizaine de degrés vers le sud. Le jeu résultant actuel de l'accident est accompagné d'une composante

secondaire normale ; le mouvement des blocs en présence a été engendré par un paléoraccourcissement évoluant entre N127°E, 07° et N309°E, 13° défini à partir de l'analyse des miroirs striés par la méthode des dièdres droits (O. Pégoraro, 1972 ; J. Angelier et P. Mechler, 1977), automatisée.

Des sédiments de nature et d'âges divers sont pris dans le plan de mouvement du décrochement : des marnes glauconieuses néocomiennes étirées en lenticulation de grand axe N23°E, des brèches et des poudingues à galets carbonatés et matrice argileuse peu consolidés d'âge nettement plus récent d'après leur degré de compaction. Les conglomérats, en bancs d'épaisseur pluridécimétrique, discordants sur les carbonates jurassiques karstifiés, sont affectés de plis modérés (angle = 154°), à grand rayon de courbure (longueur d'onde de l'ordre de 8 m ; amplitude = 0,50 m), droits, isopiques, à axe N111°E, 06°. Les plis sont obliques sur le couloir décrochant « Peille – Laghet », sans que l'on puisse les lier génétiquement au jeu senestre de l'accident.

Les conglomérats sont pour partie constitués de cailloutis à petits galets aplatis, à faciès de plage. Les carbonates jurassiques portant les placages sont perforés de trous de lithophages (M. Dubar, Y. Guglielmi *et al.*, 1991). La matrice argileuse de ces conglomérats a livré deux marqueurs du Pliocène, l'un pélagique, l'autre benthique :

- *Globorotalia margaritae primitiva* (Cita), datant le Pliocène inférieur ;
- *Fissurina pseudorbigniana* (Buch), Pliocène.

Le faciès de ces sédiments marins évoque un rivage qu'il est possible de rattacher au plan de la paléogéographie à la proche ria pliocène de la Trinité dont les dépôts ont également été datés du Pliocène inférieur par F. Irr (1984). La distance minimale séparant les dépôts de Spraès de ceux de La Trinité est de l'ordre de 4,5 à 5 km suivant les affleurements.

Concernant les cotes NGF, les placages de Spraès sont situés à 370 m d'altitude, les marnes gypseuses à faune zancléenne rencontrées dans le proche forage de Laghet ont été recoupées entre -21 et -41 m NGF, le Zancléen de la Trinité affleure entre 100 et 200 m NGF.

Notons encore que les placages de Spraès diffèrent nettement, par leur faciès, des marnes gypseuses pliocènes rencontrées en forage et des dépôts sableux grésifiés coquilliers littoraux et marneux circalittoraux à épibathiaux de La Trinité.

Le niveau de la mer étant situé, pendant le Zancléen, entre -5,5 et -4,2 Ma, vers +95 m comparativement au zéro hydrographique actuel, il faut envisager les déplacements verticaux suivants pour les sédiments zancléens des trois sites :

- marnes épibathiales à circalittoriales de la Trinité : 150 à 360 m suivant les affleurements, sur la base d'une bathymétrie de -150 à -250 m retenue à partir des associations microfaunistiques ;
- marnes gypseuses épibathiales à circalittoriales du forage de Laghet : de l'ordre de 10 à 120 m pour une bathymétrie identique ;
- matrice argileuse des cailloutis et galets littoraux de Spraès : 270 à 330 m pour une bathymétrie comprise entre 0 et -50 m.

Ces déplacements verticaux ont des causes diverses suivant les sites : liés à l'abaissement du niveau marin et à l'exhaussement du continent depuis le Zancléen pour ce qui est des sédiments pliocènes de La Trinité discordants sur des formations crétacées, en relation avec ces mêmes causes mais également avec les jeux coulissants et normaux du couloir décrochant senestre de Peille – Laghet pour le site de Spraès.

Quant aux marnes gypseuses du forage de Laghet rencontrées entre -36 et -41 m NGF, on observera que leur moindre rehaussement eut égard aux affleurements pliocènes de La Trinité et de Spraès est plutôt en accord avec l'hypothèse développée en § 6.2 (Figure 6), de sédiments discordants, à l'origine, sur des formations jurassiques et/ou crétacées d'une unité structurale inférieure chevauchée dans un second temps par une unité supérieure.

## 6. Contexte structural des dépôts pliocènes de profondeur et de surface

Dans les parties médio-frontales de l'Arc de Nice traversées par les forages d'eau, l'épaisseur des sédiments triasiques, jurassiques et crétacés préservés de l'érosion est de l'ordre de 600 à 800 m suivant les lieux. Le Crétacé supérieur n'est que très partiellement conservé ; les dépôts cénozoïques sont totalement décapés, uniquement préservés dans des aires synclinaires largement développées en direction du nord, n'affleurant que très sporadiquement vers le sud ou cachetés par des unités chevauchantes constituées de matériaux mésozoïques. Les données directes manquent quant aux structures profondes supportant la couverture alpine décollée : couverture et socle de l'avant-pays provençal ou couverture sédimentaire carbonifère, permienne et triasique adhérente à un socle de type alpin.

L'arc a subi et continue de subir depuis le début de sa formation une érosion différentielle forte commandée par des lithologies et des reliefs très différenciés, ces derniers engendrés par les déformations tectoniques alpines génératrices de plis, de décrochements et de décrochevauchements exprimés en écailles de couverture classiques ou sous la forme de structures en rampes et paliers, les unes et les autres parfois extrudées.

L'installation et le développement entre Var et Roya d'un réseau hydrographique dense organisé autour des branches du Paillon a largement contribué à décaper les chaînons de couverture de l'arc jusqu'au Trias supérieur gypseux. Ce d'autant plus que ce fleuve côtier torrentueux était abondé par les eaux de la Vésubie avant que celle-ci ne soit capturée par le Var comme l'indique, sur la crête jurassique de Bonvillars au sud du village de Loda et sur les pentes crétacées du versant est du Ferion à la hauteur du village de Bendejun, la présence de blocs émuossés et de galets de socle et de Permien dont les faciès affleurent en haute Vésubie (J.-P. Ivaldi *in* : P. Castela *et al.*, 2012 ; J.-P. Ivaldi et P. Castela, 2017) : migmatites et granites varisques du Massif de l'Argentera-Mercantour, micro-conglomérats et arkoses des membres de l'Iferno et du Bego constitutifs des formations inférieure et supérieure du groupe permien resté adhérent au socle.

Le redoublement tectonique de la couverture sédimentaire alpine externe décollée, les rehaussements importants des sédiments plio-cènes depuis leur dépôt, les reliefs engendrés et leur forte abrasion, obligent à considérer la croûte continentale de l'Arc de Nice comme une croûte épaissie particulièrement mobile.

Dans ce contexte, deux coupes réalisées dans les parties médio-frontales ouest et est de l'arc (Figures 1, 5 et 6), situant les sédiments plio-cènes de profondeur et de surface, permettent de faire la part des hypothèses et des certitudes quant à l'évolution géodynamique des structures tectoniques entre -5,3 et -2,5 Ma.

### 6.1. Coupe de la partie sud du chaînon du Ferion (Tourette-Levens – Les Tourettes)

Les formations sédimentaires, étagées du Trias supérieur à évaporites aux calcaires et marnes du Turonien-Coniacien, sont déformées par des plis isopaques à légèrement anisopaques déjetés à déversés, découpées par des failles normales, inverses, décrochantes, des plans de mouvement inverses passant à des chevauchements et décrochevauchements (Figures 1 et 5). Les failles distensives limitent, pour certaines, de petits fossés d'effondrement dont l'un piège les dépôts d'âge gélasien des Prunières. Les structures de raccourcissement ductiles et fragiles sont disposées en éventail entre l'ouest et l'est. En direction du synclinal paléogène de Contes le déversement des plis et le caractère chevauchant des structures fragiles s'accentuent, la composante chevauchante s'accompagnant d'une compo-

sante décrochante bordière dextre. L'ensemble évoque des allongements et des raccourcissements à dominante est-ouest à nord-est – sud-ouest, asynchrones.

Les deux forages de Tourrette-Levens et des Tourettes révèlent que la base de l'unité chevauchante affleurante repose sur des mélanges sédimentaires composés de marnes, de silico-détritiques sableux et de gypse à microfaune plio-cène dont les âges sont compris entre -5,3 et -2,5 Ma, le gypse étant à rapprocher des évaporites du Trias supérieur présent en base de couverture. La distance de près d'un kilomètre entre les deux forages constitue un argument en faveur de la présence continue, sur des épaisseurs variées, de ces mélanges « Pliocène-Trias » en base de l'édifice structural, du moins en direction de l'ouest et des affleurements plio-cènes de la vallée du Var. Dans cette optique, les mélanges « Pliocène-Trias » sont à interpréter comme la première interface de découplage lithosphérique de la couverture sédimentaire alpine dans cette partie de l'Arc de Nice. Les formations du Crétacé et du Jurassique situées sous cette interface correspondent, soit à une duplicité inférieure de la couverture alpine, soit à l'avant-pays provençal développé en rive droite du Var en avant de la ligne des Baous et peut-être au Cap Ferrat si l'on suit B. Gèze (1960-63) et B. Gèze *et al.* (1968). La présence de Campanien-Maastrichtien et de Maastrichtien moyen-supérieur en fond de forage des Tourettes, alors que le Crétacé est réduit à l'Albien-Cnomanien dans l'avant-pays provençal de la rive droite du Var, conduit à opter pour l'hypothèse d'un élément plus profond de la couverture alpine externe également décollée au niveau des évaporites triasiques.

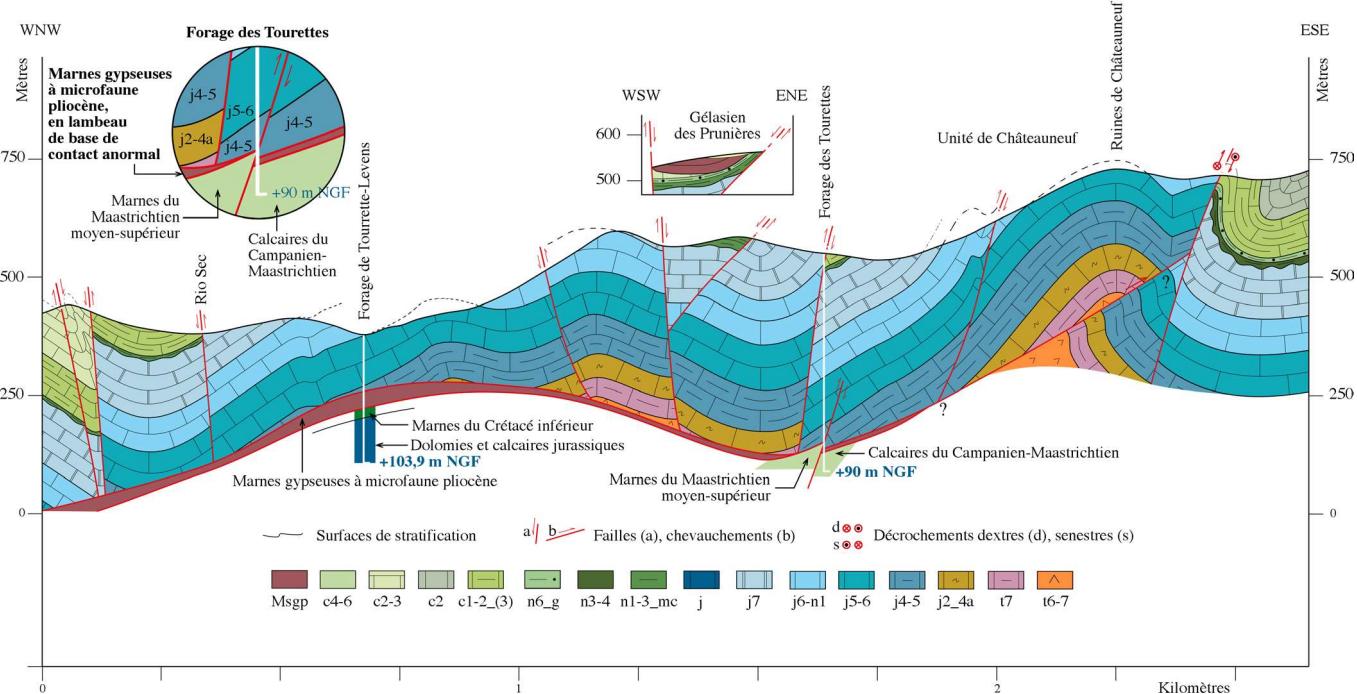


Figure 5 : Coupe interprétative de la partie sud du chaînon du Ferion (Tourette-Levens – Les Tourettes). En cartouche, au centre : le Gélasien discordant des Prunières sur les formations crétacées faillees de l'écailler de Châteauneuf.

Lithostratigraphie : Msdp : marnes sableuses et gypseuses à faune plio-cène ; c4-6 : calcaires argileux et marno-calcaires du Santonien-Maastrichtien ; c2-3 : calcaires et marnes du Turonien-Coniacien ; c2 : calcaires du Turonien ; c1-2\_(3) : marnes à micrites calcaires et calcaires argileux du Cénomanien ; n6\_g : grès glauconieux et marnes sablo-micacées de l'Albien ; n3-4 : marno-calcaires et calcaires en gros bancs de l'Hauterivien-Barrémien ; n1-3\_mc : marno-calcaires du Néocomien indifférencié ; j : calcaires jurassiques indifférenciés ; j7 : calcaires sublithographiques, calcaires à silex et dolomies du Tithonien ; j6-n1 : calcaires et dolomies du Kimméridgien-Tithonien-Berriasien ; j5-6 : calcaires sublithographiques de l'Oxfordien-Kimméridgien ; j4-5 : calcaires et calcaires argileux du Callovio-Oxfordien ; j2-4a : marno-calcaires du Bajocien-Bathonien ; t7 : calcaires, dolomies et marnes du Rhétien-Hettangien ; t6-7 : argiles varicolores, gypses, dolomies et carbonates du Keuper.

Figure 5 : Interpretative cross-section of the southern part of the Ferion range (Tourette-Levens – Les Tourettes). Inset : the Prunières Gelasian discordantly overlying the faulted Cretaceous formations of the Châteauneuf thrust unit.

## 6.2. Coupe du Sanctuaire de Laghet

Relevée entre la vallée du Paillon de l'Escarène et Monaco, la coupe inclut le forage d'eau du Sanctuaire de Laghet et le site de Spraès (Figures 1 et 6). Sa partie sud-est, côtière, a été établie sur la base des données de surface et de profondeur acquises lors du percement du tunnel ferroviaire Monaco-Cap d'Ail (J.-P. Ivaldi *et al.*, 2003). Les structures plicatives et chevauchantes, recoupées suivant une direction N130°E, sont classiquement déversées en direction des externides, vers le sud-est. L'ensemble est découpé par des failles subverticales décrochantes, certaines réputées sismiquement actives telle la faille Peille – Laghet dont le plan de mouvement porte les placages de conglomérats marins zancléens à faciès de plage de Spraès et à proximité de laquelle a été réalisé le forage.

Outre la présence de marnes gypseuses et sableuses dont certaines à faune zancléenne en fond de forage entre les cotes -21 et -41 m NGF et les placages de conglomérats marins littoraux également zancléens à 370 m NGF de Spraès, la coupe est marquée par la présence d'une rampe majeure portant l'unité chevauchante « Revère – Simbola – Forna – Mont Bataille ». La flèche de la rampe est supérieure à 1,2 km ; sa pente est très régulière, caractère démontré par la parfaite correspondance entre la direction et le pendage du plan de mouvement en surface (N45°E penté 23° NW) et la rencontre de l'accident à -21 m NGF en fond de forage, lequel met en contact les calcaires beiges fracturés à oolithes, gravelles, bioconstructions de Microcodium, bivalves et Fora-

minifères benthiques rapportés au Lias-Bajocien-Bathonien et les marnes gypso-sableuses à faune zancléenne. On notera la présence de grains de quartz dans les carbonates de la Cime de la Forna attribués au Lias-Bajocien par G. Dardeau (1983), desquels pourraient provenir les quartz émoussés à faciès marin des marnes gypso-sableuses zancléennes.

## 7. Interprétations. Discussion

Les observations de forage couplées aux observations de surface démontrent, de fait, que la mise en place des écailles décrochevauchantes de la partie médio-frontale de l'Arc de Nice s'est effectuée pour partie au moins pendant le Pliocène et s'est poursuivie après la fin du Gélasien, en conséquence au cours du Quaternaire. La présence de gypse dans les marnes du Pliocène profond, dont l'origine ne peut être recherchée que dans la proximité du Trias supérieur à évaporites, conduit à deux interprétations possibles, non exclusives et pouvant se combiner, concernant la formation des mélanges marno-gypseux à microfaune pliocène (Figure 6, cartouches).

Une première hypothèse consiste à envisager le dépôt des marnes pliocènes deltaïques en discordance sur des matériaux rocheux triasiques, jurassiques et/ou crétacés d'une unité structurale en cours de déformation et de déplacement, non encore chevauchée par une unité supérieure, le couple érosion-transport amenant à la mer – outre les minéraux argileux et des silico-détritiques – le gypse hérité des évaporites du Keuper. Les volumes rocheux chevauchants

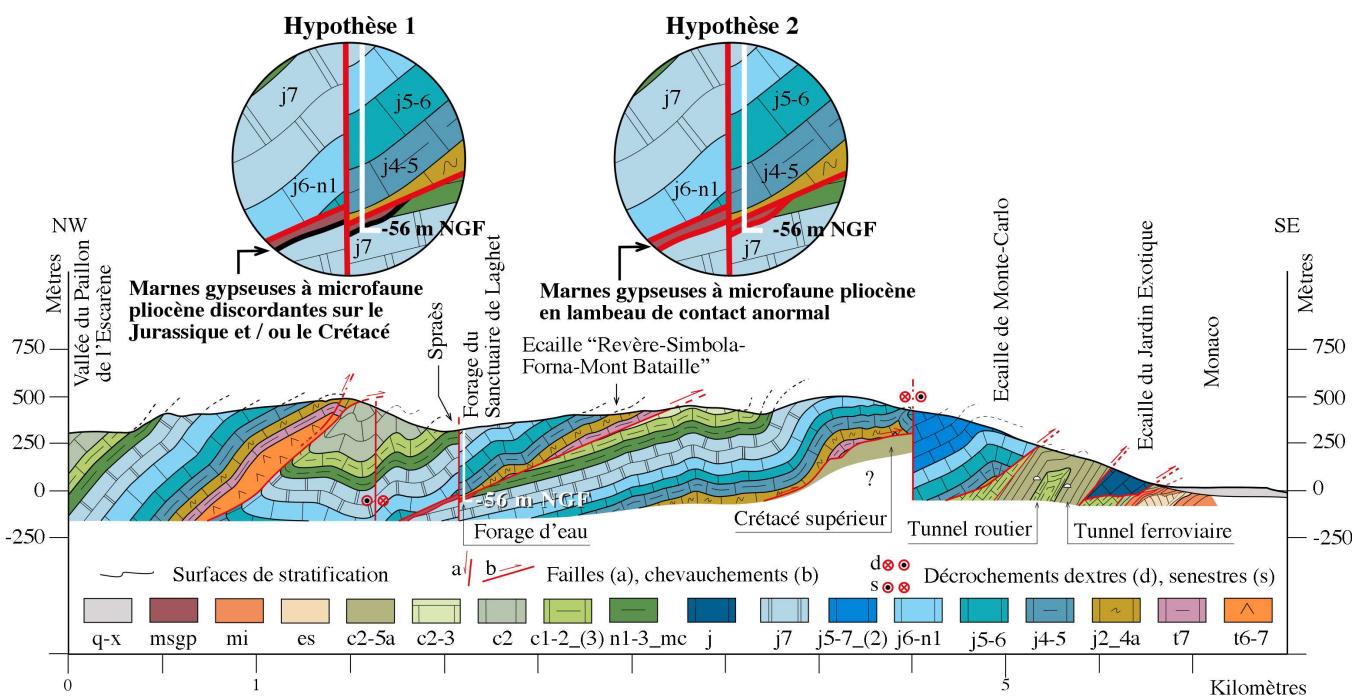


Figure 6 : Coupe interprétative N130°E du Sanctuaire de Laghet.

Lithostratigraphie : q-x : Quaternaire indifférencié et dépôts anthropiques ; msgp : marnes sableuses et gypseuses à faune zancléenne ; mi : congolomérats, sables, marnes du Miocène inférieur ; es : sables et marnes de l'Eocène supérieur ; c2-5a : calcaires, calcaires argileux et marnes du Turonien - Coniacien ; c2 : calcaires turoniens ; c1-2\_(3) : marnes à mîches calcaires et calcaires argileux du Cénomanien ; n1-3\_mc : marno-calcaires du Néocomien indifférencié ; j : calcaires jurassiques indifférenciés ; j7 : calcaires lithographiques, calcaires à silex et dolomies du Tithonien ; j5-7\_(2) : calcaires et dolomites du Malm indifférenciés ; j6-n1 : calcaires et dolomies du Kimméridgien-Tithonien-Berriasien ; j5-6 : calcaires lithographiques de l'Oxfordien - Kimméridgien ; j4-5 : calcaires et calcaires argileux du Callovo-Oxfordien ; j2-4a : marno-calcaires du Bajocien - Bathonien ; t7 : calcaires, dolomies et marnes du Rhétien ; t6-7 : argiles varicolores, gypses, dolomies et cargneules du Keuper.

Figure 6 : Interpretative cross-section of the Laghet Sanctuary, N130°E.

chants bordant les aires de sédimentation, largement érodés, en cours de progression sous l'effet des raccourcissements différentiels affectant socle et couverture décollée, auraient ensuite recouverts les dépôts deltaïques pliocènes discordants, conduisant aux superpositions structurales actuelles.

Un seconde hypothèse privilégie davantage la tectonique dans la genèse des mélanges marno-gypseux, lesquels résulteraient alors du transfert pliocène et post-gélasien des unités tectoniques de l'arc en direction de l'avant-pays alpin, les unités supérieures rabotant à leur passage les dépôts pliocènes, sans pour autant que le Trias supérieur ait été auparavant porté à l'affleurement.

Dans les deux cas, somme toute assez proches quant au rôle de la tectonique tangentielle, la présence dans la partie médio-frontale ouest de l'arc de Gélasien à l'affleurement, discordant sur le dos de l'écaillle décrochevauchante de Châteauneuf, oblige à considérer, outre la rapidité et la contemporanéité des phénomènes sédimentaires et tectoniques, la nécessité de la mise en place d'une partie au moins des écailles sous le niveau marin gélasien, alors même que se déposaient les sédiments sur le dos des unités structurales en mouvement. L'hypothèse 1 presuppose que l'unité supérieure avec son coussin d'évaporites triasiques était pour partie au moins hors d'eau au Zancréen, puis déplacée en milieu marin au Gélasien sous l'effet de surcharges pondérales en relation avec le développement du delta du Var, cet enfoncement précédent la surrection post-gélasienne.

Les altitudes élevées actuelles des sédiments pliocènes profonds, des sédiments pliocènes et pléistocènes de surface de l'Arc de Nice, plus importantes à l'ouest qu'à l'est, sont à mettre en relation avec l'abaissement du niveau marin depuis le Pliocène d'une part (cf. § 4.1.3), les déformations subies par la couverture alpine externe décollée d'autre part. Parmi ces déformations génératrices de reliefs, un rôle important est à attribuer à la genèse des structures décrochevauchantes qui sont à l'origine des déplacements spatiaux des unités structurales et du redoublement tectonique de la couverture alpine externe constitutive de l'arc.

En termes de temps et de vitesse de surrection, il faut envisager un épaississement tectonique et un exhaussement de la croûte continentale portant les sédiments pliocènes dès la fin du Zancréen, dans la suite du redressement et du rehaussement des dépôts miocènes transgressifs sur la marge continentale alpine et de leur basculement synchrone en direction du bassin liguro-provençal. Les écaillages se sont poursuivis au cours du Pléistocène inférieur, de façon certaine sous le niveau marin pour la partie médico-frontale occidentale de l'arc : les sédiments gélasiens des Tourettes-Prunières, déposés en discordance sur le dos de la structure plissée décrochevauchante dextre de Châteauneuf le démontrent. L'importance du rehaussement du Gélasien des Tourettes-Prunières, eu égard aux marnes gypseuses profondes à faune pliocène, ne peut être expliqué sans l'intervention forte de la tectonique tangentielle doublée de phénomènes d'extrusion, le chaînon du Ferion correspondant à une structure compressive en fleur à double déversement – ouest au nord, est au sud – de part et d'autre des failles injectées de Trias du Mont Sérénia (Figure 1). Ces différences d'altitude entre Pliocène inférieur profond et Pléistocène inférieur de surface incitent à penser que la surrection de la croûte conti-

nentale s'est poursuivie avec des vitesses élevées, voire en accélération après le Gélasien, que la mise en place de l'unité décrochevauchante de Châteauneuf portant les dépôts du Gélasien dans leur position et leur altitude actuelle est très récente, postérieure à 1,8 Ma.

## 8. Synthèse géodynamique cénozoïque

Les forages piézométriques profonds réalisés dans les parties médico-frontales ouest et est de l'Arc de Nice ont révélé l'importance des déformations pliocènes et quaternaires dans l'agencement actuel des structures décrochevauchantes. L'intégration de ces données nouvelles à l'état des connaissances établi par B. Gèze et les auteurs qui lui ont succédé permet désormais de disposer d'une trame géodynamique bien contrainte de cet élément de croûte continentale alpine passant vers le Sud au bassin liguro-provençal partie intégrante du domaine méditerranéen occidental, tant pour ce qui concerne la couverture sédimentaire aujourd'hui décollée et déformée en arc que pour son socle et la partie de couverture restée adhérente.

La compréhension de l'évolution géométrique de la couverture écaillée en structures arquées nécessite la prise en compte d'une suite d'événements sédimentaires, tectoniques et gravitaires s'enchaînant sur une quarantaine de millions d'années.

Cette suite événementielle implique fortement le socle de la couverture décollée dont le rôle a été suggéré par J. Vernet (1968), précisé par P. Guardia et J.-P. Ivaldi (1985), ainsi que sa couverture tégumentaire non décollée.

Ce sont en effet les hétérogénéités de la croûte continentale héritée de l'orogenèse varisque, notamment de son évolution finale ductile-fragile fini-carbonifère et permienne lors de la phase de remontée du bâti et de son refroidissement corrélatif qui ont d'abord déterminé l'évolution paléogène de la couverture.

Ainsi, l'établissement de cartes de paléofaciès régionales et l'analyse lithostratigraphique et structurale détaillée de la bordure méridionale du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour – partie arrière du futur Arc de Nice – montrent que la transgression marine paléogène intervenue après la longue période d'émersion (25 à 30 Ma suivant les lieux), qui a suivi l'exondation généralisée du domaine alpin externe et d'une partie du domaine interne, a progressé sur la paléotopographie continentale suivant deux directions privilégiées correspondant à des linéaments majeurs orientés N90°E et N120-140°E hérités de la fin de l'orogenèse varisque (P. Guardia et J.-P. Ivaldi, 1987 ; J.-P. Ivaldi, 1989 ; P. Guardia et al., 1996). Ces directions privilégiées ont également influencé l'installation de la plate-forme carbonatée marine, son rapide morcellement et sa subsidence différentielle, enfin la sédimentation détritique qui s'est ensuivie, les directions linéamentaires N40°E et N160-170°E devenant à leur tour actives et complétant le canevas rheumatique régional. Ces quatre familles de linéaments, par leur fonctionnement, ont fortement influencé, à leur approche et dans les couloirs qu'elles définissent, les directions de raccourcissement paléogènes et négènes qui ont fluctué entre les directions NW-SE et NE-SW (P. Guardia et al., 1996).

Lors de la transgression paléogène, la partie de croûte continentale régionale qui deviendra l'Arc de Nice doit être envisagée comme une mosaïque de blocs d'extension décalométriques à hectokilométriques, alternativement stables et instables : d'étroits couloirs linéamentaires très déformés, à jeux souvent décrochants et/ou chevauchants – au sein desquels les directions de la déformation variaient rapidement de façon discontinue – séparant des zones plus étendues et moins déformées dans lesquelles les directions de la déformation étaient constantes ou évoluaient progressivement de façon continue.

Sur les bases d'un tel agencement crustal et en synthèse, la chronologie suivante des principaux épisodes de déformation ayant conduit à la genèse de l'Arc de Nice est proposée.

### 8.1. Évolution paléogène

Au Lutétien supérieur, alors que la mer paléogène progresse depuis le sud-est et l'est en direction de l'ouest et du nord-ouest sur une croûte continentale fracturée, en cours d'affaissement différentiel, la partie arrière du futur Arc de Nice devient mobile sous l'effet des raccourcissements qui affectent son socle, en relation avec la tectogenèse paléogène alpine placée sous la dépendance de la collision Afrique-Eurasie. La mobilité de la croûte continentale est particulièrement marquée dans une zone orientée est-ouest à l'aplomb de laquelle la mer paléogène installe dans un point bas de la paléotopographie un étroit bras de mer s'étendant en direction des revers méridionaux actuels du massif du Cheiron et du Dôme de Barrot (Figure 1 ; P. Guardia et J.-P. Ivaldi, 1987 ; J.-P. Ivaldi, 1989). Cette zone alors mobile court aujourd'hui sur une vingtaine de km entre le bord nord renversé du synclinal est-ouest de Turini et le bord sud du socle migmatitique varisque, alpinisé, du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour (Figure 1) ; elle est encadrée par de larges affleurements de gypses du Keuper alignés sur des directions linéamentaires N40°Est qui limitent à l'ouest et à l'est la partie nord du panneau de couverture intégrant l'Arc de Nice.

La mobilité de cette zone, à l'origine solidaire du complexe métamorphique et magmatique varisque de « Malinvern-Argentera » défini par A. Faure-Muret (1955) et dont les faciès métamorphiques ont été précisés par R. Malaroda *et al.* (1970), est récurrente, chronique, à l'échelle des temps géologiques depuis la fin de l'orogenèse varisque (P. Guardia et J.-P. Ivaldi, 1985 ; J.-P. Ivaldi *et al.*, 1998) :

- les plus fortes épaisseurs de sédiments détritiques continentaux régionaux (3 000 m) s'y sont accumulées par subsidence, sous de faibles tranches d'eau, au cours du Permien ;
- la discordance stratigraphique et angulaire du Trias inférieur continental détritique, sur les dépôts permiens basculés en direction du sud et verticalisés, y est majeure en limite est de la zone (vallée de la Roya) ;
- la subsidence du bassin des complexes détritiques terminaux paléogènes y est élevée, maximale, avec plus de 1 000 m de dépôts gréso-pélitiques couronnés par des flyschs autoremaniés puis dilacérés, alors que le bord nord de la zone joue en haut fond actif (Basse de l'Arpilha) à l'aplomb duquel se réduisent fortement les formations

paléogènes sous-jacentes : poudingue à Microcodium, calcaires à Nummulites lutétiens et calcschistes à biseaux sédimentaires visibles ;

- la bordure du socle de l'Argentera-Mercantour et sa couverture sédimentaire se flexurent vers le sud sur 17 km suivant une direction N95°Est entre les deux épisodes schistogènes alpins développés à partir du Paléogène. Cette flexuration intervient alors que le complexe de « Malinvern-Argentera » subit un coulistement dextre par rapport au complexe de la Tinée le long de l'accident décrochant N140°Est « Ferrière – Molières – Saint-Martin-Vésubie », sous l'effet de raccourcissements N-S à NE-SW également générateurs de chevauchements est-ouest impliquant le socle (cime de Montjoia) et son tégument (Figure 1).

L'évolution dynamique des déformations alpines de la couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour est inhomogène, non cylindrique, en relation avec l'architecture anté-alpine du socle : les structures majeures engendrées le montrent, en termes de géométrie, de style et d'intensité. Trois domaines sont à distinguer dans cette couverture : la bordure occidentale tinéenne du massif en relation avec le complexe métamorphique et magmatique de la Tinée, la bordure méridionale vésubienne liée au complexe de « Malinvern-Argentera », la bordure sud-orientale, interne, rattachée à l'élément de socle « Sabion - Ròca del Abis » (Figure 1).

Dans la zone de décollement arrière du panneau de couverture portant l'Arc de Nice correspondant à la bordure méridionale vésubienne du massif, la déformation plicative alpine débute précocelement, au cours même du dépôt des complexes détritiques terminaux paléogènes. Le plissement affecte différemment le socle, sa couverture carbonifère et permo-triasique tégumentaire, la couverture décollée post-triasique mésozoïque et cénozoïque du futur Arc de Nice. Deux épisodes de déformation plicative P1 et P2 sont identifiables, décalés dans le temps entre le bas et le haut de l'édifice structural (P. Guardia et J.-P. Ivaldi, 1985).

Dans le socle et le tégument, les plis P1 anisopaques sont accompagnés par une schistosité S1 pénétrative de plan axial, d'extension régionale : le Carbonifère est affecté par des plis génétiquement liés aux bordures des couloirs linéamentaires dans lesquels les sédiments sont conservés ; le Permien et le Trias inférieur anté-gypseux transgressifs et discordants sont déformés par des plis anisopaques à large rayon de courbure basculés en direction du sud.

Dans la couverture post-gypseuse, les premiers plis sont anté-schisteux, que ces plis affectent les sédiments crétacés ou priaboniens ; leurs axes sont parallèles aux linéations d'intersection L1 (S0/S1) du tégument desquelles ils sont manifestement contemporains. Ces plis précoces sont déformés par des plis anisopaques dont la schistosité de plan axial est comparable en tous points à la S1 régionale du tégument.

Le second épisode de déformation P2 n'est accompagné d'une schistosité S2 assez fruste que dans le socle et son tégument. Dans la zone de décollement arrière du panneau de couverture portant l'Arc de Nice, les déformations engendrées par ce second épisode sur les surfaces S0 et S1 impliquent un basculement du socle et de sa couverture par

rotation en direction du sud intervenue entre les deux épisodes schistogènes. Cette flexuration, réalisée autour d'un axe horizontal de direction moyenne N95°Est, outre qu'elle bascule les surfaces S0 et S1 et favorise le plissement de la schistosité régionale, accentue la surrection relative de la marge sud de l'Argentera-Mercantour débutée dès le Lutétien supérieur, poursuivie au cours du Bartonien et du Priabonien ; elle individualise l'élément de couverture post-gypseux dont le déplacement suivant une direction N30°E orthogonale à la direction moyenne de S2 (N120°Est) conduira à la structuration de la partie de couverture située au nord de l'accident « Ròca Serra – Ongrand », la partie sud aujourd'hui arquée progressant suivant une direction d'abord méridienne, puis N140°E. Le socle non visible de la couverture « nord » est en conséquence un élément détaché du complexe de « Malinvern-Argentera » (Figure 1).

En direction des chaînons frontaux de l'Arc de Nice, les plis anisopaques synschitiques assimilable à P1/S1 perdurent jusqu'à l'accident décrochevauchant « Ròca Serra – Ongrand ». Au-delà, les plis tendent à devenir isopaques, la schistosité S1 passant au « pencil cleavage » des auteurs anglo-saxons.

Les premiers plis qui déforment la couverture au front de l'arc, dans sa partie est, sont antérieurs au Miocène inférieur : l'anticinal du Cap Martin, axé NW-SE, largement érodé jusqu'au Kimméridgien-Tithonien, est recouvert en discordance par les dépôts miocènes de Roquebrune dont les âges s'échelonnent suivant les faciès de l'Aquitainien au Burdigalien-Langhien-Serravalien (B. Gèze, 1960-63 et 1968 ; R. Anglada *et al.*, 1967 ; P.-F. Bulard *et al.*, 1975 ; J.-L. Perez, 1975 ; J.-F. Pécheux, 1979 ; F. Irr, 1984 ; P. Guardia et J.-P. Ivaldi, 1985).

L'anticinal du Cap Martin et les structures apparentées telles que l'anticinal à cœur jurassique de La Clapissa déversé au sud-ouest (E. Colombo, 1966), chevauché après une forte érosion par l'unité allochtone du Mont-Agel (cf. feuille Menton-Nice 42-43, B. Gèze *et al.*, 1968 ; P. Guardia et J.-P. Ivaldi, 1985), de même que le synclinal à cœur paléogène de Contes, sont génétiquement liés aux déformations plicatives paléogènes P1 de la partie nord de l'arc. En conséquence, un âge Priabonien à Oligocène supérieur doit être envisagé pour le développement des plis P1, un âge post-oligocène pour la genèse des plis P2, la flexuration de la marge sud de l'Argentera-Mercantour étant nécessairement intervenue entre les deux épisodes plicatifs.

Dans la suite immédiate de cet épisode compressif, un premier événement magmatique calco-alcalin daté  $27 \pm 0,8$  Ma par méthode 40K-40Ar se développe à l'aplomb de l'un des principaux couloirs décrochants méridiens courant de Peille à Cap d'Ail via le Col de Guerre, au front est de l'arc (J.-P. Ivaldi *et al.*, 2003), ce qui confère à cet accident un jeu oligocène supérieur et un caractère profond. Des événements magmatiques similaires se succèdent également côté ouest, datés entre 35 et 30 Ma dans la zone alpine externe de l'Arc de Castellane, entre 32 et 26 Ma dans son avant-pays provençal (H. Bellon et R. Brousse, 1971 ; J.-C. Baubron, 1974 ; H. Bellon, 1980-81 ; G. Féraud *et al.*, 1995), où le volcanisme explosif est lié à un épisode distensif génératriceur de fossés orientés nord-sud.

En rive droite du fleuve Var, dans l'avant-pays provençal, le forage de Sainte-Pétronille ( $x = 1\ 036\ 653$  ;  $y = 6\ 299\ 437$  ;  $z = 31$  m ; identifiant BSS002HFBG), foncé sur 500 m de profondeur, a traversé 350 m de pyroclastites andésitiques constituées de tufs volcaniques, cinérites, fragments d'andésites et d'argilites vertes, beiges et rouges, l'ensemble succédant à 80 m de calcaires et de grès glauconieux crétacés superposés à des calcaires sublithographiques beiges et blancs jurassiques (Ch. Mangan *et al.*, 2012). Rapprochant ces pyroclastites du magmatisme calco-alcalin de Biot daté de 26,2 Ma au Bois Fleuri (H. Bellon, 1980-81), nous mettons en correspondance l'affleurement de Sainte Pétronille avec la direction N175°E de la partie tout à fait inférieure de la vallée du Var. Dans cette interprétation, la fracturation nord-sud de la croûte continentale intervenue au cours de l'Oligocène supérieur, accompagnée de remontées magmatiques, marque à Sainte-Pétronille la bordure ouest du fossé sur lequel se surimposera la ria miocène sur laquelle se développera le delta pliocène du Var.

## 8.2. Évolution néogène

La partie arrière du panneau de couverture portant l'Arc de Nice est dépourvue de formations syntectoniques renseignant sur la géodynamique néogène des structures de couverture. Elle fournit cependant des éléments d'information relatifs à la sismicité de ses bordures soulignées par les affleurements de Trias gypseux alignées N40°E.

Le front de l'arc est moins pourvu en affleurements néogènes que celui de l'Arc de Castellane voisin. Néanmoins, une chronologie des déformations peut être avancée par l'analyse des relations géométriques existant entre les chaînons frontaux armés par les carbonates jurassiques et le Miocène marin de Roquebrune - Cap Martin, les sédiments miocènes rencontrés lors du percement du tunnel ferroviaire Monaco-Cap d'Ail, les sédiments pliocènes de la vallée du Var, enfin les marnes gypseuses grises à noires, à microfaunes mio-pliocènes et pliocènes des trois forages utilisés dans le cadre de cette publication. Les structures engendrées ou remobilisées depuis 23 Ma sont pour l'essentiel des surfaces stratigraphiques basculées dans la plupart des cas en direction du bassin liguro-provençal, affectées de failles normales et/ou d'accidents épiglyptiques, mobilisées par des décrochements, des chevauchements et des décrochevauchements.

### 8.2.1. Miocène

En l'état des connaissances, le Miocène n'est représenté dans l'Arc de Nice, en surface qu'à Roquebrune - Cap Martin et en profondeur – masqué par des dépôts quaternaires – qu'à Cap d'Ail et Monaco.

À Roquebrune - Cap Martin, les grès et les congolérats à passées sableuses couvrent une période allant de l'Aquitainien au Burdigalien moyen – Langhien – Serravalien pour J.-F. Pécheux (1979) et F. Irr (1984) ; ils montent de façon plus incertaine dans le Serravalien – Tortonien pour R. Anglada *et al.* (1967), dans le Tortonien pour G. Laworsky et G. Curti (1960) et G. Giannerini *et al.* (2011). Les sédiments ont subi, avec leur substratum crétacé et jurassique, un basculement généralisé compris entre 20 et 45° en direction du bassin liguro-provençal, le redressement des surfaces

stratigraphiques et de la paléosurface fini-oligocène transgressée gagnant en importance en direction de l'intérieur des terres jusqu'à la cote NGF + 470 m, ce sans préjuger de l'horizontalité originelle des dépôts et du décapage post-mio-cène de l'ancien front de transgression. À latitude équivalente, les valeurs de pendage des surfaces stratigraphiques miocènes sont supérieures à celles des dépôts pliocènes des vallées du Var et de la Roya développées vers l'ouest et l'est. Le synclinal paléogène de Menton, de même direction axiale que l'anticlinal anté-aquitainien du Cap Martin, a enregistré un redressement de son bord nord de même type que les affleurements miocènes, la déformation allant jusqu'au renversement des strates. Ce phénomène qui lie basculement en direction du domaine marin et redressement en direction du domaine continental est à rapprocher de la notion de flexure continentale développée par J. Bourcart (1938). Il est à mettre en relation avec la mise en place du bassin de la Méditerranée occidentale ; il implique aussi une accentuation des reliefs continentaux alpins de bordure. Il est pour partie au moins, d'âge miocène, la flexuration se poursuivant et affectant ensuite les sédiments pliocènes.

En limite sud-est de l'Arc de Nice, l'activité miocène des couloirs de failles d'orientation méridienne prête à discussion hormis dans le cas de l'accident bordier N160°E à nord-sud « Gorbio – Pointe de la Veille » qui limite les poudingues miocènes de Roquebrune – Cap Martin vers l'ouest. Le fonctionnement miocène de ce couloir décrochant est attesté par les mégablocs de carbonates jurassiques cartographiés par B. Gèze *et al.* (1968) encaissés au sein des poudingues. Ces klippes sédimentaires qui correspondent à des éléments de paléofalaises écroulées dans le bassin miocène le long du couloir décrochant signent le fonctionnement synsédimentaire de cet accident bordier. Concernant les autres accidents méridiens décrochants visibles en surface, les éléments de datation directe manquent pour attribuer à leur fonctionnement un âge miocène. En l'état actuel des connaissances, seul le fonctionnement de l'accident décrochant senestre de « Peille – Laghet » a pu être précisé par la présence des sédiments zandréens conservés en placages le long des surfaces de mouvement.

Le jeu de ces accidents est également difficile à fixer avec certitude : les plans de failles sont dans la plupart des cas polystriés ; les directions de raccourcissement et d'allongement déduites de l'analyse des miroirs et des galets striés sont variables, fluctuant entre le nord-ouest et le nord-est, avec pour effet une inversion des jeux sur des accidents nord-sud. Les directions de raccourcissement définies dans le Quaternaire, le Néogène et les parties de croûte plus anciennes correspondent exceptionnellement au jeu senestre de la bordure de l'arc (P. Guardia *et al.*, 1996), dont le rejet horizontal post-oligocène défini à partir du décalage des lignes isovaleurs de thermoluminescence des quartz des complexes détritiques terminaux paléogènes est de l'ordre de 3 km (J.-P. Ivaldi, 1973, 1974).

Dans le Miocène de Roquebrune - Cap Martin, les directions de raccourcissement évoluent de NE-SW à N-S, ce qui implique un jeu résultant dextre de l'accident bordier N160°E à Nord-Sud « Gorbio – Pointe de la Veille » (Figure 1, a).

Dans les formations de couverture anté-néogènes découpées par l'accident N-S de « Castillon – Sainte-Agnès »

(Figure 1, b), les directions de raccourcissement dans le compartiment ouest sont en accord avec le forçage senestre des mégastuctures plicatives.

Enfin, la géométrie du chevauchement à surface de contact subhorizontale du Mont-Agel, la disposition des écailles qui lui sont associées à son front et à son arrière, induisent un transfert de ces unités structurales dans leur déplacement vers la marge du bassin liguro-provençal guidées par les couloirs décrochants « Peille – Col de Guerre – Cap-d'Ail » (Figure 1, c) et « Malpas – Tenao » (Figure 1, d). Suivant cette interprétation, dans la couverture, le premier de ces couloirs décrochants est à jeu relatif dextre, le second à jeu relatif senestre, les écaille frontales inférieures étant dans la suite de leur mise en place découpées par des failles normales transverses et effondrées suivant des jeux en partie épiglyptiques en direction du bassin méditerranéen.

D. Schreiber (2010) et G. Giannerini *et al.* (2011), dans leurs modèles géométriques 3D du bassin miocène de Roquebrune – Cap Martin, considèrent pour leur part que le jeu de l'ensemble des accidents méridiens de la bordure est de l'arc est décrochant senestre.

Le tunnel ferroviaire de Monaco a recoupé lors de son percement, sous l'écaille à matériel carbonaté kimméridgien-tithonien du Jardin Exotique, des formations sédimentaires et volcano-sédimentaires dont les âges s'échelonnent du Crétacé inférieur au Miocène inférieur avec de forts indices de remaniement (J.-P. Ivaldi *et al.*, 2003). Concernant le Néogène, les associations nannoplanctoniques datent du Miocène inférieur des formations détritiques margino-littorales discordantes qui chevauchent en direction du sud des sédiments de l'Éocène supérieur et sont elles-mêmes chevauchées par des lambeaux de Crétacé supportant le Jurassique de l'écaille du Jardin Éxotique. La multiplicité des discordances remobilisées en surfaces de mouvement impliquant l'Éocène-Oligocène et le Miocène inférieur, l'importance des remaniements d'associations nannoplanctoniques et palynologiques plus anciennes couvrant le Crétacé, le Paléocène et l'Éocène inférieur à moyen, les lithofaciès des dépôts sédimentaires, incitent à penser que le jeu chevauchant du Crétacé et du Jurassique de l'écaille du Jardin Éxotique est pour partie au moins synchrone de la sédimentation éocène, oligocène puis miocène. L'incertitude concernant la présence de Miocène supérieur avéré à Roquebrune – Cap Martin, la seule présence de Miocène inférieur daté à Monaco sont conformes à l'image de lignes de rivage repoussées progressivement vers le sud à partir du Serravalien, sous l'effet de l'avancée des écailles bordières de la partie est de l'Arc de Nice et du redressement des structures.

Des blocs d'andésite du matériel pyroclastique associé aux sédiments miocènes fournissent des âges 40K-40Ar de  $18,7 \pm 0,8$  Ma (J.-P. Ivaldi *et al.*, 2003), ce qui conduit à admettre le développement d'un second épisode magmatique calco-alcalin d'âge burdigalien localisé, comme l'épisode à  $27 \pm 0,8$  Ma, sur le couloir décrochant « Peille – Col de Guerre – Cap d'Ail ». La localisation des pyroclastites calco-alcalines sur l'accident constitue un argument en faveur de son jeu burdigalien et confirme son caractère profond.

Le Miocène du tunnel ferroviaire Monaco – Cap-d'Ail permet, par certains des aspects pétrographiques des faciès

rocheux recoupés, de discuter la nature du socle de la partie de l'Arc de Nice située au sud de l'accident Ròca Serra – Ongrand, qui prête à conjecture contrairement au socle de la partie nord, prolongement méridional flexuré du complexe de « Malinvern-Argentera ».

Le tunnel a recoupé un congolomérat polygénique à gros blocs roulés et matrice sableuse, daté par nannoplancton du Miocène inférieur (J.-P. Ivaldi *et al.*, 2003). Ce congolomérat présente de fortes similitudes de faciès avec les congolomérats rapportés à l'Éocène supérieur – Oligocène inférieur des première et seconde formations détritiques du synclinale de Saint-Antonin (J. Bodelle, 1971), par son cortège varié de roches sédimentaires (arkoses, grès, calcaires, dolomies), magmatiques (granites, diorites, microdiorites, andésites) et métamorphiques (quartzites, migmatites). Un cortège que l'on retrouve, sous la forme de galets de plus petite taille dans les grès paléogènes des synclinaux de Contes et de Menton, équivalents latéraux des Grès d'Annot rangés dans les complexes détritiques terminaux du cycle sédimentaire paléogène. Sur les bases de leur pétrographie et des paramètres de thermoluminescence des quartz magmatiques, métamorphiques et des silico-détritiques de la matrice, les éléments endogènes n'ont pu être rapprochés des socles de Provence et de Corse, pas plus que le matériel quartzé des grès paléogènes de Menton et de Contes (J.-P. Ivaldi, 1989). Concernant ces grès, le dessin des lignes isovaleurs de thermoluminescence place le débouché du matériel détritique en provenance du sud qui alimentait le bassin sédimentaire paléogène, entre l'actuelle vallée du Var et la frontière italienne. Cette aire continentale distributive méridionale – qualifiée de socle védiantien par référence à une peuplade ligure côtière préromaine du Pays niçois (J.-P. Ivaldi, 1989) – progressivement effondrée à partir de l'Oligocène inférieur en relation avec la rotation de l'axe corso-sarde (J.-P. Ivaldi, 1973), pourrait constituer le socle de la partie sud de l'Arc de Nice jusqu'à la hauteur de l'accident « Ròca Serra – Ongrand ». Cet accident de couverture serait, dans cette hypothèse, la traduction en surface d'un accident crustal majeur.

En limite ouest de l'Arc de Nice, la fracturation N-S de la croûte continentale au cours de l'Oligocène supérieur (cf. supra, § 8.1) fragilise la future marge sur laquelle se développera au Pliocène le delta du Var. Dans la suite de notre hypothèse plaçant à l'Oligocène supérieur la fracturation du bord Ouest du futur Arc de Nice, sa séparation d'avec l'avant-pays provençal et la création du fossé du Var suivant une direction submérienne, c'est de l'Aquitaniens-Burdigalien basal qu'il convient de dater le premier épisode d'effondrement important du fossé : la mer miocène transgressive depuis l'Aquitainien sur le bord est de l'arc, maintenue au sud par l'avancée à caractère tectonique de l'Arc de Nice, gagne sur l'avant-pays provençal et y dépose la formation molassique burdigaliennes du Bausset (G. Dardeau *et al.*, 2010 ; M.-D. Courme-Rault, M. Dubar, 2011). Le bord sud-ouest du futur Arc de Nice, exempt de dépôts miocènes, constitue alors une zone haute, émergée.

C'est au cours du Miocène que se met progressivement en place un réseau hydrographique préfigurant l'actuel, sous l'effet d'écoulements de surface fortement érosifs en direction de la Méditerranée aquitanienne. L'installation d'un paléo-Var, le creusement de la future ria pliocène et l'approfondissement

des fonds marins sont nécessairement achevés avant la transgression généralisée zancléenne.

Les modalités de creusement des rias méditerranéennes et des canyons aujourd'hui sous-marins qui les prolongent ont fait l'objet de violentes controverses à la suite de la découverte d'épais dépôts évaporitiques messiniens sous le plancher de la Méditerranée lors de la réalisation des forages de la Campagne 13 du Deep Sea Drilling Project qui ont traversé, pour la première fois en 1970, leurs couches sommitales (Hsü K.J. *et al.*, 1973). Suivant le modèle d'un bassin méditerranéen profond presque totalement asséché au paroxysme de la « crise de salinité » messinienne entre -6 et -5,3 Ma, l'installation d'un paléo-Var et le creusement de la future ria pliocène sont à mettre en relation avec le fort abaissement du niveau des eaux marines évalué à plus d'un millier de mètres, phénomène favorisant l'incision linéaire sur des pentes fortes (G. Clauzon, 1996 ; G. Clauzon *et al.*, 1996 ; Bache *et al.*, 2012). La négation de ce modèle (G. Busson, 1990), oblige à considérer le creusement de vallées en milieu aérien puis leur immersion par flexuration progressive et continue de la marge continentale entre le retrait serravalien à l'est, tortonien à l'ouest de la mer miocène et l'ingression zancléenne.

## 8.2.2. Pliocène

Les bordures décrochantes ouest et est de l'Arc de Nice ont été soumises à des champs de déformation nettement différents depuis la dernière exondation généralisée de la zone alpine externe intervenue au cours de l'Oligocène inférieur par le comblement du bassin de sédimentation des complexes détritiques terminaux de type « Grès d'Annot » ; un bassin envahi, sur son bord oriental et sud-oriental, par des olis-tostromes nés du démantèlement des nappes alpines en cours de progression et de structuration. La bordure ouest de l'arc a été soumise à un champ de déformation progressif, uniforme en direction, uniquement perturbé par l'existence d'accidents obliques N40°E à jeu senestre, les directions de raccourcissement NE-SW induisant un fonctionnement décrochevauchant dextre des limites d'écaillles submériennes ainsi que des rétrochevauchements conjugués limités. La bordure est a évolué dans un champ de déformation non uniforme, variable dans l'espace et dans le temps, les directions de raccourcissement d'abord NE-SW devenant par la suite N-S, puis NW-SE, évolution que l'on observe également d'Ouest en Est dans la couverture décollée anté-miocène de cette partie de l'arc (P. Guardia *et al.*, 1996).

Ce champ de déformation multiforme a eu pour conséquences un agencement plus complexe des structures plicatives et décrochevauchantes sur la bordure orientale de l'arc, un fonctionnement senestre de cette bordure, un rejet décrochant nettement plus important : 3 km contre un peu moins d'1 km sur la bordure décrochevauchante dextre occidentale.

Les paléogéographies néogènes des deux bordures arquées ont également évolué différemment. Si la mer transgressive aquitaine a mordu sur l'espace continental actuel de la bordure est, les dépôts pliocènes en sont absents et ne réapparaissent en direction du Golfe de Gênes qu'au niveau de la vallée de la Roya. À l'opposé, les dépôts miocènes sont absents de la bordure ouest, n'apparaissant qu'en rive droite du Var sur la marge continentale provençale où ils

prérennissent l'existence du bassin de Vence installé au Burdigalien, alors que le Pliocène est largement développé en termes de surface et d'épaisseur dans la vallée du Var et ses vallons annexes. Le front de l'Arc de Nice a donc subi un jeu altitudinal différentiel entre les deux époques : en relief côté ouest, en creux côté est au cours du Miocène, en relief côté est, en creux côté ouest pendant le Pliocène.

L'Arc de Nice affronte sur sa marge sud-occidentale le prisme sédimentaire deltaïque du Var (bottomset et foreset beds) dont les deux faciès principaux sont des marnes parfois sableuses et des poudingues, ces derniers intercalés de niveaux marneux, sableux et de cailloutis.

Deux causes principales expliquent la localisation et l'importance du delta du Var – tant en surface d'affleurement qu'en épaisseur – eu égard aux proches appareils de la Siagne, du Paillon et de la Roya :

- la fragilisation de la croûte continentale oligocène dans la partie correspondant actuellement à la basse vallée du Var, qui a conduit à l'installation d'un fossé d'effondrement, puis de la ria messinienne ;
- la mobilité élevée de la croûte continentale alpine externe soumise à un fort raccourcissement en relation avec le découpage lithosphérique et la progression en régime transpressif des nappes alpines internes, qui a eu notamment pour conséquence la surrection progressive du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour débutée au cours du Lutétien supérieur-Bartonien.

La convergence de ces processus tectoniques avec la régression eustatique messinienne a créé les conditions favorables à l'installation rapprochée d'un piège à sédiments subsident et d'une aire dispensatrice de matériaux détritiques.

La présence des dépôts dans les vallées alluviales actuelles et leurs affluents traduit l'âge anté-pliocène du réseau hydrographique dont l'accentuation du creusement en termes d'incision linéaire et de vitesse d'érosion a été favorisé par l'abaissement du niveau de la Méditerranée messinienne pouvant atteindre 1 500 m (G. Clauzon, 1996). Ce sillon d'origine eustatique, incisé à l'aplomb d'un fossé d'effondrement oligocène, sera envahi par la mer ingressive zancléenne lors de sa remontée dès -5,3 Ma. Sur la bordure ouest de l'Arc de Nice, le perçement actuel, à plusieurs centaines de mètres d'altitude, d'affleurements datés du Pliocène et du Pléistocène inférieur, indique par ailleurs un fort soulèvement du delta et surtout de ses bordures pendant et après sa progradation. Ainsi doit-on envisager des causes multifactorielles à l'affrontement pliocène « arc – prisme deltaïque » : la genèse d'un paléo-Var par surimposition sur un fossé oligocène qui amorce la séparation du futur arc alpin de Nice en avance tectonique sur le proche avant-pays provençal et le front de l'arc de Castellane, une profonde incision à caractère eustatique et/ou flexural de la paléovallée en limite de l'arc, une évolution par antécédence de la paléovallée et ses vallons secondaires sous l'effet des écaillements constitutifs de l'arc.

Des reconnaissances géophysiques (R. Horn *et al.*, 1965 ; C. Mangan *et al.*, 1990, 1991), des forages profonds réalisés dans le cadre de campagnes d'exploration conduites par le Conseil général/départemental des Alpes-Maritimes sont menées depuis de nombreuses années afin de déterminer la

géométrie, les épaisseurs et les potentialités aquifères de ces dépôts de foresets.

Aucun des forages entrepris n'a atteint la base des poudingues, a fortiori celle du Pliocène. Dans l'axe de la vallée du Var, le substratum des dépôts deltaïques reste à identifier : sédiments miocènes traçant la pénétration de la mer en direction du bassin de Vence ou formations crétacées et jurassiques à affinités provençales ou alpines ?

Le passage entre les marnes et les poudingues pliocènes est à la fois vertical et latéral, les intrications entre faciès traduisant la progradation du delta. Les faciès marneux sont plus développés sur le côté provençal de la vallée avec des épaisseurs comprises entre 240 et 350 m ; les poudingues, peu représentés vers l'ouest et disparaissant progressivement dans cette direction, atteignent des épaisseurs cumulées de l'ordre de 290 à 500 m vers l'est en direction de l'Arc de Nice. Une telle dissymétrie dans la répartition des faciès traduit une paléotopographie plus élevée et plus active de la bordure ouest de l'Arc de Nice et de ses contreforts arrières, en relation avec la surrection du massif de l'Argentera-Mercantour dont le socle est désormais débarrassé d'une partie de sa couverture, socle et couverture alimentant par leur démantèlement le delta pliocène en éléments grossiers. La chenalisation de la masse principale des poudingues décalée vers l'est par rapport à l'axe actuel de la vallée du Var (Ch. Mangan *et al.*, 2012), traduit l'influence réciproque de la marge décrochevante ouest de l'Arc de Nice et du prisme deltaïque du Var au cours de leur évolution pliocène.

Les microfaunes pliocènes deltaïques rencontrées en bordure et au sein même de l'Arc de Nice tant en profondeur qu'en surface, confrontées aux données de terrain tectoniques et microtectoniques, éclairent sur les relations spatiales et temporelles du prisme deltaïque du Var et de la structure arquée ; elles donnent un cadre chronologique et environnemental précis aux déplacements des chevauchements et décrochevauchements médiо-frontaux entre -5,3 et -2,5 Ma. La structuration du panneau de couverture alpine en arc, commencée au cours du Paléogène par la flexuration vers le sud de la bordure du socle de l'Argentera-Mercantour et de sa couverture sédimentaire – laquelle en deviendra indépendante – a subi, au cours du Pliocène, à son front, une forte accélération de ces processus encore poursuivie au cours du Quaternaire (cf. infra, § 8.3).

L'âge des marnes gypseuses disposées en semelles d'écailles rencontrées en sondages, contraint la chronologie de l'évolution pliocène de l'arc (Figure 2, tableau) :

- l'écaille décrochevante dextre de Châteauneuf à l'ouest (Figure 5) et l'unité « Revère – Simbola – Forna – Mont Bataille » à l'est (Figure 6) ont raboté les dépôts du delta du Var et de son annexe du Paillon après le Zancléen, respectivement à partir de -3,4 et -3,6 Ma. ;
- la présence de microfaunes zancléennes en base d'écaille dans le forage de Laghet et en surface, le long du décrochement senestre de « Peille – Laghet », atteste de la mobilité de cet accident et de l'unité chevauchante « Revère – Simbola – Forna – Mont Bataille » depuis -4,5 et -3,6 Ma.

### 8.3. Évolution quaternaire

Le soulèvement différentiel de la bordure occidentale de l'Arc de Nice se poursuit au Quaternaire. Deux éléments d'information de surface l'attestent : la position altitudinale des dépôts gélasiens, celle des terrasses du Var sur les deux rives du fleuve.

L'écaillage de la bordure ouest de l'arc, le rabotage des sédiments zancléens, la formation des mélanges « Pliocène-Trias » se poursuivent entre -2,3 et -1,8 Ma sous le niveau marin gélasiens, alors même que se déposent, sur le dos de l'unité décrochevauchante de Châteauneuf en mouvement, les sédiments datés de cet âge aux Tourettes-Prunières.

L'exhaussement des sédiments gélasiens, à peine inférieur à la centaine de mètres en bordure de mer actuelle, de plusieurs centaines de mètres à l'intérieur des terres, réalisé par abaissement du niveau marin et par effet de rampe, s'accorde également avec une flexure continentale affectant des parties de marge de plus en plus éloignées du rivage en direction du bassin liguro-provençal. La flexuration de la marge continentale a également été évoquée afin d'expliquer la position, à 2 220 m de profondeur au large de la côte liguro-provençale sur le site ESCAR 80, de sédiments datés du Pliocène inférieur (F. Irr, 1984), hypothèse en contradiction avec l'interprétation récente de Bache *et al.* (2015).

Dans la suite de cette hypothèse, doit-on assimiler la flexuration vers le sud de la bordure du socle de l'Argentera-Mercantour et de sa couverture sédimentaire, intervenue en bordure nord de la mer paléogène, au même mécanisme de flexure continentale ? Auquel cas, ce mécanisme serait à intégrer au rang des processus d'aggradation sur le long terme des marges continentales mobiles.

L'analyse comparée de l'altitude des terrasses de rive gauche et de rive droite de la basse vallée du Var en termes de nombre et d'étagement (M. Dubar et J.-L. Pérez, 1987), implique la poursuite de la surélévation de la branche ouest de l'arc au cours du Pléistocène, au moins jusqu'au Tyrrhénien. L'évolution des deux rives du fleuve est en effet dissymétrique : on dénombre cinq niveaux de terrasses en rive droite, sept en rive gauche. Le nombre supérieur de terrasses en rive gauche traduit un meilleur enregistrement des hauts-niveaux marins eustatiques du Quaternaire sur cette rive, en relation avec son exhaussement plus rapide. La partie de croûte continentale portant la branche ouest de l'arc, mobile, en surélévation par rapport à l'avant-pays provençal de rive droite, exerce plus rapidement les prismes de haut-niveau qui se transforment ainsi en terrasses étagées. Par corrélation de certaines terrasses des deux rives à partir d'arguments sédimentologiques et pédologiques, il a été possible de calibrer le soulèvement différentiel de l'arc. Une chronologie des terrasses a été établie (M. Dubar *et al.* 2001 ; M. Dubar, 2012), en utilisant les données biochronologiques (Foraminifères et Mammifères) couplées avec des données paléomagnétiques (M. Dubar *et al.*, 1999) et des datations radiométriques (M. Dubar *et al.*, 2008). Ainsi, en utilisant les altitudes des différents niveaux de terrasses, en prenant en compte l'erreur sur le niveau eustatique de l'époque, les vitesses de soulèvement pour trois intervalles de temps ont pu être restituées (Figure 7, tableau). Le léger accroissement des valeurs traduit clairement que le soulèvement de la rive gauche par rapport à la rive droite est continu au Quaternaire jusqu'au Tyrrhénien il y a  $10^5$  ans environ. Il est vraisemblable que ce soulèvement se poursuit encore aujourd'hui.

#### RIVE GAUCHE

Niveau	Altitude terrasse (mètres)	Altitude Var (mètres)	Altitude relative (mètres)	$\Delta$ eustatique (mètres)	$\Delta h$ (mètres)	$\Delta t \cdot 10^6$ (ans)
Pliocène supérieur	170	10	160	5	155-160	2 - 1,27
RG6 "Riss"	33	11	22			0,18 - 0,13
RG7 "Tyrrhénien"	16	3,5	12,5	5		0,12 - 0,10

#### RIVE DROITE

Niveau	Altitude terrasse (mètres)	Altitude Var (mètres)	Altitude relative (mètres)	$\Delta$ eustatique (mètres)	$\Delta h$ (mètres)	$\Delta t \cdot 10^6$ (ans)
Pliocène supérieur	120	10	110	5	105 - 110	2 - 1,27
RD1 "Sicilien"	30	5	25	5	20 - 25	0,7 - 0,5
RD3 "Riss"	26	11	15			0,18 - 0,13
RD4 "Tyrrhénien"	9	2,5	6,5	5	1,5 - 6,5	0,12 - 0,1

#### SOULEVEMENT RELATIF DES DEUX RIVES (mm/an)

1 - Pliocène supérieur	0,025 - 0,03
2 - RG6 "Riss"	0,032 - 0,053
3 - RG7 "Tyrrhénien"	0,05 - 0,06



#### SOULEVEMENT ABSOLU (mm/an)

##### Rive gauche

1 - Pliocène supérieur	0,078 - 0,095
2 - RG7 "Tyrrhénien"	0,062 - 0,12

##### Rive droite

1 - Pliocène supérieur	0,052 - 0,06
2 - RD1 "Sicilien"	0,028 - 0,05
3 - RD4 "Tyrrhénien"	0,012 - 0,065

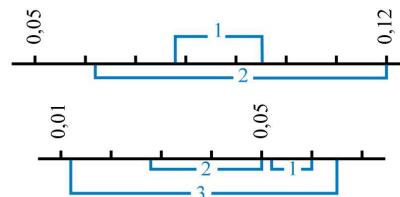


Figure 7 : Mesures du soulèvement des deux rives du Var (A.-M., France) d'après l'étude morphologique des terrasses quaternaires (M. Dubar *et al.*, 2001). Altitudes des terrasses et du lit du Var au droit de la terrasse considérée référencées IGN69 ; altitude relative des terrasses par rapport au Var ;  $\Delta$  eustatique : erreur sur le niveau marin ;  $\Delta h$  : marges de l'altitude relative ;  $\Delta t \cdot 10^6$  : âge en millions d'années.

Figure 7 : Uplift measurements along both banks of the Var River (A.-M., France), based on the geomorphology of quaternary terraces (M. Dubar *et al.*, 2001). The elevations of the terraces and of the Var streambed along the terrace in question are IGN69-referenced ; the relative terrace elevations are given in reference to the Var ;  $\Delta$  eustatic : margin of error for sea level ;  $\Delta h$  : relative elevation margins ;  $\Delta t \cdot 10^6$  : age in millions of years.

## 9. Conclusions : certitudes et hypothèses

Initié au cours du Paléogène par la flexuration de la bordure méridionale du socle varisque de l'Argentera-Mercantour en cours d'alpinisation, l'Arc de Nice acquiert l'essentiel de la géométrie actuelle de ses parties médio-frontales au cours du Pliocène et du Quaternaire. Du Lutétien supérieur au Pliocène, sur un intervalle de temps de l'ordre de 35 Ma, l'élément de couverture qui deviendra l'Arc de Nice a enregistré deux épisodes transgressifs installant deux domaines marins distincts, le premier paléogène, alpin, le second néogène, méditerranéen, deux épisodes magmatiques calco-alcalins à  $-27 \pm 0,8$  Ma et  $-18,7 \pm 0,8$  Ma, deux épisodes régressifs au cours de l'Oligocène et du Messinien, une suite de déformations progressives, superposées, dans des contextes ductile pour la partie profonde de l'édifice structural, ductile-fragile pour la partie supérieure. Le raccourcissement différentiel entre les parties profondes de l'édifice structural plus déformées et les parties superficielles a créé les conditions favorables au découplage mécanique socle-couverture. L'enchaînement complexe de ces événements, tant paléogéographiques, magmatiques que tectoniques, est le résultat du prédécoupage fragile de cet élément de croûte continentale européenne par quatre familles d'accidents linéamentaires N90°E, N120-140°E, N160-170°E, et N40°E. Ces familles d'accidents, héritées de l'évolution fini-tardi-varisque du socle, remobilisées au cours du Cénozoïque lors du développement de l'orogenèse alpine, ont par leur fonctionnement découpé la croûte en blocs étendus, relativement peu déformés, séparés par d'étroits couloirs dans lesquels se concentrerait la déformation. Ces couloirs d'accidents, par leurs jeux, ont contrôlé, réorienté localement à leur approche, le champ de déformation engendré par la poursuite de la convergence « Afrique-Eurasie », les directions de raccourcissement fluctuant à l'échelle de l'arc dans le quadrant NW à NE. Le fonctionnement de ces couloirs, les champs de déformation qui en ont résulté, uniformes ou multiformes suivant les lieux, ont préparé la genèse de l'Arc de Nice puis guidé son évolution géodynamique jusqu'à ce jour. La mobilité actuelle de ces couloirs s'exprime par une sismicité récurrente le long des linéaments N120-140°E, N40°E et N160-170°E, plus élevée à l'intersection des deux premières familles, carrefours où se concentre un diapirisme évaporistique actif.

C'est par la désolidarisation et la structuration de la partie arrière du panneau de couverture qui le porte que débute la formation de l'arc. Le processus initiateur est la flexuration du bord méridional du socle varisque de l'Argentera-Mercantour et son tégument carbonifère et permo-triasique, l'élément moteur le coulissolement dextre du complexe métamorphique et magmatique oriental de « Malinvern-Argentera ». La flexure arrière, mobilisée suivant un direction E-W entre deux épisodes de plissement, qui avait auparavant guidé la transgression paléogène et déjà fonctionné entre le Permien et le Trias, a libéré l'essentiel de la couverture sédimentaire des attaches à son socle et tégument, créant ainsi les conditions de son double décollement au niveau des gypses triasiques et lui donnant une relative indépendance tectonique et gravitaire, notamment au front de l'arc en avant de l'accident « Roca Serra – Ongrand ».

Le complexe « Malinvern-Argentera », coulissant selon un mouvement dextre le long du couloir linéamentaire N120-140°E majeur qui découpe de part en part l'Argentera-Mercantour, a eu pour effet, à son contact avec les bordures du bassin paléogène à remplissage détritique fortement subsistant, de s'autochevaucher puis d'enclencher les processus de flexuration et de découplage lithosphérique à l'articulation socle-couverture. Auparavant, le fonctionnement du couloir, sous l'effet d'un même champ de contrainte engendrant des raccourcissements NE-SW, avait amené au niveau du complexe occidental de la Tinée les métamorphites et magmatites du complexe de « Malinvern-Argentera », plus profondes, fondamentalement différentes en termes de pétrofaciès, d'intensité de la migmatisation et de la granitisation.

Le panneau de couverture, décollé dans sa partie nord entre des couloirs linéamentaires N40°E à jeu senestre, en cours de structuration ductile et fragile sous la dépendance de la convergence alpine, subira ensuite une translation différentielle vers le sud, d'ordre kilométrique à l'ouest, trikilométrique à l'est, suivant des directions N30°E, N-S et N140°E. Les étapes, le rythme de cette translation demeurent inconnues, notamment au cours du Miocène. Il est clair cependant que le déplacement, le plissement et les écaillages subis par la couverture l'ont été dans des champs de déformation davantage perturbés à l'est de l'arc qu'à l'ouest. Nous voyons dans ces différences le résultat d'interférences entre les champs de déformation alpins perturbés par le canevas linéamentaire régional et les champs de déformation résultant de la remontée depuis leurs réservoirs profonds, à deux reprises, des magmatites calco-alcalines à l'origine des pyroclastites de Cap d'Ail-Monaco. Cette hypothèse s'accorde avec la torsion et le forçage des mégastuctures plissées E-W de la région de Sainte-Agnès ; elle peut également expliquer la géométrie particulière du chevauchement de l'Agel et des écaillages annexes à vergence sud, déplacés et empilés dans un couloir nord-sud. Les conduits magmatiques mis en place immédiatement au sud de la zone perturbée auraient, par le volume et la chaleur des produits qui y transitaient, provoqué une forte hausse des déformations et une réorientation privilégiée des directions de raccourcissement à l'approche de leurs épontes au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur. La question reste ouverte quant à la relation de cette activité magmatique avec l'effacement du socle védiantien dispensateur d'une partie du matériel terrigène des complexes détritiques terminaux paléogènes, socle dont on trouve encore des traces au Miocène inférieur dans le conglomérat polygénique rencontré en tunnel entre Monaco et Cap d'Ail. De même reste posée la question de la présence de ce socle sous la couverture redoublée de l'Arc de Nice, ce jusqu'à l'accident « Roca Serra - Ongrand », le complexe « Malinvern-Argentera » prenant le relai au nord.

L'évolution du front de l'Arc de Nice, aussi bien tangentielle qu'altitudinale, est essentiellement pliocène et quaternaire : la découverte de microfaunes du Pliocène inférieur et du Pléistocène inférieur, les premières dans des marnes mêlées à du gypse triasique disposées en semelles d'écailles, les secondes dans des calcaires et marnes discordants sur le dos de l'une des écaillages de l'arc le démontrent. La découverte d'une formation marine gélasienne affleurant à 545 m d'altitude, à l'aplomb des semelles de nappe à faune zandréenne, oblige à conclure à la mise en place sous-marine des écailles,

du moins pour ce qui est des écailles médio-frontales ouest. Il faut alors considérer que les décrochevauchements dextres de la bordure occidentale de l'Arc de Nice, développés suivant des directions N160-170°E, résultent de l'affrontement sous-marin de cette partie de couverture en mouvement forcé vers le sud avec le prisme deltaïque du Var en cours de constitution. Ainsi s'explique la géométrie des écailles ductile-fragile du panneau de couverture décollé entre Argentera-Mercantour et Méditerranée, différente de part et d'autre de l'accident « Ròca Serra - Ongrand » : la forte arcure des structures méridionales est le résultat du forçage sous-marin des unités tectoniques occidentales en mouvement au contact du prisme deltaïque du Var à l'ouest, du blocage des unités par les conduits du réservoir magmatique calco-alcalin et leurs produits d'émission de Cap d'Ail-Monaco à l'est. Il faut enfin souligner l'importance du rehaussement post-gélasien donc quaternaire de l'arc, phénomène que nous attribuons d'une part à l'abaissement du niveau marin, d'autre part à la remontée de la croûte continentale alpine par redoublement tectonique de la couverture sédimentaire accompagné de la flexuration de la marge liguro-provençale.

## Remerciements

La découverte, en base des écailles de l'Arc de Nice, des marnes gypseuses à microfaune pliocène n'aurait pu être réalisée sans le Conseil départemental des Alpes-Maritimes et le Syndicat Mixte pour les Inondations, l'Aménagement et la Gestion de l'Eau (SMIAGE) Maralpin qui ont initié à partir de 2014 le projet de suivi piézométrique de la nappe de l'aquifère jurassique profond à valeur stratégique des bassins des Paillons et participé financièrement, pour partie, à l'analyse des microfaunes rencontrées en forage. Au SMIAGE, nous remercions tout particulièrement Cyril Marro, Aurélien Chartier, Anne-Laure Thaon et David Sollima. Nos remerciements vont également à Chloé Fandel (University of California) pour les traductions en langue anglaise, à Marzia Gabriele et Gilles Durenmath du CEPAM (Université Côte d'Azur) pour la réalisation du cliché microphotographique donné en annexe. Notre manuscrit a bénéficié des corrections et des conseils de J.-C. Hippolyte que nous remercions vivement.

## Annexe 1

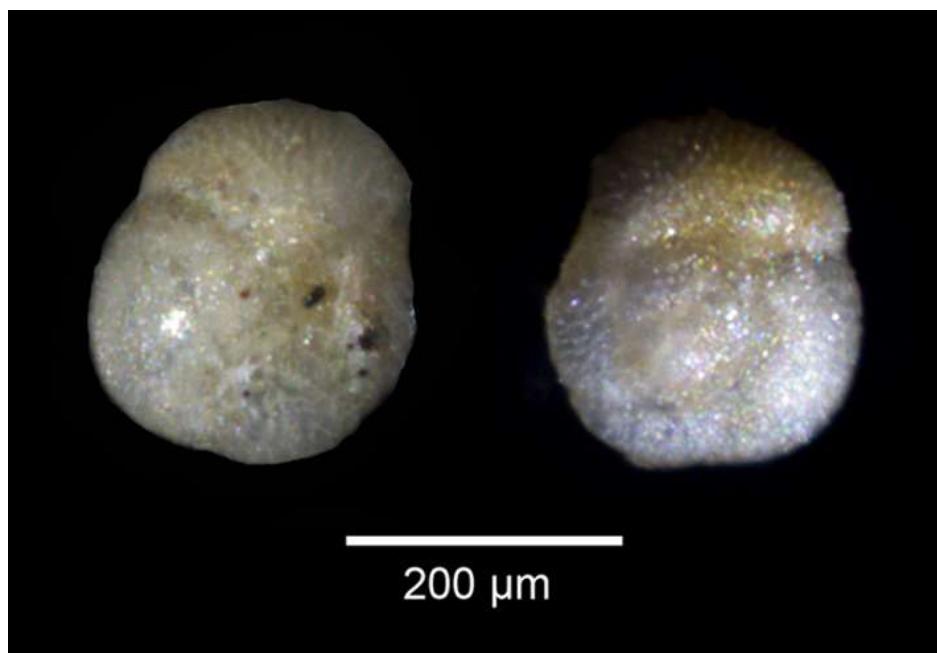
Forage de Tourettes-Levens, cote 231-221 m NGF.

*Globorotalia puncticulata padana* (Dondi et Papetti) du Zancléen (zone à *G. puncticulata*). Détermination M.-D. Courme-Rault.

## Attached document 1

Tourettes-Levens borehole, 231-221 metre NGF above sea level.

*Globorotalia puncticulata padana* (Dondi et Papetti) from Zanclean (*G. puncticulata* zone). Determination M.-D. Courme-Rault.



## Annexe 2

Site gélasien des Tourettes-Prunières, commune de Châteauneuf – Villevieille.  
Calcaires argileux et marnes flexurés et microfaillés (photo) et association microfaunistique des marnes gélasiennes (tableau, détermination M.-D. Courme-Rault).

### Attached document 2

*Tourettes-Prunières Gelasian site, municipality of Châteauneuf – Villevieille.*  
*Argillaceous limestones and marls down bended and microfaulted (picture) and microfaunistic association of Gelasian marls (data table, determination M.-D. Courme-Rault).*



<i>Globigerinoides elongatus</i> d'Orbigny <i>Globigerina decoraperta</i> Takayanaga et Saïto <i>Globigerina falconensis</i> Blow <i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny <i>Globigerina quinqueloba</i> Nathan <i>Globigerinata naparimaensis</i> Bronnimann <i>Sphaerodinella dehiscens</i> Parker et Jones <i>Hasterigena siphonifera</i> d'Orbigny <i>Globorotalia inflata</i> d'Orbigny <i>Cibicidoides pachyderma</i> (Rzehak)	<i>Cibicidoides lobatulus</i> (Walk. et Jack) <i>Cibicidoides pseudoungerianus</i> (Cushman) <i>Cibicidoides kullenbergi</i> (Parker) <i>Globocassidulina</i> sp. <i>Marginulina</i> sp. <i>Planulina wüellerstorfi</i> (Schw.) <i>Brizalina</i> aff. <i>catanensis</i> (Seg.) <i>Valvularia bradyana</i> (Forn.) <i>Praeglobulimina pupoides</i> (d'Orb.) <i>Discanomalina</i> aff. <i>semipunctata</i> (Bailey)
--	--

## BIBLIOGRAPHIE

- Angelier J., Mechler P.** (1977) – Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XIX, n°6, 1309-1318.
- Anglada R., Follacci J.-P., Meneroud J.-P.** (1967) – Sur la présence de Miocène marin en bordure de l'Arc de Nice. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. IX, n°4, 526-529.
- Bache F., Popescu S.-M., Rabineau M., Gorini C., Suc J.-P., Clauzon G., Olivet J.-L., Rubino J.-L., Melinte-Dobrinescu M. C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Dos Reis A. T., Moco-chain L., Dumurzanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Cagatay M. N., Brun J.-P., Sokoutis D., Csato I., Ucarkus G., Cakir Z.** (2012) – A two-stepprocess for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. Basin Res., 24, p. 125-153.- 38.
- Bache F., Gargani J., Suc J.-P., Gorini C., Rabineau M., Popescu S.-M., Leroux E., Do Couto D., Jouannic G., Rubino J.-L., Olivet J.-L., Clauzon G., Dos Reis A.T., Aslanian D.** (2015) – Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). Mar. Petrol. Geol., 66, p. 262-277.
- Baubron J.-C.** (1974) – Etude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et de haute Provence par la géochimie du rubidium et du strontium. Rapport BRGM, 74 SGN, 37 p.
- Bellon H. et Brousse R.** (1971) – L'âge oligo-miocène du volcanisme ligure. C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 272, 3109-3111.
- Bellon H.** (1980-81) – Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma, in : F.C. Wezl (Ed.), Sedimentary basins of Mediterranean margins, Proc. Int. Conf. Urbino Univ., 20-22 October 1980, 341-360.
- Bizon G. et Bizon J.J.** (1972) – Atlas des principaux Foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen, Oligocène à Quaternaire. Edition Technip, Paris, 316 p.
- Bodelle J.** (1971) – Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse d'Etat, Univ. Nice, 2 vol., 582 p.
- Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K.** (1985) – Plankton Stratigraphy, Cambridge Univers. Press, London, 1032 p.
- Bourcart J.** (1938) – La marge continentale. Essai sur les régressions et les transgressions marines. Bull. Soc. Géol. France, (5), VIII, 393-474.
- Busson G.** (1990) – Le Messinien de la Méditerranée... vingt ans après. Géologie de la France, n°3-4, 3-58.
- Bulard P.-F., Chamagne B., Dardeau G., Delteil J., Gioan P., Ivaldi J.-P., Laval F., Perez J.-L., Polvêche J.** (1975) – Sur la genèse et les structures de l'Arc de Nice. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XVII, n°6, 939-944.
- Castela P. et al.** (2012) – Histoire du Paysage niçois. Ouvrage collectif. Ed. Institut d'Etudes niçoises, Nice, 604 p.
- Cita M.B.** (1975) – The Miocene-Pliocene boundary : History and Definition. Late Neogene Epoch boundaries. Micropaleontology Spec. Publ., n° 1, 1-30, New-York.
- Clauzon G.** (1996) – Limites de séquences et évolution géodynamique. Géomorphologie : relief, processus, environnement. Vol. 2, n° 1, 3-21.
- Clauzon G., Rubino J.-L., Suc J.-P.** (1996) – Les rias pliocènes du Var et de Ligurie. Comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Livret-guide excursion Groupe Français Etude du Néogène et du Groupe français de Géomorphologie, 44 p. 53 fig.
- Colombo E.** (1966) – Etude de l'Arc de Nice entre Drap et Sainte-Agnès (Alpes-Maritimes). Thèse 3ème Cycle, Besançon, n°43, 122 p.
- Courme-Rault M.-D., Dubar M.** (2011) – Les formations cénozoïques dans le Sud-Est de la France (région située entre Grasse et Nice). Géologie de la France (édition du BRGM), n° 1, 2014, 3-70.
- Dardeau G.** (1983) – Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. Thèse d'Etat, Univ. Nice, France, 1 vol., 391 p.
- Dardeau G., Dubar M., Toutin-Morin N., Courme M.-D., Crévola G., Mangan Ch.** (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Grasse-Cannes (999) et notice explicative, 194 p. Orléans : BRGM.
- Dubar M., Perez J.-L.** (1989) – Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, série II, p. 1485-1490.
- Dubar M., Guglielmi Y., avec la collaboration de Guardia P., Guérin J.-M., Ivaldi J.-P., Pérez J.-L.** (1991) – Néotectonique quaternaire et sismicité de l'arc de Nice et de la marge Ligure. Livret-guide de l'Excursion de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, Nice 9-11 mai 1991, 35 p.

**Dubar M., Gauthron M., Gagnepain J., Sémah F.** (1999) – Le dispositif de transition Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur du delta du Var (Alpes-Maritimes) ; nouvelles données microbiostratigraphiques et paléomagnétiques. Quaternaire, 2-3, p. 73-82.

**Dubar M., Fabbri O., Guglielmi Y.** (2001) – Variations du niveau marin relatif au cours des deux derniers millions d'années sur le littoral des Alpes-Maritimes. Approche quantitative du soulèvement de l'Arc de Nice. Revue d'Analyse Spatiale n° spécial 2001 « Tectonique active et Géomorphologie », p. 73-78.

**Dubar M., Innocent C., Sivan O.** (2008) – Radiometric dating (U/Th) of the lower marine terrace (Tyrrenian, MIS 5.5) west of Nice (French Riviera). Morphological and neotectonic quantitative implications. C.R. Géosciences, 340, p. 234-242.

**Dubar M.** (2012) – Les dépôts pliocènes et pléistocènes de la basse vallée du Var (Nice, Alpes-Maritimes) : variations du niveau marin et néotectonique depuis 5 millions d'années. Ann. Mus.Hist. Nat. Nice, XXVI, p. 35-54.

**Faure-Muret A.** (1955) – Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mém. Carte géol. France, Paris, 336 p.

**Féraud G., Ruffet G., Stéphan J.-F., Lapierre H., Delgado E., Popoff M.** (1995) – Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes-Maritimes : existence d'un événement magmatique bref généralisé in : Séance spéc. Soc. Géol. France et Ass. Géologues Sud-Est, « Magmatisme dans le Sud-Est de la France », p. 38.

**Gèze B.** (1960-1963) – Caractères structuraux de l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes). Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot. Mémoire hors-série Société Géologique de France, (II), 289-300.

**Gèze B., Lanteaume M., Peyre Y., Vernet J., Nesteroff Wl.** (1968) – Carte géologique détaillée de la France, feuille Menton-Nice XXXVII-42 et 43. Ed. BRGM, Orléans.

**Giannerini G., Sanchez G., Schreiber D., Lardeaux J.-M., Rolland Y., Bellando de Castro A., Bauve V.** (2011) – Geometry and sedimentary evolution of the transpressive Roquebrune-Cap Martin basin : implication of the kinematics and timing of the Nice arc deformation during Miocene times, SW Alps. Bull. Soc. géol. France, 2011, t. 182, n° 6, 493-506.

**Gradstein F.M., Ogg J.G.** (2005) – Geological Time Scale 2004.

**Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.G.** (2004) – A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian an Neogene. Episodes, vol. 27, n°2, 83-100.

**Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Agterberg F.P., Bleeker W., Cooper R.A., Davydov V., Gibbard P., Hinnov L.A., House M.R. (†), Lourens L., Luterbacher H-P., McArthur J., Melchin M.J., Robb L.J., Shergold J., Villeneuve M., Wardlaw B.R., Ali J., Brinkhuis H., Hilgen F.J., Hooker J., Howarth R.J., Knoll A.H., Laskar J., Monechi S., Powell J., Plumb K.A., Raffi I., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., Shackleton N.J., Shields G.A., Strauss H.**

**Van Dam J., Veizer J., Van Kolfschoten Th., Wilson D.** (2004) – A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 500p.

**Guardia P., Ivaldi J.-P.** (1985) – Les déformations schistogène du tégument de l'Argentera (Alpes-Maritimes) : description, genèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. Bull. Soc. Géol. France, (8), t. I, n°3, 353-362.

**Guardia P., Ivaldi J.-P.** (1987) – Contrôle tectonique de la sédimentation paléogène sur le bord méridional du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes). Coll. A.G.S.E. : « Le détritisme dans le Sud-Est de la France », Grenoble 1986, Géol. Alpine, Mém. h.s. n°13, 313-318.

**Guardia P., Ivaldi J.-P., avec la collaboration de Dubar M., Guglielmi Y., Perez J.-L.** (1996) – Paléotectonique linéamentaire et tectonique active des Alpes-Maritimes franco-italiennes : une synthèse. Géol. France, 1, 43-55.

**Hardenbol J., Thierry J., Farley B., Jacquin T., Graciansky P.-C., Vail P.** (1998) – Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In : Graciansky P.C. et al., Eds., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60, Tulsa, Charts 1-8, 3-13.

**Horn R., Ménard F., Munck F.** (1965) – Etude géophysique de la basse vallée du Var. Rapport inédit n° DS.65.A.3722, BRGM, Ministère de la Construction.

**Hsü K.J., Cita M.B., Ryan W.B.F.** (1973) – The origin of the Mediterranean evaporites. In “Leg 13”, Ryan W.B.F., Hsü K.J. et al., édit., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, Washington (U. S. Government Printing Office), 1203-1231.

**Iaworsky G., Curti G.** (1960) – La faune des poudingues de Roquebrune. C. R. Acad. Sci., Paris, 251, 399.

**Irr F.** (1984) – Paléoenvironnement et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléomarge liguro-provençale. Thèse d'Etat, Univ. Nice, France, 2 vol., 464 p.

**Ivaldi J.-P.** (1973) – Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries « Grès d'Annot ». Origines du matériel détritique – Conséquences paléogéographiques. Thèse 3e cycle, Univ. Nice, 162 p.

**Ivaldi J.-P.** (1974) – Origines du matériel détritique des séries « Grès d'Annot » d'après les données de la thermoluminescence (TLN et TLA). Géol. Alpine, t. 50, 75-98.

**Ivaldi J.-P., Guardia P.** (1986) – Déformation paléogène précoce de la couverture sud-orientale du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France). C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. II, 309, 1605-1610.

**Ivaldi J.-P.** (1989) – Thermoluminescence et orogenèse. Les Alpes occidentales au Paléogène. Thèse d'habilitation à la direction des recherches en Sciences de la Terre, Univ. Nice, 330 p.

**Ivaldi J.-P., Guardia P., Barbé J.-F., Calvino A., Meneroud J.-P., Richard J.-C.** (1998) – Mobilité crustale et diapirisme actif depuis le Crétacé au col de Tende, dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes. C. R. Acad. Sci. Paris, 326, 655-662.

**Ivaldi J.-P., Bellon H., Guardia P., Mangan Ch., Müller C., Perez J.-L., Terramorsi S.** (2003) – Contexte lithostructural, âges 40K-40AR et géochimie du volcanisme calco-alcalin tertiaire de Cap d'Ail dans le tunnel ferroviaire de Monaco. C. R. Géoscience, 335, 411-421.

**Ivaldi J.-P et Castela P.** (2017) – Géologie et paysages des Alpes-Maritimes. Ed. Institut d'Etudes niçoises, Nice, 104 p.

**Mangan Ch., Guglielmi Y., Mirhosseini S.-H., Oddou A.** (1990-1991) - Basse vallée du Var (06) – Etudes de prospection géophysique par méthode électrique. Rapports inédits, Cabinet Mangan et Conseil Général des Alpes-Maritimes.

**Mangan Ch., Emily A., Tennevin G.** (2012) – Synthèse géologique de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France). Données nouvelles sur la structure profonde. Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, XXVII, 21-33.

**Malaroda R., Carraro F., Dal Piaz G.V., Franceschetti B., Sturani C., Zanella E.** (1970) – Carta geologica del Massicio dell'Argentera alla scala 1/50 000 e Note illustrative. Mem. Soc. Geol. Italiana, IX, 557-663.

**Pécheux J.-F.** (1979) – Le poudingue de Roquebrune – Cap Martin (Alpes-Maritimes). Rapport D.E.A., 25 p. Nice.

**Pégoraro O.** (1972) – Application de la microtectonique à une étude de néotectonique sur le golfe maliaque (Grèce centrale). Thèse 3ème Cycle, Univ. Montpellier, 41 p.

**Perez J.-L.** (1975) – Etude structurale de la zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya (Alpes-Maritimes). Thèse 3e cycle, Univ. Nice, 152 p.

**Perez J.-L.** (1975) – La zone limite entre l'Arc de Nice et l'Arc de la Roya (Alpes-Maritimes). Observations structurales. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XVII, n°6, 930-938.

**Rio D., Raffi I., Villa G.** (1990) – Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean. In : Kastens K.A., Mascle J. et al. Proc. ODP, Scient. Res., 107, 513-533.

**Rio D., Sprovieri R., Thunell R., Vergnaud-Grazzini C., Glaçon G.** (1990) – Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the Western Mediterranean : a synthesis of EDP Site 653 results. In : Kastens K.A., Mascle J. et al. Proc. ODP, Scient. Res., 107, 695-704.

**Schreiber D.** (2010) – Modélisation géométrique 3D et champs de déformation dans les Alpes du Sud. Thèse, Université de Nice – Sophia Antipolis, 281 p.

**Spaak. P.** (1983) – Accuracy in correlation an ecological aspects of the Planktonic foraminiferal zonation of the Mediterranean Pliocene. Utr. Micropal. Bull., 28, 1-160.

**Vernet J.** (1968) – Tectonique et problèmes de tectogenèse antépliocènes de l'Arc de Nice dans sa marge externe frontale. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), vol. X, fasc. 1, 49-64.