



Nouvelles observations stratigraphiques et tectoniques sur le massif de la Salette (Bouches-du-Rhône, SE France) : un exemple de tectonique polyphasée au sein du système des chevauchements provençaux.

Jean Philip

► To cite this version:

Jean Philip. Nouvelles observations stratigraphiques et tectoniques sur le massif de la Salette (Bouches-du-Rhône, SE France) : un exemple de tectonique polyphasée au sein du système des chevauchements provençaux.. 2017. hal-01552929

HAL Id: hal-01552929

<https://amu.hal.science/hal-01552929>

Preprint submitted on 3 Jul 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Nouvelles observations stratigraphiques et tectoniques sur le massif de la Salette (Bouches-du-Rhône, SE France) : un exemple de tectonique polyphasée au sein du système des chevauchements provençaux.

Jean Philip*

Résumé. Le massif de la Salette, situé au nord-est de Marseille, constitue un ensemble orographique étroit et allongé d'axe sensiblement est-ouest, au relief modeste (point culminant : 240 m). Recouvert sur toutes ses bordures par des terrains oligocènes ou quaternaires, il se raccorde cependant à l'est, par un étroit pédoncule, au massif d'Allauch. Une nouvelle étude cartographique, effectuée dans le cadre de la révision de la feuille Aubagne-Marseille à 1/50.000, a permis de préciser la stratigraphie du massif où les terrains triasiques et jurassiques tiennent une grande place. Une série volcano-détritique a été mise en évidence et attribuée au Keuper inférieur.

D'un point de vue tectonique, le massif de la Salette comprend une unité jurassique autochtone chevauchée par une unité allochtone formée de terrains triasiques et hettangiens. Des écailles tectoniques parautochtones de Crétacé inférieur sont intercalées entre les deux unités.

L'Oligocène lacustre (Rupélien), lui même plissé et faillé, repose en discordance sur l'unité allochtone et post-date la mise en place de cette dernière.

Les raccords avec l'unité allochtone du sud du massif d'Allauch et les différentes étapes de la tectogenèse du massif de la Salette sont analysés.

Mots-clés: -Stratigraphie- Trias – Série volcano-détritique- Oligocène- Chevauchements provençaux- Tectonique polyphasée- SE France

New stratigraphical and tectonical insights on the la Salette massif (Bouches-du Rhône, SE France) : an example of superimposed tectonic evolution within the Provence thrust system.

Abstract. La Salette massif, located north-east of Marseille, constitutes a narrow and elongated east-west trending orographic unit, culminating to 240m high, and linked east ward to the Allauch massif. It is transgressively covered on all its borders by oligocene or quaternary formations. New mapping, carried out for revision of the third edition Aubagne-Marseille geological map at the 1.50.000 scale, resulted in precisions on the stratigraphy of the Triassic and Jurassic formations. Moreover, a volcanoclastic serie has been discovered and ascribed to the lower Keuper.

From a structural point of view, the La Salette massif is formed by an upper jurassic autochthonous basement overthrust by an allochthonous triassic-hettangian unit. Lower cretaceous parautochthonous thrust slices are tectonically interbedded between both these main tectonic units. The Oligocene (Rupelian) folded and faulted lacustrine formation

unconformably rests on the allochthonous unit and post-date its tectonic emplacement. The link of the la Salette massif with the neighbouring southern Allauch allochthonous unit and the different steps of its tectogenetic evolution are analyzed.

Key-words : Stratigraphy- Triassic- Volcaniclastic serie- Oligocene- Provence thrust system- Superimposed tectonic history- SE France

*Aix-Marseille Univ, CNRS, IRD, Coll. France, CEREGE, Aix-en-Provence, France.
Contact : philip@cerege.fr

1. Introduction

Le massif de la Salette (Fig. 1) forme au nord-est de Marseille un ensemble orographique étroit et allongé d'axe sensiblement est-ouest, au relief modeste (point culminant 240 m. à l'est des Trois-Lucs) mais constituant néanmoins un relief séparant le bassin oligocène d'Allauch au nord de celui d'Aubagne au sud. L'ossature du massif est essentiellement formée de terrains triasiques et jurassiques. A l'est, le massif de la Salette se raccorde par un étroit pédoncule à la bordure sud du massif d'Allauch (zone triasique de Ruissatel); à l'ouest il s'enfonce périclinalement sous le plateau Quaternaire de Saint-Julien.

La présente étude du massif de la Salette s'intègre au projet de révision (3^e édition) de la feuille géologique à 1/50.000 d'Aubagne-Marseille initié par le Service de la Carte géologique de la France (SCGF) et le BRGM en 2003. Une nouvelle étude du massif de la Salette s'est justifiée en raison de divergences d'interprétation entre la première et la seconde édition de la feuille Aubagne-Marseille concernant notamment l'âge des terrains de l'unité jurassique du massif (voir ci-dessous).

Nous avons été chargé en 2005 par Philippe Rossi alors Directeur du SCGF d'entreprendre la révision cartographique du massif, Pierre Laville (BRGM) étant coordonnateur de la 3^e édition.

Nos levés ont été reportés sur les fonds topographiques des cartes IGN 3145 T (Marseille) et 3245 ET (Aubagne- la Ciotat) agrandis à l'échelle de 1/12.500. Certaines observations géologiques ont été facilitées par d'importants travaux de terrassement qui ont été réalisés dès le début des années 2000 pour l'agrandissement du cimetière des Vaudrans.

Nos travaux sur le terrain ont été effectués entre mai et décembre 2005 et une première version de la carte et de la notice a été déposée auprès du SCGF en 2007 ; des compléments ont été apportés à la version initiale en 2010 et 2013 et la version finale a été remise au SCGF le 7 juillet 2015.

En complément de cette dernière, sont mentionnés dans le présent article les principaux résultats de nos recherches sur la stratigraphie et la structure du massif, ainsi que les données de terrain qui s'y réfèrent, illustrées par une carte structurale, une coupe du massif et de nombreuses photographies de terrain.

2. Bref historique

La première description géologique du massif de la Salette est due à A. Bresson (1898) à qui l'on doit notamment la découverte de l'Apvien au hameau des Romans.

M. Bertrand (1899) interprète le massif comme une nappe de charriage constituée par une série normale triasique et une série renversée formée de Jurassique supérieur et d'Aptien.

Pour E. Haug (1930) s'il existe bien, comme l'a indiqué Bertrand, une nappe triasique, celle-ci recouvre une unité autochtone faite de dolomies du Jurassique supérieur, le contact entre allochtone et autochtone étant jalonné par des écaillés de Crétacé inférieur et d'Aptien. Contrairement aux idées de Haug, G. Denizot (1952) décrit le Crétacé inférieur du massif de la Salette comme un élément de « cordillère » sur laquelle les couches de l'Aptien viendraient en transgression.

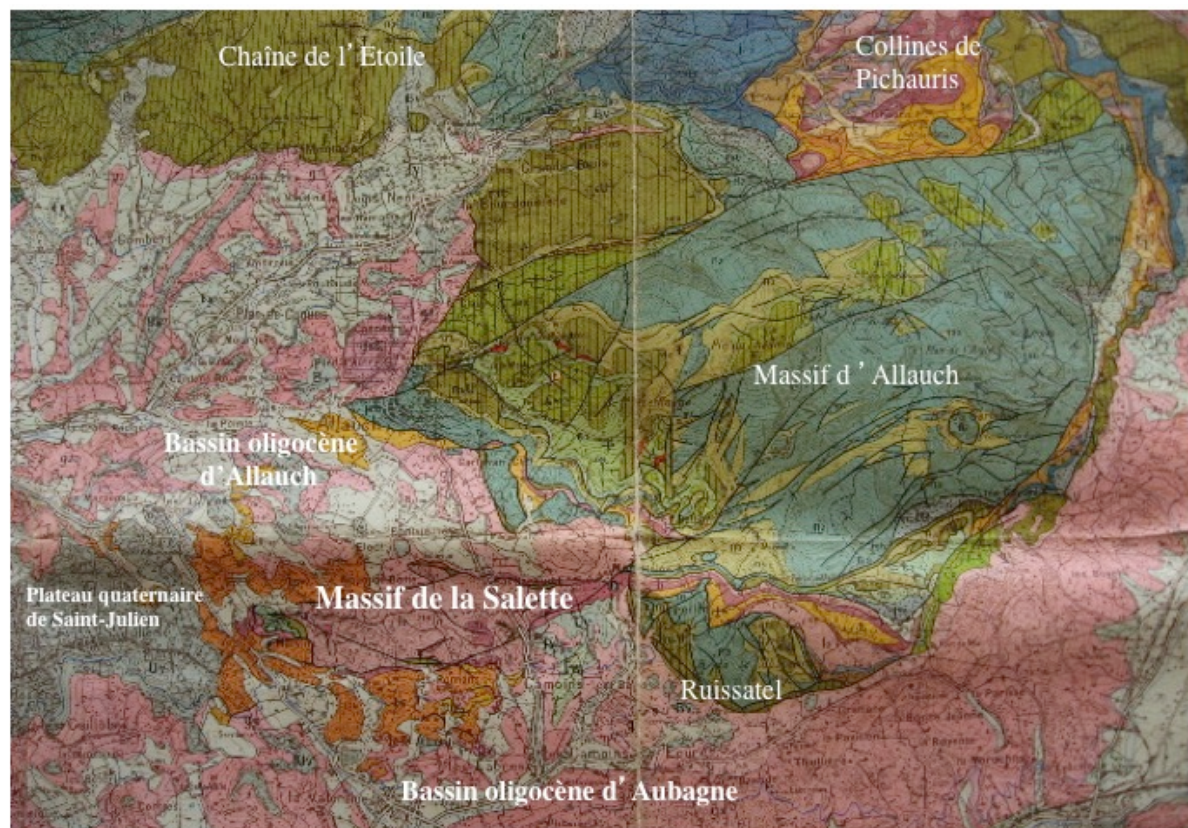


Figure 1. Situation du massif de La Salette dans le cadre régional (d'après la carte Aubagne à 1/50.000, 2^e édition, 1969).

Dans sa thèse (1968), G. Guieu reprend la cartographie du massif de la Salette et conteste l'existence de Jurassique supérieur dans l'unité autochtone. Pour lui, cette dernière serait entièrement constituée de terrains appartenant à l'Hettangien. Bien que ne fournissant pas de coupe du massif, il soutient l'existence d'un important chevauchement du Trias sur l'unité autochtone et interprète les affleurements discontinus de Crétacé inférieur comme des écaillés tectoniques.

3. Stratigraphie du Trias

Dans le massif de la Salette, le Trias est représenté par le Muschelkalk, le Keuper et le Rhétien. Contrairement à l'opinion défendue par Haug (1930), le « Grès bigarré » (Buntsandstein) y est, selon nous, absent (voir ci-dessous).

3. 1. Muschelkalk

Le Muschelkalk constitue des bandes calcaires plus ou moins allongées, correspondant à des ondulations antiformes ou des duplicatures au sein de l'unité allochtone triasique. La coupe la plus complète peut être établie dans l'une de ces duplicatures (Fig. 2a) qui affleure à l'entrée du cimetière des Vaudrans. On y distingue de bas en haut en succession normale:

1. Cargneules roses et beiges en bancs métriques et dolomies fines, grises, en petits bancs (10m)
2. Calcaires gris sombre et gris-bleuté à bioturbations nombreuses (« calcaires vermiculés » auct.) entrecoupés de passées de marnes feuilletées (Fig. 2b) et de calcaires bicolores à débris de lamellibranches et de brachiopodes (20m)
3. Alternances de bancs de dolomies gris fumée finement litées avec des horizons de « mud-cracks ». (10m).

L'ensemble 1 affleure dans d'autres secteurs du massif de la Salette. Il est particulièrement développé aux Accates (Le Vallon) et à l'W des Olives (Fondacle) où des dolomies grises et des blocs de cargneules chaotiques et très altérées constituent la partie inférieure (50m) du Muschelkalk. L'ensemble 1 pourrait être rapproché du Muschelkalk moyen, qui a été reconnu aussi dans d'autres régions provençales (Mennessier, 1959 ; Caron, 1965a).

Les « calcaires vermiculés » montrent en certains endroits du massif (Les Trois Lucs, Les Romans) des niveaux de calcaires à entroques (Guieu 1968). À l'W des Romans, Bresson (1898) cite une riche faune (*Encrinus liliiformis*, *Terebratula vulgaris*, *Plagiostoma striatum*, etc.) dont nous avons retrouvé des éléments (*P. striatum*) dans le Muschelkalk des Accates. Par comparaison avec la région toulonnaise (Caron, 1965a), cette association faunique est en faveur d'un âge Muschelkalk supérieur de l'ensemble 2.

Au sud, (butte 115, la Valentine) on observe, dans des calcaires se rapportant à l'ensemble 2, la présence d'un niveau très fossilifère à nodules de Nubéculaires, débris de brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches, niveau qui, dans la Basse Provence occidentale, caractérise la base du Muschelkalk supérieur (Caron, 1965b).

L'ensemble 3 affleure aussi dans les secteurs de Fondacle, d'Enco de Pont et des Accates. Par comparaison avec la région toulonnaise (Caron, 1965a, 2011), ces niveaux pourraient être mis en équivalence avec les couches dolomitiques à caractère margino-littoral ou lagunaire qui assurent le passage au Keuper (mais qui, cartographiquement, ne peuvent être dissociées du Muschelkalk supérieur), et qui pourraient être considérées ici comme représentant la partie inférieure de la Lettenkohle (Philip, 2009).

3.2 Keuper

Relativement bien représenté dans le massif de la Salette, le Keuper détermine les dépressions topographiques souvent occupées aujourd'hui par des villas ou des lotissements. Dans certains cas, ces dépressions correspondent à des synformes étroites et

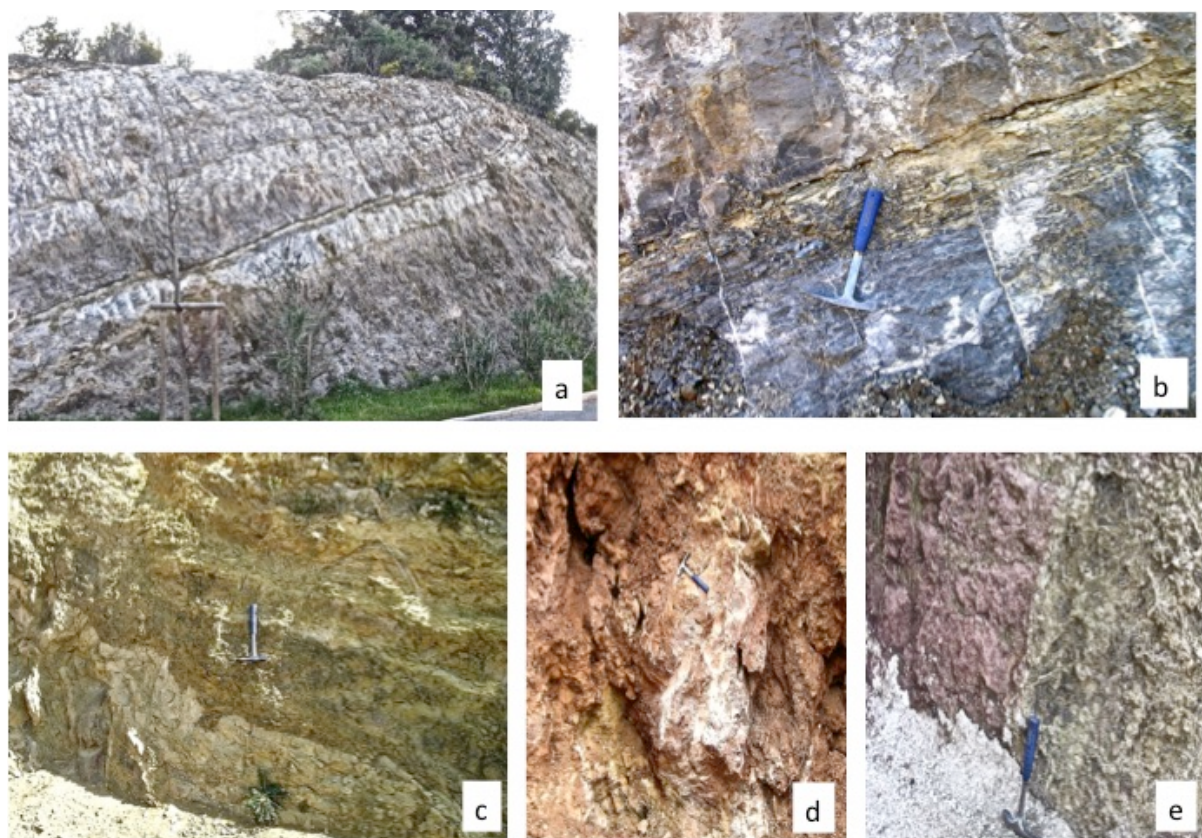


Fig. 2. a. Unité calcaire (duplicature) du Muschelkalk supérieur à pendage sud ; hauteur de l'affleurement env. 8m ; (entrée du cimetière des Vaudrans) – b. Faciès du Muschelkalk supérieur : calcaires gris-bleuté « vermiculés » alternant avec des marnes feuilletées et des calcaires dolomitiques gris. Noter les diaclases perpendiculaires aux plans de stratifications ; (entrée du cimetière des Vaudrans) – c. Grès volcano-détritiques du Keuper inférieur. (site de la Sécurité civile, Bd des Marronniers, la Valentine)- d. Cargneules du Keuper supérieur (entrée du golf de la Salette)- e. Gypses gris et rosés du Keuper supérieur. Affleurement mis au jour par un terrassement en 2013 (Allée des Vaudrans).

allongées affectant l'unité allochtone triasique. Comme dans d'autres régions provençales, il est difficile d'établir une succession détaillée du Keuper, en raison des intenses déformations qu'il a subies du fait de la tectonique.

Les auteurs ont attribué à cet étage un ensemble très chaotique, d'une dizaine à une soixantaine de mètres de puissance, formé de blocs de cargneules (Fig. 2d), de marnes et de dolomies noduleuses grises ou jaunâtres, d'argilites rouges ou grises (« marnes irisées » auct.), dans lesquelles s'intercalent des lentilles de gypse (Fig. 2e).

Les gypses du Keuper, ayant fait jadis l'objet d'exploitation par puits ou à ciel ouvert, affleurent notamment sous l'entablement de travertin quaternaire de Saint-Julien (Les

Caillols, S de Fondacle) et au SE des Olives (La Tuilière), où ils peuvent occasionner par dissolution des entonnoirs d'effondrement (gours, fontis).

Le Trias se caractérise également dans le secteur du golf de la Salette (butte 182) et à la Valentine (Sécurité civile, Bd des Marronniers) par l'existence d'une série volcano-détritique (Philip, 2009 ; 2012) restée inaperçue jusqu'en 2005, année où nous l'avons découverte.

Au Golf de la Salette (butte 182), on observe, surmontant les calcaires dolomitiques du Muschelkalk supérieur la coupe suivante, de bas en haut :

1. Grès volcano-détritiques (6m)
2. Alternances de bancs de calcaires dolomitiques, de cargneules et de dolomies vacuolaires brunâtres entrecoupés de minces lits de grès volcano-détritiques (5m).
3. Grès volcano-détritiques avec intercalations de lits de microbrèches à éléments calcaires remaniés (12m).
3. Banc de dolomie vacuolaire blanchâtre, (0, 40m)
4. Alternances de lits de gypse gris, de gypse saccharoïde en plaquettes et de microbrèches à éléments calcaires et volcano-détritiques remaniés (2m).
5. Dolomies grumeleuses rougeâtres ou lie de vin (3 m).
6. Cargneules très chaotiques et lentilles de gypse (10m).

A la Valentine (site de la Sécurité civile, Bd des Marronniers) l'ensemble volcano-détritique, chevauché à l'E par les calcaires et dolomies du Muschelkalk supérieur de la colline 174, prend un important développement (Philip, 2009). On observe en effet plus d'une vingtaine de mètres de grès volcano-détritiques verdâtres ou rubéfiés (Fig. 2c), dans lesquels s'intercalent des lits de pélites rouges, de microbrèches à éléments calcaires (remaniés du Muschelkalk ?) et des bancs décimétriques de dolomie. Les couches, très tectonisées (avec plans de cisaillement et microplis) plongent de 15 à 20° vers le W-SW.

La coupe est ensuite interrompue, mais au S de la butte 181 (Allée des Vaudrans), les grès volcano-détritiques, redressés à la verticale affleurent et surmontent les calcaires du Muschelkalk supérieur plongeant au sud. Ils sont surmontés à leur tour par des marnes noires à intercalations de lentilles de gypse (mises au jour en 2013 dans des fondations ; Fig. 2 e) qui ont été recoupées sur une épaisseur d'environ 60m, dans le sondage proche des Moulins Maurel (Corroy, 1963).

L'étude pétrographique des grès volcano-détritiques a montré (Philip, 2009) l'abondance de minéraux ferro-magnésiens parmi lesquels de nombreux grains d'augite titanifère, associés à des esquilles de verre volcanique, des grains de quartz, des paillettes de micas et des fragments de roches remaniés.

Dans le sondage des Moulins Maurel des « calcaires cargneuliques plus ou moins mylonitisés » ont été recoupés entre 82 et 88 m et attribués, selon nous à tort, au Muschelkalk calcaire (Corroy, 1963). Compte tenu de leur faciès et de leur position stratigraphique dans le sondage, il nous paraît en effet plausible de les comparer aux bancs

de calcaires dolomitiques et cargneules intercalés dans les grès volcano-détritiques des coupes décrites ci-dessus.

On doit également noter que le sondage des Moulins Maurel a recoupé entre - 87 et - 118 m, un ensemble de « *marnes noires, grès noirs, grès gris* », puis entre -118 et -126 m, un ensemble de « *grès lie de vin et marnes rouges détritiques* » attribués respectivement au Muschelkalk marneux et au Buntsandstein par Corroy (1963), mais qui se rapportent très vraisemblablement aux niveaux volcano-détritiques observés à l’affleurement et notamment au site proche du Bd des Marronniers.

Nous ne confirmons pas l’âge Trias inférieur donné par Haug (1930) à un ensemble de « *grès argileux, argilolites et dolomies lie de vin ou rouge amarante* » cartographié par cet auteur dans la première édition de la feuille Aubagne comme formant une étroite bande à l’W des Vaudrans. En réalité ces faciès, qui affleurent de manière très sporadique, se situent au sein d’une synforme colluvionnée de Keuper qui se relie vers l’est à celle du Golf de la Salette (butte 182) où existent, comme nous l’avons vu, des faciès comparables à ceux cités par Haug à l’W des Vaudrans. Cette interprétation est également cohérente par rapport aux observations faites à l’affleurement et en subsurface dans le secteur de la Valentine.

En résumé, le Trias supérieur du massif de la Salette se singularise par la présence d’une série volcano-déritique dans laquelle s’intercalent des bancs de calcaires dolomitiques, de cargneules et de dolomies. Cet ensemble (niveaux 1 à 4 de la coupe de la butte 182), qui se place au-dessus des calcaires dolomitiques du Muschelkalk supérieur peut être attribué, selon nous, au Keuper inférieur. Les dolomies, argiles bigarrées, cargneules et lentilles de gypse qui y succèdent (niveaux 5 et 6 de la coupe de la butte 182) et qui constituent la masse principale du Trias supérieur sur la feuille Aubagne-Marseille, représenteraient dans ces conditions le Keuper supérieur.

Rappelons que des faciès volcano-détritiques ont été décrits dans le Muschelkalk moyen et supérieur de l’arc de Barjols (Caron 1970) et de la région de Méounes, ainsi que dans le Permien de Carqueiranne (Caron 1969). Dans la région marseillaise, l’activité volcanique se manifeste donc jusqu’au Keuper inférieur.

3.3 Rhétien

Cet étage, souvent réduit par la tectonique, montre toutefois certains affleurements assez bien développés dans la partie orientale du massif de la Salette (Chapelle de la Salette, Pont de la Clue). Il se présente ici sous forme de calcaires microzonés de couleur gris-bleuté (Fig. 5d) dans lesquels s’intercalent de petits lits d’argiles vertes ou de marnes grises feuilletées et des calcaires noduleux à *Rhaetavicula contorta*. L’épaisseur de cette série est d’une trentaine de mètres.

Vers le sommet, se placent des dolomies sombres avec passées de calcaires blanchâtres très écrasés, azoïques (env. 20m) qui représenteraient, selon Guieu (1968), soit le Rhétien supérieur, soit l’Hettangien de base.

Deux conclusions à incidence tectonique peuvent être tirées de cette étude stratigraphique.

La première indique qu'il existe dans le Trias de la Salette les deux grands niveaux disharmoniques sur lesquels s'est effectué en Provence le décollement de la couverture ; d'une part, le niveau du Muschelkalk moyen qui paraît ici relativement développé et formé d'un amas de cargneules désorganisées ; d'autre part, celui du Keuper constitué de cargneules, de dolomies, de grès, d'argiles et de gypses.

La seconde conclusion montre que dans la tectonique du massif de la Salette seules sont impliquées les formations du Muschelkalk, du Keuper et du Rhétien. Il est important de souligner que, contrairement aux interprétations des auteurs, le « Grès bigarré » (Buntsandstein) n'existe pas dans le massif, cette attribution stratigraphique ayant été donnée à tort aux grès volcano-détritiques du Keuper inférieur. L'absence du « Grès bigarré » conduit à rejeter l'idée défendue notamment par Corroy (1963) d'une remontée du socle et de son tégument sous le massif de la Salette.

4. Description structurale

Suivant le schéma de Bertrand, complété par Haug, le massif de la Salette est formé de cinq unités tectoniques principales (Fig. 3): 1. Unité infraliasique et triasique (allochtone) constituant la zone sud du massif - 2. Unité à ossature de Jurassique supérieur formant la

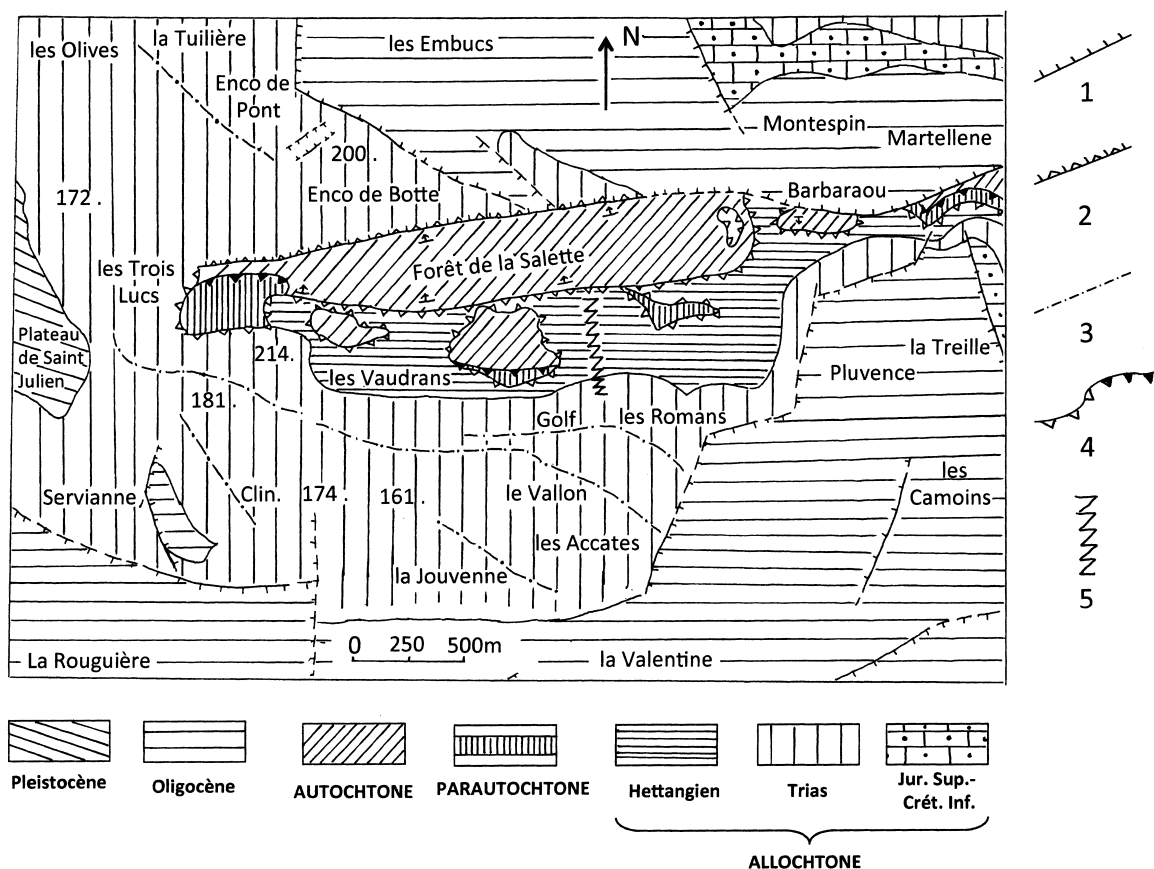


Fig. 3. Schéma structural du massif de la Salette. 1. Faille normale (barbelures du côté du compartiment affaissé) - 2. Faille normale affectant le contact autochtone-allochtone - 3. Axe de synforme dans l'unité allochtone- 4. Chevauchement principal (triangles ouverts) et secondaire (triangles noirs)- 5. Série renversée.

zone centrale (autochtone ?)- 3. Unité triasique (allochtone) constituant la zone nord - 4. Entre les unités 1 et 2 s'intercale une quatrième unité formée d'écailles (paraautochtones) de Crétacé inférieur; 5. Enfin, une unité formée de terrains oligocènes (Rupélien), reposant en discordance sur le Trias et eux-mêmes plissés ou faillés en certains points.

4.1. La zone sud infraliasique et triasique

Elle est formée (Fig. 4 coupe A), d'une série renversée d'Hettangien, de Rhétien et de Keuper, affleurant largement dans le secteur de la nécropole des Vaudrans et celui des Romans, à laquelle succède au sud une série triasique constituant l'ossature des collines entre les Trois-Lucs et les Accates.

L'Hettangien forme une bande assez large, en contact faillé avec la zone centrale, ou reposant sur elle par une surface de chevauchement à pendage sud. Les dolomies hettangiennes sont intensément broyées et les bancs d'argiles vertes qui s'y intercalent constituent des niveaux de décollement au sein de la structure (Fig. 5-a). L'ensemble, très tectonisé (Fig. 5-c), est affecté de plans de cisaillements horizontaux (troncatures ; Fig. 5-b) qui paraissent redoubler l'épaisseur de la série.

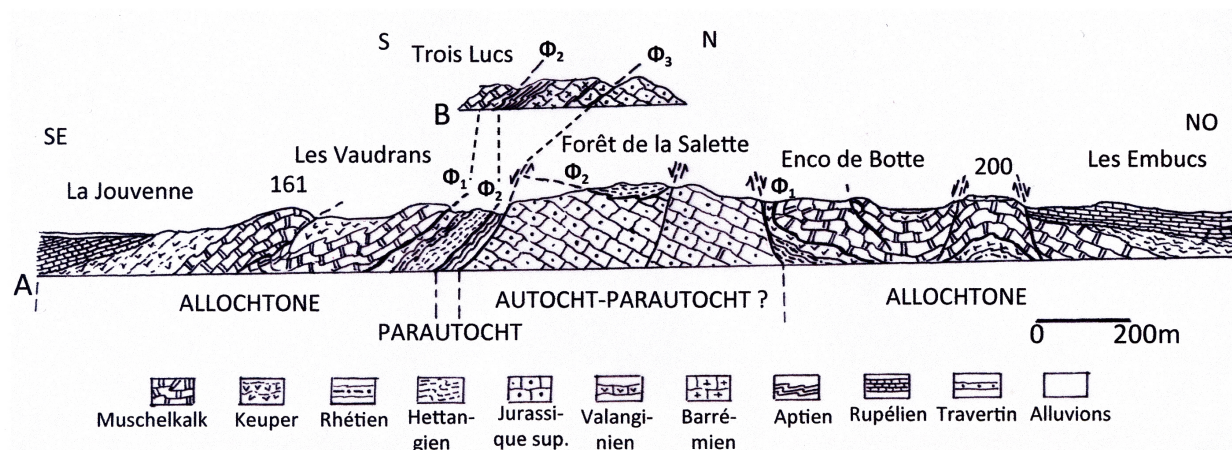


Fig. 4. Coupes schématiques dans le massif de la Salette. A. Partie centrale du massif. B. Partie occidentale. Contacts de chevauchement : Φ_1 de la série normale de l'unité allochtone ; Φ_2 de la série inverse de l'unité allochtone ; Φ_3 de l'unité paraautochtone Crétacé.

À l'ouest (clinique des Trois-Lucs, les Vaudrans) le front de chevauchement de la série renversée atteint la ligne de crête du massif, repoussant devant lui les écailles de Crétacé inférieur (Fig. 4, coupe B). L'Hettangien se poursuit vers l'est de manière continue et se raccorde à celui, renversé, du massif d'Allauch au nord de la Treille. Deux fenêtres ménagées par l'érosion dans les terrains hettangiens (les Vaudrans, Golf de la Salette (Fig. 4 coupe A) laissent apparaître le Jurassique supérieur dolomitique de la zone centrale en contact par faille (Fig. 7d) avec l'Hettangien de l'unité allochtone.

La série renversée se complète au sud par le Rhétien, très étiré, surtout bien représenté dans la partie est du massif (Fig. 5-d), et par le Keuper, affleurant de façon sporadique, formé de cargneules et d'argiles rouges.

Le deuxième ensemble, entièrement triasique, se caractérise par des duplicatures de Mushelkalk (antiformes) et de Keuper (synformes) (Fig. 4 coupe A). Dans le détail, la structure est complexe.

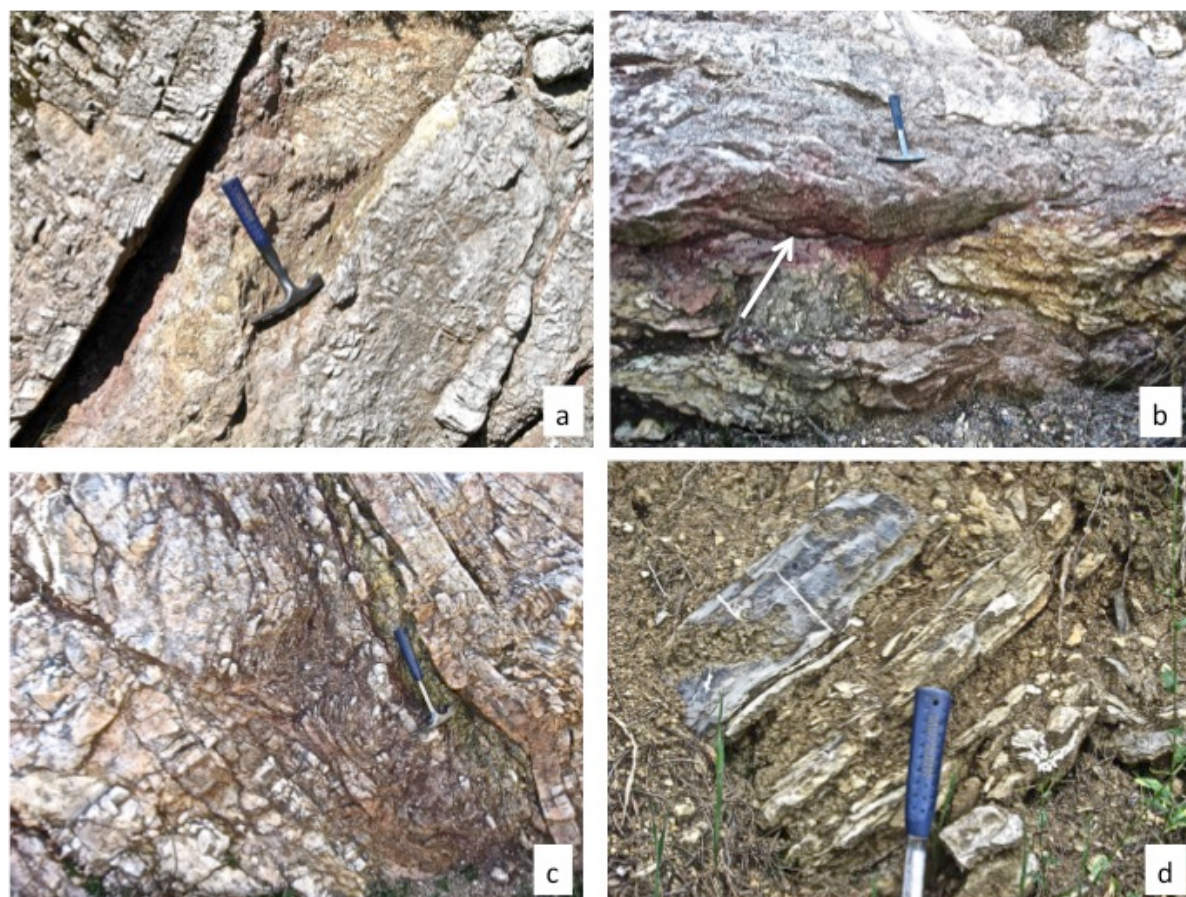


Fig. 5- *a. Faciès typique de l'Hettangien : dolomies blanchâtres alternant avec des lits d'argiles brunes ou verdâtres. Ici la série est renversée vers le N. (Les Vaudrans)- b. Troncature (flèche blanche) affectant les terrains de l'Hettangien (Les Vaudrans)- c. Dolomies hettangiennes intensément plissées (les Vaudrans, près du point 214) – d. Calcaires du Rhétien renversés (Chapelle de la Salette).*

Aux Vaudrans, le Muschelkalk forme une longue lame monoclinale sans flanc inverse à pendage sud (Fig. 2-a), sensiblement de direction E-W et décollée sur le Keuper de la série renversée. Cette lame se suit jusqu'aux Trois-Lucs où l'amplitude du décollement semble s'accroître au niveau de la colline 214.

La duplication des Accates se caractérise par une structure dissymétrique à flanc nord très accentué, voire renversé, et flanc sud faiblement penté (le Vallon, colline 161, colline 174 au sud des Vaudrans), évoluant en décollement (colline 181 au S des Trois-Lucs) sur le Keuper du synclinal des Vaudrans. Le Muschelkalk de cette duplication est en contact par failles inverses, avec le Keuper de la dépression de la clinique la Phocéenne, au sud-ouest des Vaudrans.

4.2. La zone centrale

La série dolomitique et calcaire constituant la zone centrale du massif de la Salette a été initialement rapportée à l'Hettangien par Bresson (1898), puis attribuée au Jurassique supérieur par Bertrand (1899) et Haug (1930) et cartographiée sous la dénomination de « dolomies néojurassiques » sur la première édition de la feuille Aubagne. Guieu, dans sa thèse (1968), et sur la deuxième édition de la feuille (1969), adhère à la conception de Bresson et attribue en totalité la série dolomitique et calcaire à l'Hettangien.

Un réexamen des affleurements et l'analyse des microfaciès nous a permis (Philip, 2009) de revenir aux attributions de Bertrand et Haug, tout en apportant quelques précisions d'ordre biostratigraphique et sédimentologique.

La partie inférieure de la série est formée d'une alternance de bancs de dolosparites et dolomicrosparites beiges et de dolomies rousses saccharoïdes azoïques (env. 50m ; Fig. 6a). Certains bancs conservent parfois des vestiges de stratifications obliques (Golf de la Salette ; Fig. 6b) ou de silicifications stratiformes (D4a au sud de Barbaraou ; Fig. 6d). La partie supérieure (env. 10m) est constituée de bancs de dolomies et de calcaires grainstones à péloïdes, *Favreina sp.*, miliolites et Textulariidés qui affleurent dans le périclinal est de la structure (Barbaraou ; Fig. 6c). Par comparaison avec les chaînons voisins, on peut rattacher cette succession de faciès aux Formations de la Gineste et de la Madrague de Montredon, ici indifférenciées, d'âge Tithonien *l. s* (communication orale M. Floquet).

La structure de la zone centrale est complexe. À l'est (Barbaraou) c'est celle d'un anticlinal d'axe sensiblement est-ouest, le flanc nord à pendage moins accusé que le flanc sud ; à l'ouest (Forêt de la Salette, les Vaudrans) celle d'un bloc monoclinal à pendage nord (Fig. 4 coupe A).

La zone centrale est limitée au nord et au sud par des failles normales est-ouest. La faille N (Fig. 7e) se raccorde à l'est avec la faille de Passetemps du massif d'Allauch. Le jeu de ces accidents a déterminé le soulèvement et l'exhumation de la zone centrale postérieurement à la mise en place de l'unité allochtone. Les différentes parties de l'unité allochtone sont ainsi affaissées au pied de la zone centrale : au nord c'est le Trias d'Enco-de-Botte (Fig. 3), au sud (Fig. 7d) l'Hettangien et le Trias des Trois-Lucs, des Vaudrans, du Golf de la Salette et de la chapelle de la Salette.

Nous avons vu plus haut que les dolomies du Jurassique supérieur de la zone centrale affleurent également en fenêtre (Fig. 4, coupe A) sous l'Hettangien du flanc inverse de l'unité allochtone (Les Vaudrans, Golf de la Salette).

À l'est, la zone centrale est en contact par faille normale ou inverse avec la formation des Calcaires des Camoins (Rupélien) du bassin de Montespain.

4.3. La zone nord infraliasique et triasique

La continuité avec la zone sud s'opère au niveau des Trois-Lucs où l'Hettangien de la série renversée disparaît sous le Muschelkalk chevauchant de la colline 214. Cette branche de Muschelkalk, décollée sur le Keuper, se poursuit sur la zone nord pour constituer la colline 172 au sud des Olives.

La branche de la colline 181 subit la même inflexion d'axe, et semble se raccorder à la précédente dans la colline au SE des Olives après suppression par étirement de la synforme de Keuper qui les sépare dans le secteur des Vaudrans.

Une troisième branche antiforme de Muschelkalk, d'axe SE-NO, se développe entre le Monastère de la Servianne et Fondacle, en partie masquée par les travertins quaternaires du plateau de Saint-Julien. Le flanc sud-ouest de cette antiforme supporte le Keuper des Caillols, le flanc nord-est le Keuper de Fondacle.



Fig. 6. *a. Calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur ; Fenêtre tectonique du Golf de la Salette – b. Idem. Noter les stratifications obliques préservées dans les calcaires dolomitiques - c. Calcaires à Favreina du Jurassique supérieur (Barbaraou). Les couches pendent vers le S- d. Chailles stratiformes dans les dolomies du Jurassique supérieur (D 4a. Barbaraou).*

L'antiforme de Muschelkalk s'abaisse périclinalement vers le SE pour disparaître sous le Rupélien calcaire discordant du Monastère de la Servianne.

Le Trias allochtone constitue les collines d'Enco-de-Pont et d'Enco-de-Botte (Fig. 4, coupe A). Il vient buter par faille contre le Jurassique supérieur de la zone centrale, apparaissant ici en fenêtre sous le Trias charrié et secondairement affaissé. Contre l'accident se placent des lambeaux très écrasés de série renversée (Hettangien à Keuper) sur lesquels repose le Muschelkalk allochtone, très tectonisé. Le Trias d'Enco-de-Botte est plissé en antiformes

(Muschelkalk de la Tuilière) et synformes (Keuper de la dépression d'Enco-de-Pont) d'axe sensiblement NO-SE. Il est en contact par faille avec le Rupélien du bassin des Embucs.

4.4. Les écailles tectoniques de Crétacé inférieur et de Jurassique supérieur

À leur terminaison périclinale ouest (secteur des Trois-Lucs), les dolomies du Jurassique supérieur de la zone centrale sont surmontées par des calcaires blancs, épais d'une



Fig. 7. a. Écaille parautochtone de calcaires du Valanginien dans l'ancienne carrière Laborde (Les Trois Lucs). Le sud est à droite - b. Écaille parautochtone de Berriasien supérieur (sud de Martelet) - c. Écaille parautochtone d'Aptien supérieur-Albien (Les Trois Lucs)- d. Faille normale de la bordure sud de la zone centrale (Golf de la Salette)- e. Faille normale de la bordure nord de la zone centrale (Enco-de-Botte).

trentaine de mètres (Fig. 4, coupe B et Fig. 7a). Le contact entre les deux formations peut être observé dans l'ancienne carrière Laborde (examinée et photographiée par Haug en 1930 ; actuellement propriété de Mr Susini). Il s'agit d'un contact tectonique, les dolomies du Jurassique supérieur supportant des calcaires très broyés, affectés de cisaillements, et ayant livré une microfaune variée (*Dictyoconus*, *Pfenderina*, *Trocholina* sp., miliolles), qui a conduit Guieu (1968) à les attribuer au Valanginien. La série calcaire se complète au sud (clinique des Trois-Lucs) par des wackestones-packstones à miliolles, dasycladales (*Salpingoporella melitae*, *S. muehlbergii*, cf. *Urgonina alpillensis*; détermin. J. P. Masse), qui

datent l'Hauterivien terminal-Barrémien inférieur, puis par des grainstones oolitiques à nuclei de miliolites ou de coprolites de crustacés (*Favreina*), faciès-type du Barrémien supérieur de la Bédoule (communic. orale J.P. Masse). En accord avec les auteurs précités, nous interprétons cette unité calcaire comme une écaille tectonique, équivalente des écailles de Crétacé inférieur que l'on observe dans le massif d'Allauch, entraînées sous les unités allochtones.

Des lambeaux de calcaires noirs fortement écrasés, associés à des calcaires siliceux et des calcaires marneux et glauconieux, forment des écailles tectoniques discontinues intercalées entre l'Hettangien du flanc inverse du pli de la Salette et le Jurassique supérieur de la zone centrale C'est Bresson (1898) qui, le premier, découvrit cette formation au hameau des Romans. D'autres affleurements existent au Golf d'Allauch, dans le secteur de l'ancien château de la Taurelle et aux Trois-Lucs (dans cette localité, intercalés entre l'écaille de Crétacé inférieur et l'Hettangien de la série chevauchante, (Fig. 4, coupe B et Fig. 7c). Des fossiles caractéristiques y ont été découverts : *Exogyra aquila*, *Plicatula radiola*, orbitolines (Bresson 1898 ; Guieu 1968) qui attestent, selon ces auteurs, de l'âge aptien (supérieur ?) de ces faciès. En lames minces, ces calcaires se montrent formés d'une accumulation de spicules siliceux d'éponges, de radiolaires, de débris d'échinodermes et de lamellibranches. Ces microfaciès sont toutefois fréquents dans l'Albien du massif d'Allauch (Masse, 1988).

Au sud de Martelette, on observe sous l'Hettangien de la série inverse une écaille de calcaires bioclastiques et de mudstones-wackestones verdâtres à structures fenestrées (Fig. 7b) à miliolites, ostracodes, dasycladales (*Salpingoporella annulata*, *S. aff. kotori*, *Redmondoides cf. lugeoni* ; détermin. J.P. Masse), gastéropodes et clypéines que l'on peut attribuer au Berriasien supérieur.

Cette écaille se poursuit vers l'E dans le massif d'Allauch (Plateau du « Chasseur Duc », *sensu* Haug), chevauchant l'Hauterivien de la série autochtone du massif et supportant des calcaires noirs attribués par Guieu (op.cit.) à l'Aptien.

Enfin, affleure au nord d'Enco-de-Botte, au contact du Muschelkalk, un minuscule affleurement de calcaire à péloïdes dolomitisé et fracturé, déjà signalé par Haug (1930), attribué avec doute au Jurassique supérieur et que nous interprétons comme une écaille entraînée sous le chevauchement du Trias.

4.5. L'Oligocène

Les bordures triasiques sud et nord du massif de la Salette sont recouvertes en discordance par le Rupélien (Formation des 'Calcaires des Camoins'). Sur la bordure sud (Monastère de la Servianne) le Muschelkalk est séparé du Rupélien discordant (Fig. 8a) par un niveau d'argilites rouges (épaisseur env. 10m) renfermant des fragments de cargneules et représentant vraisemblablement les vestiges d'un manteau d'altération du Trias.

Au contact du bâti mésozoïque, les couches du Rupélien, peu épaisses, sont redressées, parfois à la verticale (les Accates) et affectées de microplis isoclinaux (les Embucs) (Fig. 8 b). Au droit de Barbaraou, elles sont renversées vers le N (Bertrand, 1899 ; Haug, 1930). A la Treille, les calcaires en plaquettes des Camoins fortement redressés (70°SW) contre l'Urgonien de l'allochtone, sont affectés de surfaces de cisaillement subhorizontales (Philip, 2009) (Fig. 8 c). A Pluence elles sont plissées et très fracturées.

Le Rupélien a sans doute recouvert tout ou partie du massif de la Salette comme en témoignent les calcaires en plaquettes des Camoins conservés dans des synformes étroites (la Servianne, Enco-de-Pont) affectant le substratum triasique.

Les terrains du Chattien (argiles de Saint-Marcel, Poudingues et argiles de Marseille) manifestent une indépendance structurale par rapport aux calcaires du Rupélien. A l'ouest des Olives (Fondacle), le Chattien (poudingues de Marseille, subhorizontaux) repose en discordance angulaire sur le Muschelkalk sans interposition de Rupélien. Les argiles et poudingues de Marseille sont fortement relevés (pendages de 50 à 80°S) sur le flanc sud du

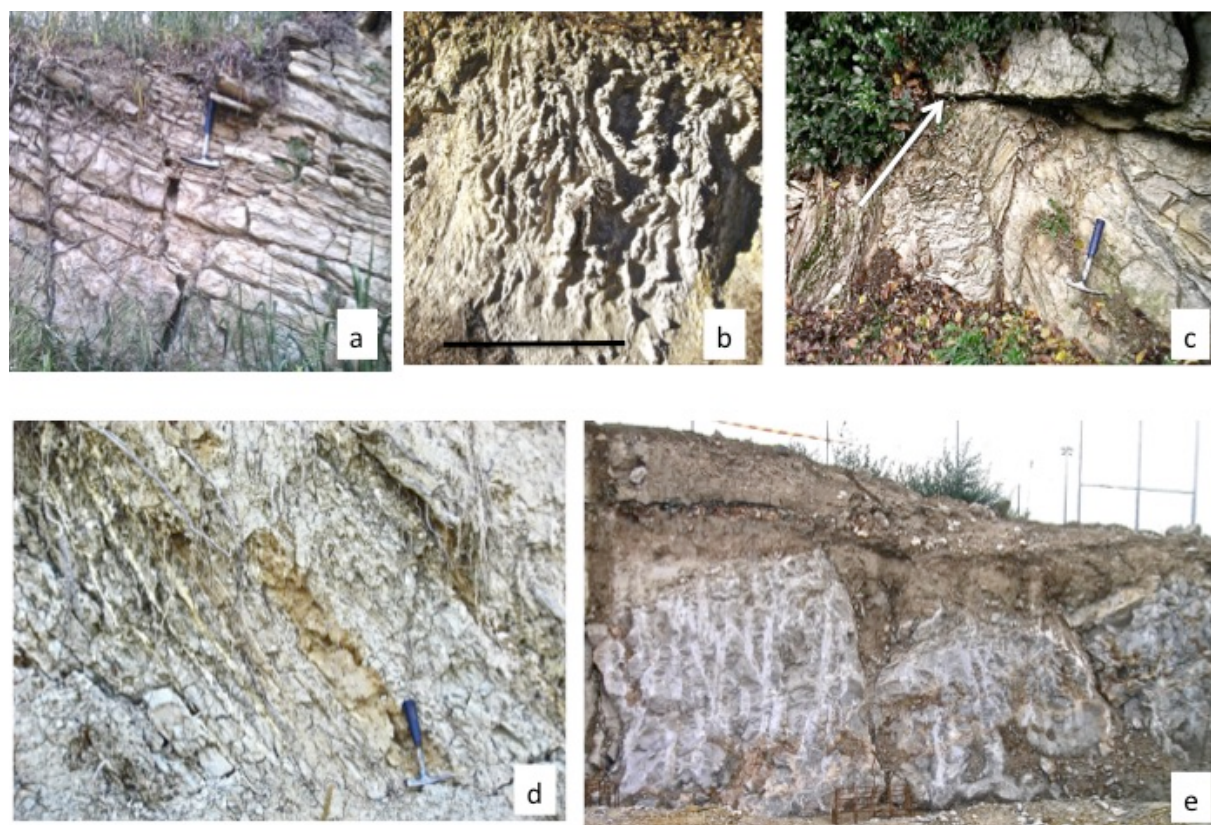


Fig. 8. *a. Calcaires de la formation des Camoins (Rupélien). Les couches sont à pendage E ; (Monastère de la Servianne)– b. Microplis dans les calcaires de la formation des Camoins redressés à la verticale (Les Embucs) – c. Troncature horizontale (flèche blanche) affectant les calcaires en plaquettes plissés de la formation des Camoins (La Treille) – d. Bancs argileux à fort pendage sud du Chattien (établissement spécialisé- la Rouguière)- e. Failles normales à regard NW affectant les calcaires du Rupélien ; hauteur de l’affleurement 6m. Photographie prise en 2005 (Stade des Olives).*

massif de la Salette (Les Caillols, La Rouguière ; Fig. 8 d) et en contact faillé avec la bordure triasique du massif. Au droit de la Servianne, la direction des couches du Chattien (sensiblement E-W) est presque orthogonale à celle (NNO-SSE) des couches du Rupélien.

4. 6. Le Pléistocène

La sédimentation reprend au Pleistocène avec le dépôt des travertins de Saint Julien attribués au 'Villafranchien supérieur' (1,7 à 1 Ma) (cf. Dubar, inédit, notice de la 3^e édition de la feuille Aubagne-Marseille). Cette formation, subhorizontale, épaisse d'une vingtaine de mètres forme l'entablement calcaire du plateau de Saint-Julien à l'ouest de la Salette (Fig. 1). Des lambeaux isolés de travertins se retrouvent à l'ouest du massif (la Servianne, les Olives, Enco de Pont) ou à l'est (Pluence) recouvrant le Trias ou l'Oligocène. Cette disposition laisse à penser que la formation de Saint-Julien recouvrait initialement l'ensemble du massif. La cote actuelle de la base de la formation oscille entre 167 m au plateau de Saint Julien, 150 m à la Servianne, 140 m à Pluence, jusqu'à 200 m à Enco de Pont, dénotant une néotectonique post-Villafranchien. Des basculements localisés peuvent être observés en certains points comme par exemple à la Servianne où la dalle de travertin plonge de 10° vers l'ESE.

5. Interprétation structurale

Bresson (1898) a interprété la structure de la bordure méridionale comme formée de plusieurs plis couchés vers le nord, et convergeant vers l'ouest. Pour Haug (1930, p. 38), il s'agit d'une nappe de charriage dont le flanc inverse (Keuper à Hettangien) a échappé à l'étirement et dont le flanc normal (Muschelkalk et Keuper), largement chevauchant vers le nord, a été replié en anticlinaux et synclinaux postérieurement au charriage (Fig. 9). Pour Guieu (1968), la bordure triasique méridionale s'organise en écailles de Muschelkalk, plus rarement en plis, déversés vers le nord et chevauchant la zone centrale (qu'il supposait formée d'Hettangien, voir ci-dessus).

La révision pour la 3^e édition accrédite l'idée d'une unité allochtone (Fig. 4 coupe A) dérivant d'un grand pli couché vers le N dont le flanc inverse (Keuper à Hettangien) est conservé, mais très étiré (Φ_2). Le flanc normal (Muschelkalk et Keuper), lui même décollé sur le Keuper du flanc inverse (Φ_1), s'organise en plis secondaires et en duplicatures à vergence nord.

A l'exception de Denizot (1952) qui les tenaient pour autochtones, Haug (1930), comme Guieu (1968) se sont accordés pour interpréter les lambeaux crétacés du flanc sud du massif de la Salette comme des écailles tectoniques entraînées sous le chevauchement (Φ_2) de la série renversée et dont les racines se situaient au sud du massif actuel. En ce sens, ces écailles occupent la même position structurale que celle des écailles du Bec Cornu dans le massif d'Allauch (Guieu, 1968 ; Masse 1988). Nous rejoignons ce point de vue.

L'interprétation structurale de la zone centrale du massif de la Salette a fait l'objet de discussions. Pour Bertrand (1899), les terrains dolomitiques qui la constituent font partie de la « nappe renversée » qui entoure le massif d'Allauch. Haug (1930) admet que les dolomies jurassiques de la zone centrale constituent une « fenêtre » sous une nappe de terrains triasiques et infraliasiques. Les coupes qu'il dessine de ce secteur donnent l'idée d'un bombement post-nappe et d'une indépendance structurale des dolomies jurassiques avec les terrains allochtones (Fig. 9). Toutefois, Haug ne se prononce pas sur l'autochtonie ou la parautochtonie des dolomies de la zone centrale. Denizot (1952), admet l'existence de dolomies jurassiques dans la zone centrale et interprète cette dernière comme une cordillère autochtone mise en place « vers le milieu de l'Aptien ». Pour Guieu (1968), la zone centrale de la Salette constitue un horst autochtone, comparable à l'aire centrale du massif d'Allauch, et ceinturé par du Trias allochtone affaissé.

La zone centrale de la Salette apparaît effectivement comme un horst formé de Jurassique supérieur, soulevé et exhumé après le chevauchement de l'unité allochtone triasique et du parautochtone crétacé. Toutefois, la comparaison s'arrête là car dans l'aire centrale du massif d'Allauch, la série chevauchante repose sur le Crétacé supérieur, totalement absent à la Salette, ainsi que la bauxite et le Crétacé inférieur. Il apparaît donc très difficile de conclure à une stricte homologie de l'aire centrale de la Salette avec l'aire centrale du massif d'Allauch, et donc de conclure indubitablement à son autochtonie. On peut admettre celle-ci

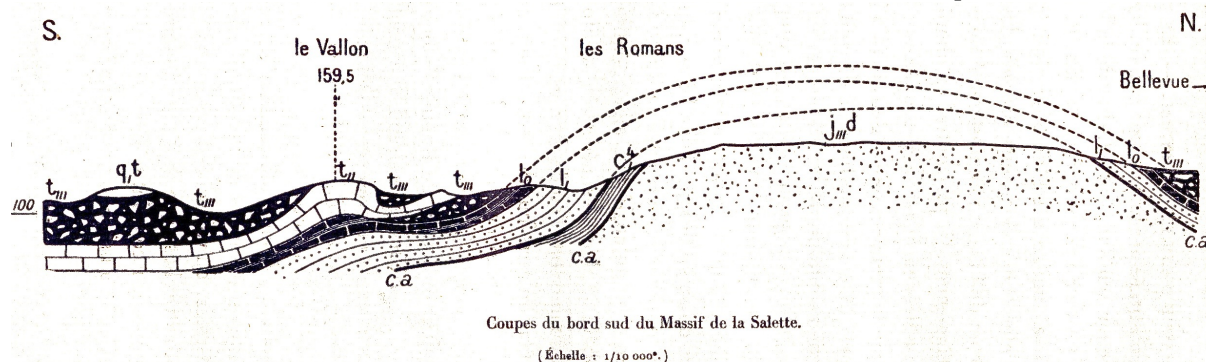


Fig. 9. Structure du massif de la Salette par Émile Haug (1930). t_{II} Muschelkalk- t_{III} Keuper- l_0 Rhétien- l_1 Hettangien- j_{III}^d Jurassique supérieur- c_1^A Aptien- q_t Travertins quaternaires- c.a. contacts anormaux.

comme une hypothèse qui implique toutefois une importante érosion de l'aire centrale de la Salette ayant conduit à la mise au jour des calcaires et dolomies du Jurassique supérieur avant les chevauchements. Notons par ailleurs que si l'hypothèse, également plausible, de M. Bertrand d'une parautochtonie de la zone centrale jurassique de la Salette devait être retenue, cela signifierait de la rapprocher des écaïlles de Jurassique supérieur associées à celles de l'Aptien et de l'Urgonien (unité du Bec Cornu) qui jalonnent la base de l'unité allochtone sur la bordure sud-est du massif d'Allauch. L'une des conséquences de cette interprétation parautochtone de l'aire centrale serait alors d'envisager comme possible l'existence d'une série autochtone comparable à celle du massif d'Allauch sous l'unité, alors entièrement chevauchante, de la Forêt de la Salette. Cette hypothèse, aux nombreuses conséquences, devrait, cependant, être confirmée (ou infirmée) par un forage profond ou par la géophysique.

6. Tectogenèse et conclusion

Les incertitudes qui règnent au sujet de l'autochtonie ou de la parautochtonie de la zone centrale jurassique de la Salette rendent hasardeux d'envisager d'une manière irréfutable la surrection de cette unité et son décapage par l'érosion lors de la phase durancienne (Crétacé moyen), à l'instar de la zone centrale voisine du massif d'Allauch. Quoiqu'il en soit, il faut admettre qu'au sud de la Salette existait au cours de l'Aptien, et vraisemblablement de l'Albien, une gouttière marine relativement profonde, se prolongeant vers l'E dans ce qui deviendra le parautochtone du massif d'Allauch et de la Sainte-Baume (Masse, 1988), gouttière actuellement oblitérée par le chevauchement de l'unité allochtone et dont les éléments, expulsés vers le nord, ont donné naissance aux écaïlles tectoniques crétacées du flanc sud de la Salette.

Lors de la phase compressive majeure (Eocène supérieur) l'unité allochtone, décollée sur les niveaux plastiques du Muschelkalk, du Keuper et de l'Hettangien, a évolué en pli couché, puis en chevauchement (Fig. 4 coupe A). Le flanc normal, décollé sur le Keuper et découpé en duplicatures, s'est avancé le plus loin vers le nord (flèche du chevauchement Φ_1 : minimum 3 km), laissant en arrière le flanc inverse (Φ_2), les écaillés d'Aptien-Albien (Φ_3), et peut être, si on admet sa parautochtonie, l'unité centrale jurassique.

Contrairement au massif d'Allauch (Ruissatel), où la série de l'unité allochtone est complète jusqu'au Cénomaniens celle de la Salette, qui s'y raccorde, ne comporte pas de terrains postérieurs à l'Hettangien. On peut ainsi se demander si la couverture initiale du Trias de la Salette n'est pas représentée par la série normale chevauchante de l'Étoile, auquel cas la dénudation du Trias de la Salette serait d'origine tectonique et contemporaine de la translation vers le nord, à l'Eocène supérieur, de cette série, décollée sur le Keuper du flanc normal de la nappe.

De toute manière, la mise en place des différentes unités chevauchantes de la Salette, suivie de leur érosion, était terminée au Rupélien qui les recouvre en discordance dans diverses parties du massif.

Le Rupélien est caractérisé par une sédimentation lacustre donnant naissance à des dépôts calcaires ou évaporitiques qui montrent toutefois l'intercalation de brèches syn-sédimentaires en bordure du massif d'Allauch (Martellène, Pluence, les Camoins) dénotant un soulèvement précoce de ce dernier dès cette époque.

Les argiles et poudingues de Marseille (Chattien) ne semblent s'être déposés que sur la bordure sud du massif, une lacune de ces dépôts caractérisant la bordure nord. Ceci amène à émettre l'hypothèse d'un premier soulèvement du massif de la Salette dans l'intervalle Rupélien supérieur–(?)Chattien basal. Des mouvements tectoniques intra-oligocènes pourraient expliquer ce premier soulèvement. Si, comme l'ont montré Hippolyte et al. (1993) un régime distensif généralisé a affecté le Bassin de Marseille au cours de l'Oligocène, on pourrait dès lors admettre un soulèvement en horst du massif de la Salette au Rupélien supérieur, rejetant la sédimentation du Chattien au sud du massif.

Un deuxième événement tectonique oligocène, clairement distensif, avec une direction majeure de distension nord-sud, s'est manifesté au cours du Chattien et a sans doute perduré au cours du Miocène, produisant le soulèvement et l'exhumation de la zone centrale jurassique et un très fort relèvement des couches rupéliennes et chattiennes de la bordure S du massif (la Rouguière ; Fig. 8 d). Des failles normales E-O ont accommodé le mouvement de surrection. La fraîcheur des miroirs de certaines failles (Enco-de-Botte, Fig. 7e; les Olives, Fig. 8 e), suggère qu'elles aient pu continuer de jouer au cours du Pliocène, voire du Quaternaire.

Reste à dater l'épisode compressif qui a affecté le massif en provoquant les renversements de couches du Rupélien et les cisaillements qui l'affectent. Ces structures sont localisées (La Treille, Barbaraou) et sans doute liées, selon nous, au jeu transpressif d'accidents décrochants plutôt qu'à une compression généralisée du massif.

Pour Villeneuve et al. (2016) un événement compressif aurait affecté le bassin de Marseille et ses bordures au Rupélien supérieur en relation avec la géodynamique de la marge active

nord-téthysienne (Bassin liguro-provençal) à laquelle le bassin de Marseille était lié au cours de l'Oligocène. Cette hypothèse se heurte toutefois aux états de contrainte relevés par Hippolyte et al. (1993) qui concluent, comme nous l'avons vu, à une distension du bassin de Marseille au Rupélien supérieur en relation avec le rifting ouest-européen.

Des directions de compression ont effectivement été mises en évidence dans le bassin de Marseille (Nury et Raynaud, 1986 ; Hippolyte et al., 1993) mais qui ont été corrélées avec des événements tectoniques Miocène à Pliocène moyen bien connus en Provence.

Récemment (2016) une compression burdigalienne de direction N-S a été évoquée par Fournier et al. comme ayant joué un rôle important dans la structuration du bassin de Marseille et notamment de sa bordure nord, en provoquant le jeu en décrochement de certains accidents préexistants.

A noter que l'absence dans le massif de la Salette de dépôts compris entre le Chattien et le Pleistocène rend difficile la détermination précise d'un événement tectonique compressif dans cet intervalle stratigraphique. Le jeu en transpression de certains accidents du massif de la Salette au cours du Miocène, voire du Pliocène, provoquant des déformations notables jusqu'au renversement à leur contact des couches calcaires de la formation des Camoins, demeure toutefois une hypothèse plausible.

Une étude microstructurale plus détaillée sera toutefois nécessaire pour faire évoluer cette question importante de la chronologie des événements tectoniques qui ont affecté la couverture oligocène du massif de la Salette et plus largement des bordures du bassin de Marseille.

Remerciements

J'exprime ma gratitude à Jean-Pierre Masse et Marc Floquet pour les déterminations micropaléontologiques et pour l'identification des unités de faciès de l'Urgonien et du Jurassique supérieur du massif de la Salette. Merci à Raymond Monteau et Marc Floquet pour les fructueux échanges que nous avons eus sur la stratigraphie et la cartographie de ce secteur de la Provence.

Références

Bertrand, M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence. *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France*, X, 68, 397- 467.

Bresson, A., 1898. Observations sur la structure du massif de Saint-Julien, près Marseille. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), XXVI, 340-346.

Caron, J-P-H., 1965a. Sur la position tectonique du Trias moyen de la région toulonnaise. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 260, 5069-5072.

Caron, J-P-H., 1965b. Découverte d'un niveau repère à nodules de Nubéculaires dans le Trias de Basse-Provence occidentale. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **6**, 197-198.

Caron, J-P-H., 1969. Permien. Notice de la feuille Toulon à 1/50.000^e 2^e édition.

Caron, J-P-H., 1970. Episodes volcaniques et volcano-détritiques dans le Trias moyen de la partie méridionale de l'arc de Barjols (Var). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, 1223-1226.

Caron, J-P., 2011. General outlines of the Muschelkalk and Keuper of Provence. *In* Triassic of SouthEast France (Provence : Var & Alpes-Maritimes) M. Durand, J.P. Caron & H. Hagdorn éd. Pan-European Correlation of the Triassic, 8th International Field Workshop, September 4-8, 2011, pp. 9-12.

Corroy, G., 1963. La région triasique de la Valentine près Marseille (B.d.R.). *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, XXXIV, VII, 25-31.

Denizot, G., 1952. La tectonique du Crétacé moyen en Provence. *Comptes Rendus, XIXe Congrès Géologique International, Alger*, sect. XIII, fasc. XIV, 343-349.

Fournier, F., Tassy, A., Thinon, I., et 12 co-auteurs, 2016. Pre-Pliocene tectonostratigraphic framework of the Provence continental shelf (eastern Gulf of Lion, SE France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 187, 4-5, 187-216.

Guieu, G., 1968. Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse, Sciences. Marseille. 604 p.

Guieu, G., Blanc, J., Bonifay, E., Campredon, R., Caron, J-P., Humbert, S., Philip, J., Taxy-Fabre, S., Tempier, C., Pérès, J.M., Picard, J., Rouire, J., 1969. Feuille Aubagne- Marseille. 2^e édition . Carte géologique au 1/50.000. Bureau de Recherches géologiques et minières. Orléans-la-Source.

Haug, E., 1930. Les nappes de charriage de la Basse-Provence. Deuxième partie Le massif d'Allauch et ses entours. *Mémoires de la Carte Géologique détaillée de la France*, 182 p.

Haug, E., Maury, E., Lanquine, A., Lutaud, L., Denizot, G., Pfender, J., 1935. Feuille d'Aubagne 1^{ère} édition, carte et notice explicative. Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50.000. Paris

Hippolyte, J-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of Provence, southern France. *Tectonophysics*, 226, 15-35.

Masse, P-J- L., 1988. Evolution de la marge provençale à l'Aptien supérieur et à l'Albien. Thèse, Marseille, 258 p.

Mennessier, G., 1959. Etude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens. *Mémoires de la Société géologique de France*, XXXVIII, 4, n° 87, 174 p.

Nury, D., Raynaud, S., 1986. Étude tectono-sédimentaire du fossé oligocène de Marseille

(Bouches-du-Rhône). Évolution postérieure. *Géologie de la France*, 4, 377-397.

Philip, J., 2009. Etude géologique du massif de la Salette (Bouches-du-Rhône). Musée de Paléontologie de Provence. Rubrique: Publications. Notes et Conférences. *Musée de Paléontologie de Provence*, <http://mdp.cerege.fr>. 38 p.

Philip, J., 2012. L'exploration géologique de la Provence : deux siècles et demi de débats et de controverses. *Presses des Mines*, collection Histoire, sciences et sociétés. 366 p.

Villeneuve, M., Nury, D., Arlhac, P., Gärtner, A., Linnemann, U., Pantaine, L., 2016. Evidence for an intra-Oligocene compressive event in the Marseille-Aubagne basins (SE France). *Boletín Geológico y Minero*, 127 (2/3) : 499-512.