

Excursion 38

La dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne

par J.B. ORSINI*, C. COULON* et T. COCOZZA**

I. – INTRODUCTION

L'évolution géodynamique récente de la Méditerranée occidentale est d'une extrême complexité en regard de la simplicité des concepts de la tectonique des plaques. L'une des causes en est l'importance du rôle joué par la fragmentation de la croûte continentale en une véritable mosaïque et le déplacement, limité dans l'espace, de compartiments de petite taille, les uns par rapport aux autres. La Corse et la Sardaigne constituent l'un de ces compartiments détachés de la marge européenne au cours du Cénozoïque. Le présent article a pour objet l'étude de ce phénomène de dérive sur la base des données géologiques et géophysiques actuellement disponibles. Cette démarche nous conduira d'une part à préciser l'âge et la modalité du déplacement des deux îles, d'autre part à proposer un modèle de reconstitution de l'ensemble Provence-Corse-Sardaigne antérieurement au mouvement de dérive.

A. Les grandes étapes de l'histoire géologique de la Sardaigne, de la Corse et de la Basse Provence (fig. 1).

Ces trois régions présentent une histoire géologique semblable dans ses grandes lignes :

1) Existence d'un socle ancien, encore mal connu dans son ensemble, comprenant des formations paléozoïques et des terrains plus anciens d'âge indéterminé. Ce socle a été structuré, pour l'essentiel, par l'orogénèse hercynienne (métamorphisme, plissement, magmatisme); mais l'existence d'événements antérieurs (calédoniens ?) est probable et même localement établie (COCOZZA *et al.*, 1974; BAUDELLOT *et al.*, 1976). Le magmatisme lié à l'orogénèse hercynienne s'est traduit par la mise en place d'un vaste batholite granitique (ORSINI, 1976a) et s'est achevé au Permien inférieur par des manifestations volcaniques calco-alcalines (andésites, ignimbrites; VELLUTINI, 1977). Au Permo-Carbonifère, ce segment de la chaîne hercynienne a été activement démantelé; il en est résulté l'accumulation, dans des dépressions topo-

* Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Marseille (Saint Jérôme), France.

** Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Siena, Italia.

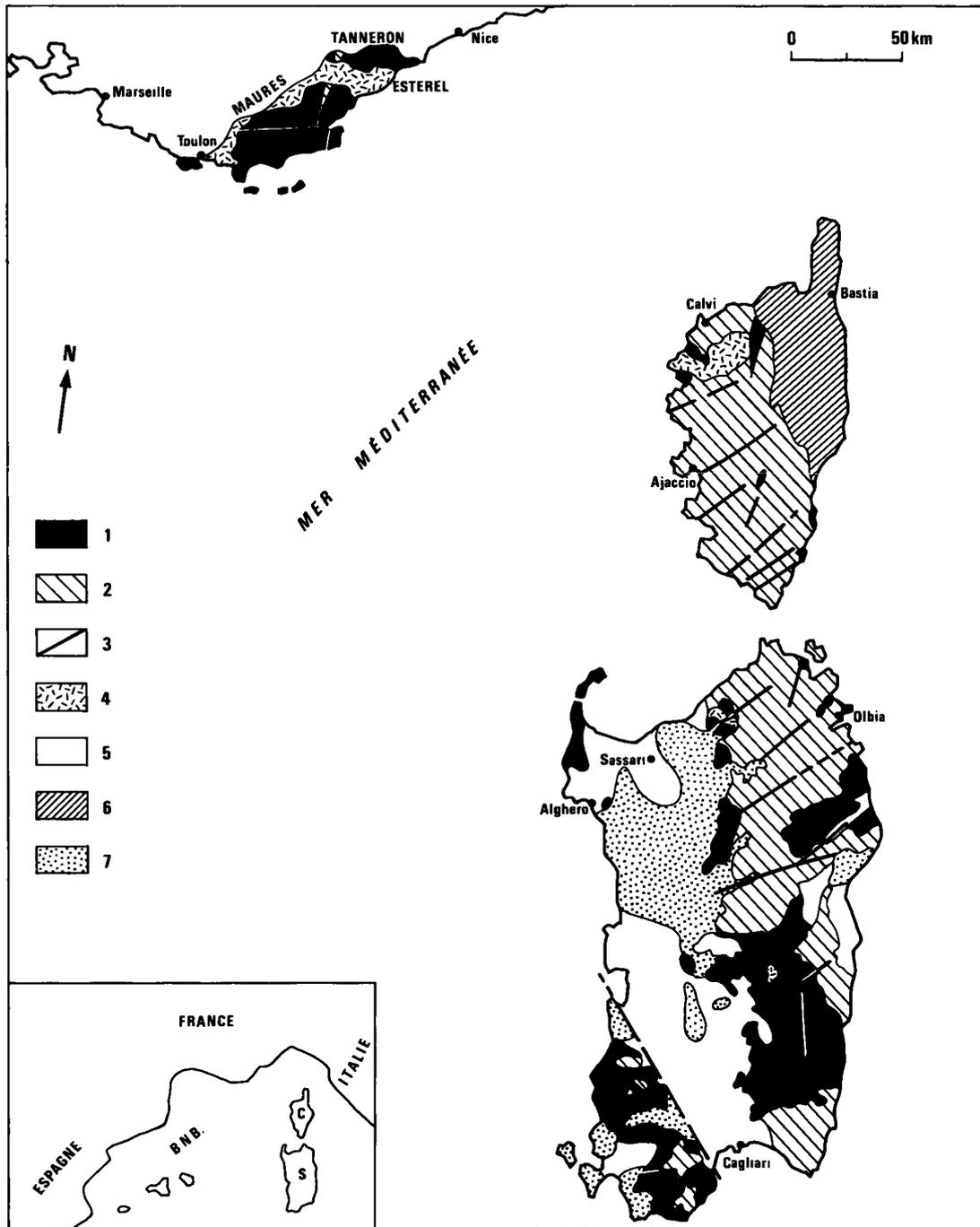


Fig. 1. - Géologie succincte du domaine Provence, Corse, Sardaigne.

1 : socle ancien; 2 : batholite granitique; 3 : fractures tardi-hercyniennes; 4 : Permien volcanique-sédimentaire; 5 : terrains sédimentaires post-permiens; 6 : Corse alpine; 7 : volcanisme cenozoïque et plio-quaternaire; B.N.B. : Bassin Nord-Baléares.

Simplified geological map of Provence (south-eastern France), Corsica and Sardinia.

1 : ancient basement; 2 : carboniferous granitic batholith; 3 : volcanic and sedimentary permian rocks; 5 : post-permian sedimentary formations; 6 : alpine formations in northern Corsica; 7 : Cenozoic and pliocene quaternary volcanism; B.N.B. : North Balearic Basin.

graphiques, de sédiments détritiques continentaux, avec des intercalations de dépôts houillers d'âge west-phalien supérieur-stéphanien. La période tardi-hercynienne est marquée par un épisode de fracturation qui a provoqué la formation de décrochements d'amplitude variable, consécutifs à une compression N.S à NW-SE (ARTHAUD et MATTE, 1975).

2) A partir du Permien moyen (250 M.A. environ; MALUSKI, 1977) s'est manifesté un magmatisme alcalin de type anorogénique (complexes annulaires et champ filonien) témoignant d'une distension généralisée qui, selon BONIN (1977), pourrait annoncer l'ouverture d'une zone océanique préfigurant la future Téthys.

3) Après les événements tardi-hercyniens, l'ensemble Provence - Corse - Sardaigne s'est comporté comme un craton stable qui n'a pas été totalement recouvert par les transgressions marines du Mésozoïque (sédimentation de plate-forme). Durant cette période, des changements paléogéographiques sont intervenus en liaison avec des phénomènes tectoniques (phases d'émersion et bauxitisation; GUIEU, ROUSSET, 1979). La couverture mésozoïque qui ceinture la Provence cristalline n'est connue en Sardaigne, et surtout en Corse hercynienne, qu'à l'état de lambeaux épars sur le socle.

4) Au Cénozoïque, la Provence, la Corse et la Sardaigne ont joué le rôle d'avant-pays par rapport à l'orogénèse alpine. Toutefois, l'influence de cette dernière est variable selon les régions considérées; elle est surtout sensible en Corse où la chaîne alpine est représentée (partie Nord-Est de l'île) et où le socle est affecté de phénomènes de déformation et de métamorphisme de type haute pression (AMAUDRIC du CHAFFAUT *et al.*, 1976, MATTAUER *et al.*, 1976). Dans cette île, la période tectorogénique se serait échelonnée du Crétacé moyen à la fin de l'Oligocène (CARON, BONIN, 1979). A l'Oligo-Miocène, un volcanisme calco-alcalin s'est manifesté. Important dans le graben central de Sardaigne (29-13 M.A., BELLON, 1976), il est, par contre, très localisé en Provence (région niçoise). Ce volcanisme témoigne de mouvements relatifs de plaques dont la dérive de la Corse et de la Sardaigne est la manifestation (COULON, 1977); ce phénomène serait compatible avec la phase de serrage oligocène du bâti alpin en Corse (CARON, BONIN, 1979). Au cours du Miocène une transgression marine a intéressé le graben sarde, la Corse méridionale et septentrionale, ainsi que la Provence occidentale.

5) Au Plio-quatenaire, un dernier cycle volcanique de nature essentiellement basaltique a affecté la

Sardaigne (BECCALUVA *et al.*, 1978) et très localement, la Provence. Il est le reflet du changement radical de l'ambiance géodynamique: un régime de distension profonde a provoqué des mouvements de flexure et d'affaissement qui ont conduit à la configuration actuelle de la Méditerranée occidentale.

B. Mise en évidence de la dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne

De nombreux critères ont permis de démontrer la réalité de ce phénomène :

1) Les résultats paléomagnétiques obtenus sur les laves permienes de Corse et de Sardaigne indiquent une rotation antihoraire de 25 ou 30° pour la première et 60° pour la seconde par rapport à l'Europe stable (NAIRN, WESTPHAL, 1968; WESTPHAL *et al.*, 1976, WESTPHAL, 1976). En ce qui concerne le Cénozoïque, les nombreuses études effectuées sur le paléomagnétisme des laves calco-alcalines de Sardaigne ont révélé l'existence de déclinaisons N-W dont la valeur moyenne est de 30° à 40° (DE JONG *et al.*, 1969; COULON *et al.*, 1974; MANZONI et FERRIANI, 1976; LÖRSTCHER, 1976).

2) La présence de directions structurales NW-SE dans le bassin Nord Baléares (ou bassin provençal; fig. 1) et en mer Ligure a été révélée par les anomalies magnétiques (BAYER *et al.*, 1973) et les données sismiques (AUZENDE *et al.*, 1973); ces directions sont interprétées comme les cicatrices laissées par la dérive du bloc corso-sarde (RÉHAULT *et al.*, 1974).

3) De plus, les raisons de l'existence d'un important volcanisme cénozoïque calco-alcalin en Sardaigne doivent être recherchées dans l'histoire géodynamique du bassin méditerranéen occidental. En effet ce type de volcanisme est symptomatique de l'affrontement entre deux plaques; dans le cas présent il est une preuve supplémentaire en faveur du déplacement du bloc continental corso-sarde.

*En définitive, de nombreux arguments conduisent à admettre que la Corse et la Sardaigne ont subi un déplacement vers le S.E. au cours du Cénozoïque. Ce dernier aurait provoqué, dans le sillage du mouvement, l'ouverture du bassin Nord-Baléares (ARGAND, 1924; LE PICHON *et al.*, 1971; BOCCALETTI, GUAZZONE, 1972; BAYER *et al.*, 1973; AUZENDE *et al.*, 1973), dont la signification serait celle d'un bassin marginal; en effet la nature de son plancher est considérée soit comme intermédiaire entre les types*

océanique et continental, soit comme franchement océanique (BERRY, KNOPOFF, 1967; FAHLQUIST, HERSEY, 1969; VAN BEMMELEN, 1969; HIRN, 1975; MAUFFRET, 1976).

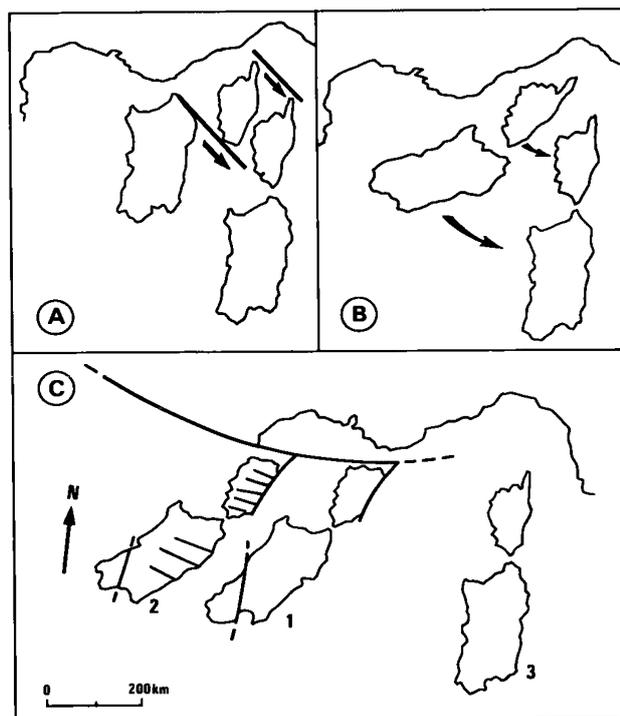


Fig. 2. - Différents modèles proposés pour la position initiale de la Corse et de la Sardaigne et leur dérive.

A) selon BAYER *et al.* (1973) et AUZENDE *et al.* (1973);

B) Selon ALVAREZ (1972) et WESTPHAL *et al.* (1976);

C) Selon ARTHAUD et MATTE (1977).

1 : position probable entre la fin de l'orogénèse hercynienne et la tectonique cassante tardi-hercynienne (Stephanien); 2 : position au Permien après le rejeu des décrochements tardi-hercyniens; 3 : position actuelle (la position au Mésozoïque n'est pas précisée dans ce modèle).

Le modèle de BELLON *et al.* (1977) et COULON (1977) fait l'objet de la figure 5.

Different models proposed for the original position of Corsica and Sardinia and their movements during drifting.

A) after BAYER *and al.* (1973) and AUZENDE *and al.* (1973);

B) after ALVAREZ (1972) and WESTPHAL *and al.* (1976);

C) after ARTHAUD and MATTE (1977).

1 : probable position between the end of the hercynian orogeny and the late hercynian (stephanien) faulting; 2 : permian position after the late hercynian fault reguvination; 3 : present day position (the mesozoic position is not shown).

Model proposed by BELLON *and al.* (1977) and COULON (1977) is shown in figure 5.

Des données géologiques viennent confirmer l'existence de masses continentales émergées au Sud de la Provence jusqu'à une époque récente; nous citerons par exemple les apports détritiques turoniens d'origine méridionale.

On est donc logiquement conduit à rechercher la position de la Corse et de la Sardaigne antérieurement à l'ouverture du bassin Nord Baléares en emboîtant les domaines continentaux en présence. A l'heure actuelle, quatre principaux modèles ont été proposés sur la base des données géophysiques (fig. 2) :

- la reconstitution de BAYER *et al.* (1973) et d'AUZENDE *et al.*, (1973) est fondée sur les critères magnétiques et sismiques ainsi que sur l'extension sous-marine du socle continental;

- la reconstitution d'ALVAREZ (1972) repose sur le tracé de l'isobathe-2 000 m; celle de WESTPHAL *et al.*, (1976) basée sur ce même isobathe et sur la valeur des déclinaisons paléomagnétiques des laves permianes de Corse et de Sardaigne;

- la reconstitution d'ARTHAUD et MATTE (1977) confronte les données paléomagnétiques aux corrélations géologiques, dans un cadre plus vaste englobant la Péninsule Ibérique;

- la reconstitution de COULON (1977) et BELLON *et al.*, (1977) tient compte de l'extension sous-marine du socle continental et des déclinaisons paléomagnétiques mesurées sur les laves tertiaires de Sardaigne.

En fait les marqueurs géologiques apportent de sérieuses contraintes à ces hypothèses; il convient d'en tenir compte dans tout essai de reconstitution. Ils permettent d'une part de confirmer la parenté géologique du domaine Provence - Corse - Sardaigne, d'autre part de répondre aux deux questions suivantes :

- quelle était la position originelle des deux îles lors du début de leur séparation d'avec la marge européenne ?

- a-t-il existé un mouvement différentiel entre Corse et Sardaigne au cours de la dérive ?

C. Essai de reconstitution de la position primitive de la Corse et de la Sardaigne lors de la dérive cénozoïque.

I. LES RELATIONS CINÉTIQUES ENTRE LA CORSE ET LA SARDAIGNE

L'absence de volcanisme cénozoïque en Corse ne permet pas de démontrer l'existence d'un phénomène

de dérive comme cela a pu être fait en Sardaigne. Toutefois, les données paléomagnétiques montrent que les laves permienne corses portent les traces d'une rotation antihoraire de 30° qui peut être imputée à un déplacement cénozoïque (WESTPHAL, 1976). En outre il est logique de penser que l'ouverture du bassin Nord-Baléares, qui a entraîné la dérive de la Sardaigne, a également conduit à celle de la Corse. Le problème est donc de déterminer si ces deux îles ont dérivé de façon solidaire ou s'il s'est produit un mouvement différentiel entre les deux.

La seconde hypothèse a été proposée en particulier par AUZENDE *et al.* (1973) et GENESSEAU *et al.* (1974) qui se sont basés sur la présence d'anomalies magnétiques de direction NW-SE dans le golfe de l'Asinara. Toutefois l'existence d'un important décrochement entre Corse et Sardaigne est infirmée par la continuité des formations géologiques entre les deux îles et, surtout, par les marqueurs directionnels suivants :

- parallélisme dans l'orientation des intrusions granitiques les plus récentes (permo-carbonifères ; ORSINI, 1976b);

- parallélisme du réseau de fractures tardy-hercynien (NE-SW; ARTHAUD et MATTE, 1977) confirmé par la télédétection (BONIN *et al.* 1979);

- absence de décalage dans le système filonien post-batholitique qui, de part et d'autre des Bouches de Bonifacio, présente la même orientation et la même densité (ARTHAUD et MATTE, 1977).

Ces arguments amènent donc à conclure qu'au cours de la dérive cénozoïque, le bloc corso-sarde s'est comporté de façon solidaire, et ceci depuis au moins les temps hercyniens. Ces arguments sont en contradiction avec les données paléomagnétiques qui indiquent une différence angulaire d'environ 30° entre les déclinaisons des laves permienne sardes et celles de leurs homologues corses (WESTPHAL *et al.*, 1976). De même la télédétection fait apparaître entre les deux îles une différence d'orientation (20° environ) dans les alignements les plus anciens (BONIN *et al.*, 1979). Toutefois ces derniers n'étant pas obligatoirement de même âge, l'argument est discutable.

II. LA POSITION ORIGINELLE DES DEUX ÎLES.

Deux contraintes majeures interviennent dans la recherche de la position primitive des deux îles; il s'agit d'une part, des limites océan-continent, d'autre part de la valeur angulaire moyenne des déclinaisons paléomagnétiques mesurées sur les laves tertiaires

sardes. Ces deux impératifs conduisent au modèle de la figure 3 qu'il convient de confronter avec les données géologiques.

II.1. *Les marqueurs géologiques anté-mésozoïques.*

Les formations anté-stéphaniennes constituent des marqueurs linéaires remarquables; leur étude comparative (tableau I; fig. 3 et 4) montre que les corrélations géologiques sont étroites entre la Corse et la Sardaigne d'une part, la Provence d'autre part (J.B. ORSINI, 1979a). Par exemple, la ceinture métamorphique de pression intermédiaire connue en Sardaigne septentrionale trouve son prolongement en Provence cristalline : âge, lithologie et agencement spatial des grands ensembles, caractères géochimiques des vulcanites basiques anciennes (amphibolites), zonéographie du métamorphisme, etc... Les formations épimétamorphiques de basse pression de Sardaigne centrale et méridionale n'ont pas d'équivalent en Provence occidentale, mais elles présentent des affinités avec les formations de Montagne Noire. En Corse septentrionale, la présence d'une série paléozoïque non métamorphique et non plissée reposant sur un socle plus ancien (anté-Caradoc) et la nature du plutonisme font de ce domaine une entité particulière qui correspond aux massifs cristallins externes des Alpes et au bloc arverno-vosgien (ORSINI, 1979b). *Les marqueurs géologiques anté-stéphaniens confirment donc pleinement la position originelle de la Corse et de la Sardaigne telle qu'elle est proposée dans la figure 3 et ceci dès la période hercynienne.* D'autre part les formations magmatiques permienne apportent une confirmation supplémentaire : celles qui affleurent dans le N.W. de la Corse et celles qui constituent le massif de l'Estérel (fig. 4) se font dans la position « anté-dérive » proposée, en dessinant un alignement E-W; de plus, d'autres similitudes doivent être notées : présence des deux cycles volcaniques (calco-alcalin et alcalin; VELLUTINI, 1977), niveau structural d'érosion sensiblement identique pour les complexes annulaires.

II.2. *Les formations post-permiennes.*

Dans l'état actuel des connaissances, elles ne permettent pas de corrélations linéaires, à la différence des marqueurs géologiques anté-stéphaniens; toutefois elles montrent que la Provence, la Corse et la Sardaigne ont eu une histoire commune, au moins jusqu'au Crétacé supérieur inclus.

Les travaux effectués sur les terrains triasiques, jurassiques et crétacés indiquent que l'axe cristallin

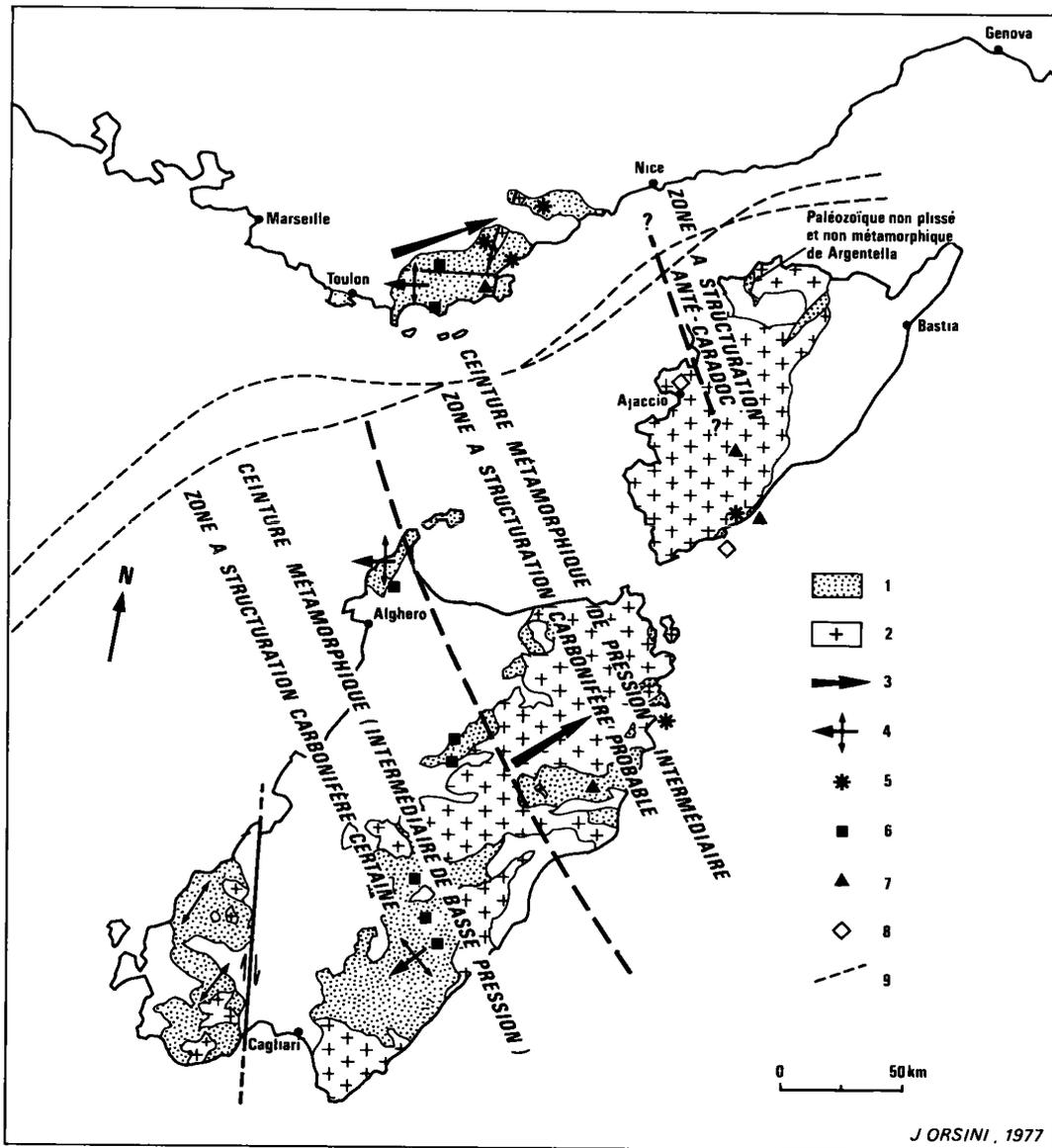


Fig. 3. - Position ante-dérive cenozoïque de la Corse et de la Sardaigne et zonation tectono-métamorphique de ce segment de la chaîne varisque. (J. ORSINI, 1979).

1 : socle ancien ; 2 : batholite granitique carbonifère et permien ; 3 : variation de l'intensité croissante du métamorphisme ; 4 : direction des plis majeurs ; 5 : indices de faciès granulite ; 6 : basaltes alcalins continentaux métamorphisés ; 7 : basaltes tholeiitiques (type rift continental) métamorphisés ; 8 : tholeiites abyssales métamorphisées ; 9 : limite du soubassement continental sous marin.

Pre-drifting cenozoic position of Corsica and Sardinia and structural zonation of this portion of the variscan chain.

1 : ancient basement ; 2 : carboniferous and permian granitoids ; 3 : increasing metamorphic intensity ; 4 : direction of major faults ; 5 : relicts of granulitic metamorphic facies ; 6 : metamorphosed continental alkaline basalts ; 7 : areas of metamorphosed tholeiites (continental rift) ; 8 : areas of metamorphosed abyssal tholeiites ; 9 : limits of the submarine continental basement.

corso-sarde a constitué une barrière séparant deux domaines : l'un, nord occidental (en position originelle) à affinité pyrénéo-provençale, dont les caractéristiques correspondent à celles d'une mer épicontinentale; l'autre, sud oriental, qui aurait constitué la marge externe du sillon alpin (Sardaigne orientale et autochtone de la Corse orientale). Dans le domaine nord occidental, les similitudes sont frappantes entre l'Ouest de la Sardaigne, la Provence, les Corbières et la région catalane; ces analogies concernent la sédimentologie, la faune, l'évolution paléogéographique, notamment l'existence de dépôts bauxitiques liés à une phase d'émersion (PHILIP *et al.*, 1978; CHERCHI, SCHROEDER, 1973, 1976; CHABRIER, MASCLE, 1975; CHABRIER, FOURCADE, 1975a, 1975b; ALEMANN, 1978). *En conclusion, la confrontation des séries mésozoïques de Provence et de Sardaigne occidentale montre que ces régions appartiennent à un même domaine et qu'elles ont connu la même évolution jusqu'au Crétacé supérieur. Les données concernant les terrains sédimentaires paléogènes sont beaucoup plus fragmentaires; toutefois divers indices sédimentologiques conduisent à soupçonner l'existence d'apports détritiques de provenance méridionale (STANLEY et MUTTI, 1968). Des différences profondes apparaissent avec le volcanisme calco-alcalin cénozoïque qui est étroitement lié à l'ouverture du bassin Nord Baléares et à la dérive consécutive du bloc corso-sarde.*

**D. Âge et modalités de la dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne.
Signification géodynamique du volcanisme calco-alcalin sarde.**

Si la réalité de la dérive de la Corse et de la Sardaigne est établie, sa cinématique et son âge ont fait l'objet de nombreuses hypothèses souvent divergentes. La méthode la plus adaptée pour résoudre ces problèmes consiste à dégager les relations temporelles qui existent entre le volcanisme calco-alcalin cénozoïque présent uniquement en Sardaigne, et le déplacement de cette île. Dans ce but, les données paléomagnétiques, fort nombreuses, qui ont été recueillies sur les vulcanites tertiaires sardes ont été confrontées aux données géochronologiques (COULON, 1977; BELLON *et al.*, 1977). Cette démarche conduit à proposer un modèle de déplacement de la Sardaigne, — et corrélativement de la Corse —, qui comporte deux stades (fig. 5).

1) *Un mouvement de « translation » vers le Sud-Est.*

A partir de la fin du Crétacé, une croûte océanique solidaire de la plaque africaine aurait commencé à s'enfoncer sous la marge européenne, entraînant, selon toute vraisemblance, la naissance d'une zone de subduction. D'après le modèle de KARIG (1971) et de SLEEP et TOKSÓZ (1971), l'une des conséquences de la subduction est l'apparition de phénomènes distensifs rétro-arc pouvant conduire à la création d'un bassin océanique; la genèse du bassin nord-Baléares et la dérive de la Corse et de la Sardaigne, — qui n'est qu'une conséquence de l'ouverture de ce bassin marginal —, peuvent être interprétés dans le cadre de ce modèle.

Le volcanisme calco-alcalin sarde, qui est lié à l'existence de la zone de subduction cénozoïque, avait sans doute commencé à se manifester avant que la distension n'atteigne le stade de la séparation du compartiment continental corso-sarde. La dérive a donc probablement débuté peu après les premières phases volcaniques calco-alcalines, c'est-à-dire après 29 M.A. (28 ? 27 M.A. ?). Les données paléomagnétiques et géochronologiques conduisent à supposer que ce mouvement a tout d'abord consisté en une « translation » vers le S.E. (en fait une rotation à très grand rayon de courbe) qui s'est poursuivie jusqu'à 17 M.A. environ, en étant accompagnée par le volcanisme calco-alcalin de Sardaigne.

2) *Un mouvement de rotation.*

A la « translation » a succédé une rotation antihoraire d'une trentaine de degrés qui s'est produite entre 17 et 16 (ou 15) M.A.

A partir de 15 M.A. au plus tard, la Corse et la Sardaigne avaient atteint leur position actuelle; toutefois l'activité volcanique devait subsister jusque vers 13 M.A. en Sardaigne septentrionale. Le déplacement de la micro-plaque corso-sarde a probablement pris fin lorsqu'elle est entrée en collision avec d'une part la bordure de la plaque italo-dinarique, d'autre part avec le socle tunisien; en effet, la croûte est actuellement de nature continentale entre l'Italie et la Corse (GENNESSEAU, RÉHAULT, 1975) et entre la Tunisie et la Sardaigne (AUZENDE *et al.*, 1974).

Le volcanisme calco-alcalin sarde témoigne donc de l'affrontement entre la micro-plaque continentale corso-sarde en mouvement vers le Sud-Est et une croûte océanique solidaire du bloc africain qui, lui, était animé d'un mouvement contraire à partir de la fin du Crétacé. Parallèlement, le bassin marginal

Nord-Baléares était le siège d'une expansion continue donnant lieu à une océanisation progressive par amincissement puis rupture de la croûte sialique.

La nature calco-alkaline du volcanisme cénozoïque de Sardaigne et l'existence, en son sein, d'une zonation chimique dans le sens Nord-Sud (COULON, DUPUY, 1977) rendent plausible l'existence d'une paléozone de subduction sous la Sardaigne entre, approximativement, 30 et 13 M.A. Ces faits sont en effet conformes à ce que l'on observe actuellement dans certains arcs insulaires et marges continentales actives.

Différents processus pétrogénétiques sont à l'origine des laves calco-alkalines sardes (COULON, 1977) : fusion partielle du manteau supérieur (génératrice des termes basiques de la suite andésitique; DOSTAL *et al.*, 1976), cristallisation fractionnée (expliquant la genèse des andésites à partir des basaltes), contamination crustale (dont l'influence s'est exercée sur les andésites de Sardaigne septentrionale), fusion de la croûte continentale (ayant engendré les ignimbrites calco-alkalines associées aux andésites (COULON *et al.*, 1978).

L'absence presque totale de volcanisme cénozoïque en Corse peut paraître paradoxale dans la mesure où les deux îles ont été placées dans des conditions géodynamiques semblables durant l'Oligo-Miocène. En fait, ce problème ne se pose pas réellement si l'on considère :

- que la Corse cristalline prolonge le horst oriental sarde qui est lui-même pauvre en affleurements de roches volcaniques;

- que des laves calco-alkalines anté-pliocènes ont été draguées en abondance à l'Ouest de la Corse, c'est-à-dire dans le prolongement septentrional du graben central de Sardaigne.

En définitive, il apparaît que le volcanisme calco-alkalin a intéressé la partie occidentale du socle continental corse aujourd'hui immergée.

Plus au Nord, en Provence orientale, le volcanisme calco-alkalin de la région niçoise (37 à 25 M.A.; GIRAUD, 1975) est à peu près contemporain de celui de Sardaigne. Dans la position initiale des deux îles, il se situe dans le prolongement nord-oriental de l'alignement volcanique jalonné par le graben sarde et par les laves sous-marines au large de la Corse. Il s'intègre donc dans le même contexte géodynamique qui a présidé à la dérive de la Corse et de la Sardaigne.

E. Conclusion.

L'histoire récente du bassin méditerranéen nord-occidental a été marqué par la dérive vers le Sud-Est de la Corse et de la Sardaigne. Le déplacement de ce fragment continental détaché de la marge européenne est une conséquence de l'ouverture du bassin océanique marginal Nord-Baléares. Ce mouvement aurait débuté peu après les premières manifestations volcaniques calco-alkalines de Sardaigne (c'est-à-dire après 29 M.A.), et aurait tout d'abord consisté en une « translation » qui se serait achevée vers 17 M.A.

Fig. 4. - Détails des raccords géologiques ante-mésozoïques entre Provence, Corse et Sardaigne septentrionale (ORSINI, 1978; voir aussi tableau 1)

1 : schistes épizonaux indifférenciés; 2 : metabasites; 3 : micaschistes mésozonaux (staurolite, disthène, grenat); 4 : amphibolites; 5 : orthogneiss de Bormes (Maures) et de Lodè (Sardaigne); 6 : Ensemble gneissique et orthogneissique migmatisé; 7 : reliques de faciès granulite; 8 : paléozoïque sédimentaire et formations cristallophylliennes de Corse; 9 : granitoïdes G₁ (tonalites granodiorites à grain moyen); 10 : granitoïdes G₂ (monzogranodiorites à gros grains ou à macrocristaux); 11 : granitoïdes G₃ (monzogranites leucocrates); 12 : granitoïdes de l'association sub-alkaline de Corse septentrionale indifférenciés; 13 : monzogranites à cordiérite du Plan de la Tour (Maures); 14 : permo-carbonifère sédimentaire; 15 : permien volcano-plutonique; 16 : terrains post-permiens.

Details of the pre-mesozoic geological correlations between Provence, Corsica and northern Sardinia (ORSINI 1979; see also table 1).

1 : undifferentiated epizonal schists; 2 : metabasites; 3 : mesozonal micaschists (staurolite, kyanite, garnet); 4 : amphibolites; 5 : Lode and Bormes' orthogneiss; 6 : gneissic and orthogneissic complex (partly migmatized); 7 : relicts of granulitic metamorphic facies; 8 : paleozoic sedimentary rocks and metamorphic formations in Corsica; 9 : granitoids G₁ (medium grained granodiorites and tonalites); 10 : granitoids G₂ (Coarse grained monzogranodiorites with megacrysts); 11 : granitoids G₃ (leucocratic monzogranites); 12 : undifferentiated sub-alkaline granitoids; 13 : cordierite bearing monzogranites (Plan de la Tour, Maures); 14 : Sedimentary Permo-Carboniferous formations; 15 : volcanic and plutonic permian rocks; 16 : post-permian formations.

TABLEAU 1
 Comparaisons géologiques entre le socle cristallin provençal
 et celui de Sardaigne septentrionale

Différents éléments permettant les corrélations géologiques	SOCLE CRISTALLIN PROVENÇAL (MAURES, TANNERON)	SOCLE CRISTALLIN DE SARDAIGNE SEPTENTRIONALE
Structuration d'ensemble des massifs	<p>Structure des massifs caractérisée par une <u>orientation générale Nord-Sud</u></p> <ul style="list-style-type: none"> -orientation des grandes structures : axe orthogneissique de Bormes (S. Gueirard, 1957). -disposition des niveaux lithologiques remarquables (niveaux amphibolitiques : <i>Lyria Collabrière</i>) -orientation principale de la schistosité régionale 	<p>Structure des massifs caractérisée par une <u>orientation générale N.O - S.E.</u> (en position ancienne)</p> <ul style="list-style-type: none"> - axe orthogneissique de <i>Lodé-Marmone</i> - niveaux amphibolitiques (<i>Torpè</i>) - orientation principale de la schistosité régionale
Correspondance des grands ensembles lithologiques	<p>De l'Ouest vers l'Est : quatre grands ensembles peuvent être distingués :</p> <ul style="list-style-type: none"> 1° ensemble : puissante formation grés-schisteuse qui se caractérise dans sa partie supérieure par : <ul style="list-style-type: none"> * la présence de schistes noirs à graptolites du Silurien (S. Gueirard <i>et al.</i>, 1970) * un ensemble lithologique très différencié (quartzites, grès feldspathique - calcaire - tuffites, etc...) représentant probablement l'Ordovicien supérieur (C. Tempier, 1978). * à sa base, de puissants niveaux d'amphibolites (<i>Collabrière</i>) ex-basaltes alcalins continentaux (C.A. Ricci <i>et al.</i>, 1978). 2° ensemble : antiforme orthogneissique de Bormes. Ici reliques cotazonales (S. Gueirard, 1978) livrant des âges de 580-600 M.A. interprétés comme ceux de la mise en place des anciennes intrusions (<i>Maluski et al.</i>, 1978) 3° ensemble : micaschistes à minéraux (grenat, staurotite-disthène) et orthoamphibolites de Croix Valmer (ex basaltes tholéitiques de rifts continentaux). 	<p>Du Sud-Ouest vers le Nord-Est, quatre grands ensembles peuvent être distingués :</p> <ul style="list-style-type: none"> 1° ensemble : grés-schisteux, très proche de celui des Maures (<i>Nurra - Gocéano - Sud de Lula</i>). L'âge ordovicien silurien des séries n'est établi que par analogie facies avec celles, bien datées, de la Sardaigne centrale (P. Di Simplicio <i>et al.</i>, 1974). Tout comme à Collabrière les métébasites de la Nurra et du Gocéano ont des affinités géochimiques avec les basaltes alcalins continentaux (C.A. Ricci <i>et al.</i>, 1978). 2° ensemble : antiforme orthogneissique de Lodé. Âges de 458 ± 31 et 441 ± 33 M.A. interprétés aussi comme âges de mise en place des magmas (G. Ferrara <i>et al.</i>, 1978). 3° ensemble : micaschistes à minéraux (grenat - staurotite-disthène) et orthoamphibolites de <i>Torpè</i> (ex basaltes tholéitiques de rifts continentaux (Ricci <i>et al.</i>, 1978).

<p>Correspondance des grands ensembles lithologiques (suite)</p>	<p>4° ensemble : Très complexe dans le détail : orthogneiss variés, gneiss plagioclasiques, reliques éclogitiques, etc ... Ensemble probablement catazonal rétro-morphosé et plus ou moins migmatité dans le faciès amphibolite (J.B. Orsini, 1968 ; Le Marrec, 1976 ; Crevoila, 1977 ; R. Maquill, 1976).</p>	<p>4° ensemble : ensemble gneissique Nord oriental : lui aussi, très complexe; même assemblage pétrographique que dans les Maures-Tanneron. Orthogneiss, migmatites, reliques éclogitiques (Miller et al., 1976) ; ces dernières ayant des affinités géochimiques avec les basaltes trôisitiens. Migmatite sous les conditions du faciès amphibolite après la phase de HP. (Ricci et al., 1978).</p>
<p>Correspondance des phases tectoniques</p>	<p>- Tectonique polyphasée : - Trois phases principales (Arthaud et al., 1966), dont les 2 premières isoclinales et de direction N.S. sont liées au métamorphisme - déversement ouest des plis couchés de phase 1 repris par plis de phase 2.</p>	<p>- Tectonique polyphasée : - Trois phases principales dans la Nurra. Les deux premières de type isoclinal sont orientées Nord-Ouest Sud-Est et sont liées au métamorphisme - déversement sud-ouest des plis couchés de phase 1 repris par plis de phase 2 déversés au Nord-Est (Carmignani et al., 1979).</p>
<p>Correspondance des types de métamorphismes</p>	<p>- Métamorphisme polyphasé. - Métamorphisme général de type intermédiaire présentant la suite classique du métamorphisme Barrow. - L'intensité du métamorphisme croît d'Ouest en Est depuis la zone des schistes verts (Toulon) jusqu'aux gneiss catazonaux de Ste-Maxime. - Le métamorphisme de type intermédiaire a été précédé par une phase de HP.</p>	<p>- Métamorphisme polyphasé. - Métamorphisme général de type intermédiaire présentant la suite classique du métamorphisme Barrow. - L'intensité du métamorphisme croît depuis le Sud-Ouest vers le Nord-Est (zone schistes verts - gneiss catazonaux d'Oubla) (Ricci, 1972). - Le métamorphisme intermédiaire a été précédé par une phase de HP.</p>
<p>Datation des phases tectoniques et métamorphiques</p>	<p>- Les mesures K/Ar sur minéraux (300-270 MA) (Maluuki, 1972) datent certainement le refroidissement du socle métamorphique après la mise en place des granites carbonifères. - L'âge du dernier métamorphisme, comme celui des phases tectoniques, est mal connu (post-silurien - anté-stéphaniens).</p>	<p>- Les mesures sur minéraux indiquent aussi le refroidissement du bâti cristallophyllien (env. 300 M.A.). - En Sardaigne le climax du métamorphisme de type intermédiaire est daté de 344 M.A. (G. Ferrara et al., 1978). L'âge de la phase métamorphique du HP. n'est pas connu.</p>

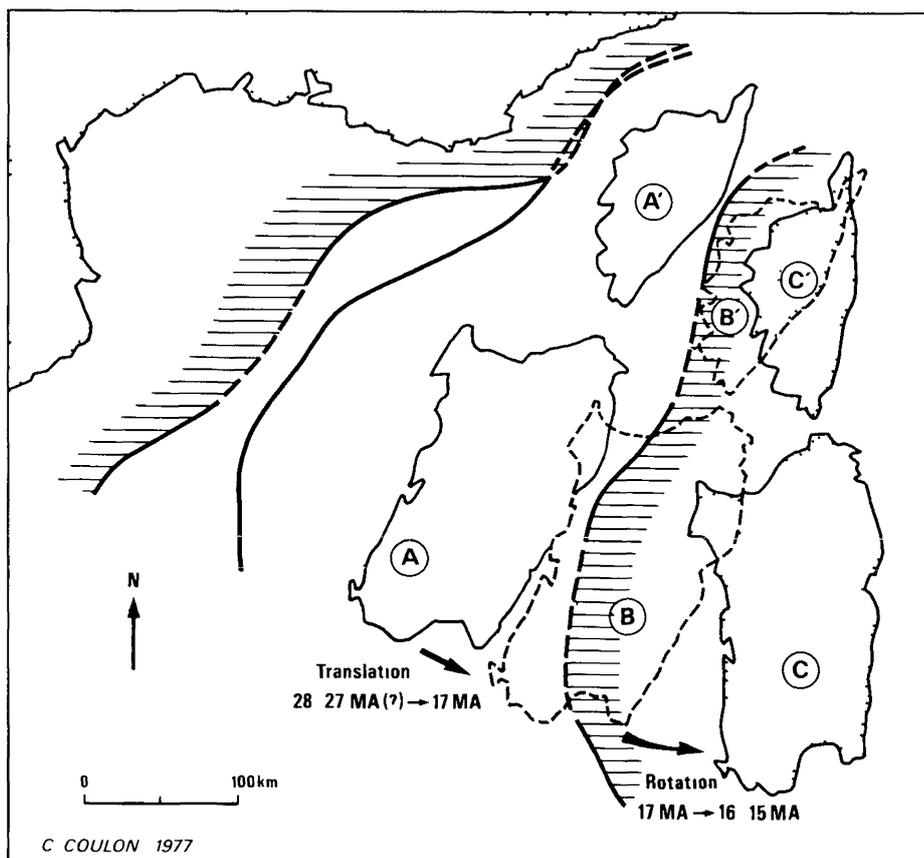


Fig 5 - Derive de la Corse et de la Sardaigne a l'Oligo miocene (BELLON *et al* 1977 COULON, 1977)

A et A position originelle de la Corse et de la Sardaigne

B et B position intermediaire de la Corse et de la Sardaigne a la fin de « la translation »

C et C position actuelle

hachures horizontales extension du socle continental en mer (AUZENDE *et al* 1973)

Drifting of Corsica and Sardinia during Oligo-miocene period (BELLON *et al* 1977, COULON, 1977)

A and A original position of Corsica and Sardinia

B and B position of Corsica and Sardinia after the « translation »

C and C present day position after rotation

horizontal shading represents continental extension of the basement under sea (AUZENDE *and al* 1973)

environ A la « translation » aurait succede une rotation anti-horaire d'une trentaine de degres entre 17 et 16 (ou 15) M A

La valeur des declinaisons paleomagnetiques, les limites oceans/continents, les marqueurs geologiques lineaires permettent de retrouver la position antedrive cenozoique des deux îles par rapport a la bordure europeenne De plus l'ensemble des correlations geologiques amene a penser que le domaine Provence-Corse-Sardaigne est reste solidaire depuis les temps hercyniens anterieurement au phenomene de derive

BIBLIOGRAPHIE

- ALEMANN J (1978) - Contribution a l'etude stratigraphique paleontologique et sedimentologique du Cretace de l'Ouest de la Sardaigne, *These de Doctorat 3^e cycle, Univ Aix-Marseille I*, 126 p
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S, KIENAST J R, SALIOT P, (1976) - Repartition de quelques mineraux du metamorphisme alpin en Corse, *Bull Soc Geol Fr*, 18, 1179-1182
- ARGANDE E, (1924) - La tectonique de l'Asie, *13th Intern Geol Congr, Brussels*, 173-372

- ARTHAUD F., MATTE P. (1966). - Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures (Var), *C.R. Ac. Sci. Paris (D)*, 262, 436-439.
- ARTHAUD F., MATTE P., (1975). - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe; géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation; *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- AUZENDE J.M., BONNIN J., OLIVET J.L., (1973). - Hypothesis on the origin of the western mediterranean basin, *Jour. Geol. Soc. London*, 129, 607-620.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L., BONNIN J. (1974). - Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture tunisienne, *Tectonophysics*, 21, 357-374.
- BAUDELOT S., DOUBINGER N., DURAND DELGA M., VELLUTINI P. (1976). - Caractéristiques et âges des cinq cycles paléozoïques du Nord Ouest de la Corse, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 1221-1228.
- BAYER R., LE MOUËL J.L., LE PICHON X. (1973). - Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, 168-176.
- BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G., SAVELLI C., VENTURELLI G., (1978). - Geochronology and magnetic character of the Pliocene Pleistocene volcanism in Sardinia (Italy), *Bull. Volc.*, 10, 153-168.
- BELLON H. (1976). - Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques, *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris-Orsay*, 367 p.
- BELLON H., COULON C., EDEL J.B. (1977). - Le déplacement de la Sardaigne - Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 825-831.
- BERRY M.J., KNOPOFF L. (1967). - Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin, *Lethia*, 5, 195-215.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. (1972). - Gli archi appenninici, il mar ligure ed il Tirolo nel quadro della tettonica dei bacini marginali retroarco, *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 201-216.
- BONIN B. (1977). - Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse: caractéristiques, signification et origine, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 865-871.
- BONIN B., CHOTIN P., GIRET A., ORSINI J.B. (1979). - Etude du bloc corso-sarde sur documents satellites: le problème des mouvements différentiels entre les deux îles, *Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam.* (sous presse).
- CARMIGNANI L., FRANCHESCHELLI M., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1979). - Evoluzione tectonico-metamorfico dello basemento cristallino della Nurra, *Mem. Soc. Geol. Ital.* (sous presse).
- CARON J.M., BONIN B., (1979). - Géologie de la Corse in « Géologie de l'Europe », 26^e Congrès *Géol. Intern.*, Paris, 1980.
- CHABRIER G., MASCLE G. (1975). - Comparaison des évolutions géologiques de la Corse et de la Sardaigne (à partir d'exemples de la région toulonnaise et de la Nurra sarde), *Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam.*, 17, 121-136.
- CHABRIER G., FOURCADE E. (1975a). - Sur le Crétacé du Nord-Ouest de la Sardaigne (présence de Valanginien à faciès pyrénéo-provençal), *C.R. Ac. Sci., Paris (D)*, 280, 563-566.
- CHABRIER G., FOURCADE E. (1975b). - Sur le Jurassique du Nord-Ouest de la Sardaigne, *C.R. Ac. Sci., Paris (D)*, 281, 493-496.
- CHERCHI A., SCHROEDER R. (1973). - Sur la biogéographie de l'association à Valserina du Barremien et la rotation de la Sardaigne, *C.R. Ac. Sci., Paris (D)*, 277, 829-832.
- CHERCHI A., SCHROEDER R. (1976). - Présence de galets du Vraconien supérieur - Cénomanién basal de provenance ibérique dans le Paléogène continental du S.W. de la Sardaigne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 1217-1219.
- COCCO C., PECORINI G. (1959). - Osservazione sulla bauxite della Nurra, *Acad. Naz. Lincei*, 5, fasc. 7, 175-214.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R., SALVATORI I. (1974). - Scheme stratigrafico-structurale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna, *Mem. Soc. Géol. Ital.*, 13, 85-186.
- COULON C., DEMANT A., BOBIER C., (1974). - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques cénozoïques et quaternaires de Sardaigne nord occidentale, *Tectonophysics*, 22, 59-82.
- COULON C. (1977). - Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites - Signification géodynamique, *Thèse Doct. Etat, Univ. Aix-Marseille III*, 365 p.
- COULON C., DUPUY C., (1977). - Caractères minéralogiques et géochimiques de la suite andésitique de Sardaigne: le problème de la zonation spatiale, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 29, 857-863.

- COULON C., DOSTAL J., DUPUY C. (1978). - Petrology and geochemistry of the ignimbrites and associated lavas domes from N.W. Sardinia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 89-98.
- CREVOLA G. (1977). - Etude pétrographique et structurale de la partie orientale du massif de Tanneron (Provence cristalline), *Thèse 3^e cycle, Univ. Nice, Fr.*, 355 p.
- DEJONG S.E., MANZONI M., ZIJDERVELD J.D.A. (1969). - Paleomagnetism of the Alghero trachy-andesites, *Nature*, 224, 67-69.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F., SABATINI G. (1974). - Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna, *Soc. It. Mineral. Petrol. Milano*, Vol. XXX, 979-1068.
- DOSTAL J., DUPUY C., COULON C. (1976). - Rare earth elements in high alumina basaltic rocks from Sardinia, *Chem. Geol.*, 18, 251-262.
- FAHLQUIST D.A., HERSEY J.B. (1969). - Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea, *Bull. Inst. Oceanog. Monaco*, 67, 52 p.
- FERRARA G., RICCI C.A., RITA F. (1978). - Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of North-Eastern Sardinia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 99-106.
- GENNESSEAU M., AUZENDE J.M., OLIVET J.L., BAYER R. (1974). - Les orientations structurales et magnétiques sous marines au Sud de la Corse et la dérive Corso-Sarde, *C.R. Ac. Sci., Paris (D)*, 278, 2003-2006.
- GENNESSEAU M., REHAULT J.P. (1975). - La marge continentale Corse, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 17, 505-518.
- GIRAUD J.D. (1975). - Une intrusion calco-alcaline type : l'Esterellite. Position dans le contexte volcanologique tertiaire régional, *Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Nice*, 184 p.
- GUEIRARD S. (1957). - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var), *Thèse Doct. d'Etat, Marseille*, 171 p.
- GUEIRARD S., WATERLOT G., GHERZI A., SAMAT M. (1970). - Sur l'âge Llandoveryen supérieur à Tarannonien inférieur des schistes à Graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var), *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 12, 195-199.
- GUIEU G., ROUSSET C. (1979). - La provence in « Géologie de l'Europe », *26^e Congrès Géol. Intern., Paris*, 1980.
- HIRN A. (1975). - Structure profonde de la Corse et du Bassin provençal, *3^e Réunion An. Sci. Terre, Montpellier*, p. 191.
- KARIG A. (1971). - Origin and development of marginal basins in the western Pacific, *Journ. Geophys. Res.*, 76, 2542-2561.
- LE MARREC A. (1976). - Reconnaissance pétrographique et structurale des formations cristallophylliennes catazonales du massif de Sainte Maxime (quart N.E. du massif varisque des Maures (Var, France), *Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Aix-Marseille III*, 121 p.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M., OLIVET J.L. (1971). - La méditerranée occidentale depuis l'Oligocène - Schéma d'évolution, *Earth Planet. Sci. Letters*, 13, 145-152.
- LOMBARDI G., COZZUPOLI D., NICOLETTI M. (1974). - Notizie geopetrografiche e dati sulla cronologia K-Ar del vulcanismo tardopaleozoico sardo, *Per. Miner. Roma*, 2, 221-321.
- LÓRTSCHER A. (1976). - Etude paléomagnétique de formations volcaniques tertiaires de Sardaigne septentrionale - Région de Castelsardo et d'Oschiri, *Diplôme Ing. Géophys. Univ. Strasbourg*, 138 p.
- MALUSKI H. (1972). - Etude au Rb-Sr du massif granitique du Plan de la Tour (Maures), *C.R. Ac. Sci., Paris (D)*, 274, 520-523.
- MALUSKI H. (1977). - Application de la méthode ⁴⁰Ar-³⁹Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse, *Thèse Doct. Etat, Univ. Montpellier*, 113 p.
- MALUSKI H., GUEIRARD S. (1978). - Mise en évidence par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar de l'âge à 580 MA dans le massif des maures : le granite de Barral, *C.R. Ac. Si., Paris (D)*, t. 287, 4, p. 195-198.
- MANZONI M., FERRIANI A. (1976). - Trattamento statistico e validità dei dati paleomagnetici delle vulcaniti terziarie della Sardegna, *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 95, 1263-1281.
- MATTAUER M., PROUST F. (1976). - Sur quelques problèmes généraux de la chaîne alpine en Corse, *Bull. Soc. Géol., Fr.*, t. XVIII, 1177-1178.
- MAUFFRET A. (1976). - Etude géodynamique de la marge des îles Baléares, *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI*, 137 p.
- MILLER C., SASSI F.P., ARMARI G. (1976). - On the occurrence of altered eclogitic rocks in north-eastern Sardinia and their implication, *N. Jb. Geol. Paläont. Mh, H*, 11, 683-689.
- NAIRN A.E.M., WESTPHAL M. (1968). - Possible implication of the paleomagnetic study of late paleozoic igneous rocks of north-western Corsica, *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 5, 179-204.

- PHILIP J., CHERCHI A., SCHROEDER R., ALEMAN J., SIGAL J. (1978). – Les fonctions à rudistes du Crétacé supérieur de Sardaigne – Données stratigraphiques et paléobiographiques, *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 2, 83-85.
- MAQUIL R. (1976). – Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la région Sud-Est du massif des Maures (Var, France), *Annales Soc. Géol. Belgique*, t. 99, 601-613.
- ORSINI J.B. (1968). – Etude pétrographique et structurale du massif du Tanneron (Var); parties occidentale et centrale, *Thèse Doct. 3^e cycle, Univ., Grenoble*, 109 p.
- ORSINI J.B. (1976a). – Les granitoides hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 1203-1206.
- ORSINI J.B., CAPDEVILA R. (1976b). – Composition et structure du batholite corso-sarde; sa place dans la chaîne hercynienne européenne; implication sur le problème de la rotation des deux îles. *Colloque final A.T.P. « Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords »*. Montpellier, 14-15 octobre 1976.
- ORSINI J.B. (1979a). – Le batholite corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, sa place dans la chaîne varisque), *Thèse Doct. d'Etat, Univ. Aix-Marseille III* (à paraître).
- ORSINI J.B. (1979b). – Existence d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps carbonifères à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C.R. Ac. Sc. Paris, (D)*, 15, 1109-1112.
- REHAULT J.P., OLIVET J.L., AUZENDE J.M. (1974). – Le bassin nord occidental méditerranéen : structure et évolution, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16, 281-294.
- RICCI C.A. (1972). – Geo-petrological features of the sardinian crystalline basement. The metamorphic formations, *Mineral. Petrog. Acta*, 18, 235-244.
- RICCI C.A., SABATINI G. (1978). – Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardina, Corsica and Provence, *N. Jb. Miner. Mh, H*, 23-38, Stuttgart.
- SLEEP N., TOKSÖZ M.N. (1971). – Evolution of marginal basins, *Nature*, 233, 548-550.
- TEMPIER C. (1978). – Les événements calédoniens dans les massifs varisques du Sud-Est de la France, Corse et Sardaigne, *Geological Survey of Canada*, paper 78-13.
- VAN BEMMELEN W. (1969). – Origin of the Western Mediterranean sea, *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbou. Gen.*, 26, 13-52.
- VELLUTINI P. (1977). – Le magmatisme permien de la Corse du Nord Ouest, son extension en méditerranée occidentale, *Thèse Doct. Etat, Univ. Aix-Marseille III*, 276 p.
- WESTPHAL M. (1976). – Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale, *Thèse Doct. Etat, Univ. Strasbourg*, 304 p.
- WESTPHAL M., ORSINI J., VELLUTINI P., (1976). – Le micro-continent corso-sarde; sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques, *Tectonophysics*, 30, 141-157.

II. – DESCRIPTION DES DIFFÉRENTES JOURNÉES D'EXCURSION

Avec la collaboration de :

- A. CHERCHI : Istituto di Géologia, Università di Cagliari (Italia).
- C. GHEZZO : Istituto di Minéralogia e Pétrografia, Università di Siena (Italia).
- J. GIRAUD : Laboratoire de Minéralogie, Faculté des Sciences Nice (France).
- S. GUEIRARD : Laboratoire de Pétrologie, Faculté des Sciences St-Jérôme Marseille (France).
- J.P. MASSE : Laboratoire de Géologie marine, Faculté des Sciences Luminy Marseille (France).
- P.C. PERTUSATI : Istituto di Géologia, Università di Pisa (Italia).
- J. PHILIP : Laboratoire de Géologie historique, Faculté des Sciences St-Charles Marseille (France).
- C.A. RICCI : Istituto di Minéralogia e Pétrografia, Università di Siena (Italia).
- P.J. VELLUTINI : Laboratoire de Pétrologie, Faculté des Sciences St-Jérôme Marseille (France).

PREMIÈRE JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Marseille - Toulon - La Garde Freinet - Saint-Tropez - Saint Raphaël.*

THÈME : *Le socle cristallin povençal (par S. GUEIRARD) et sa couverture mésozoïque (par J.P. MASSE et J. PHILIP).*

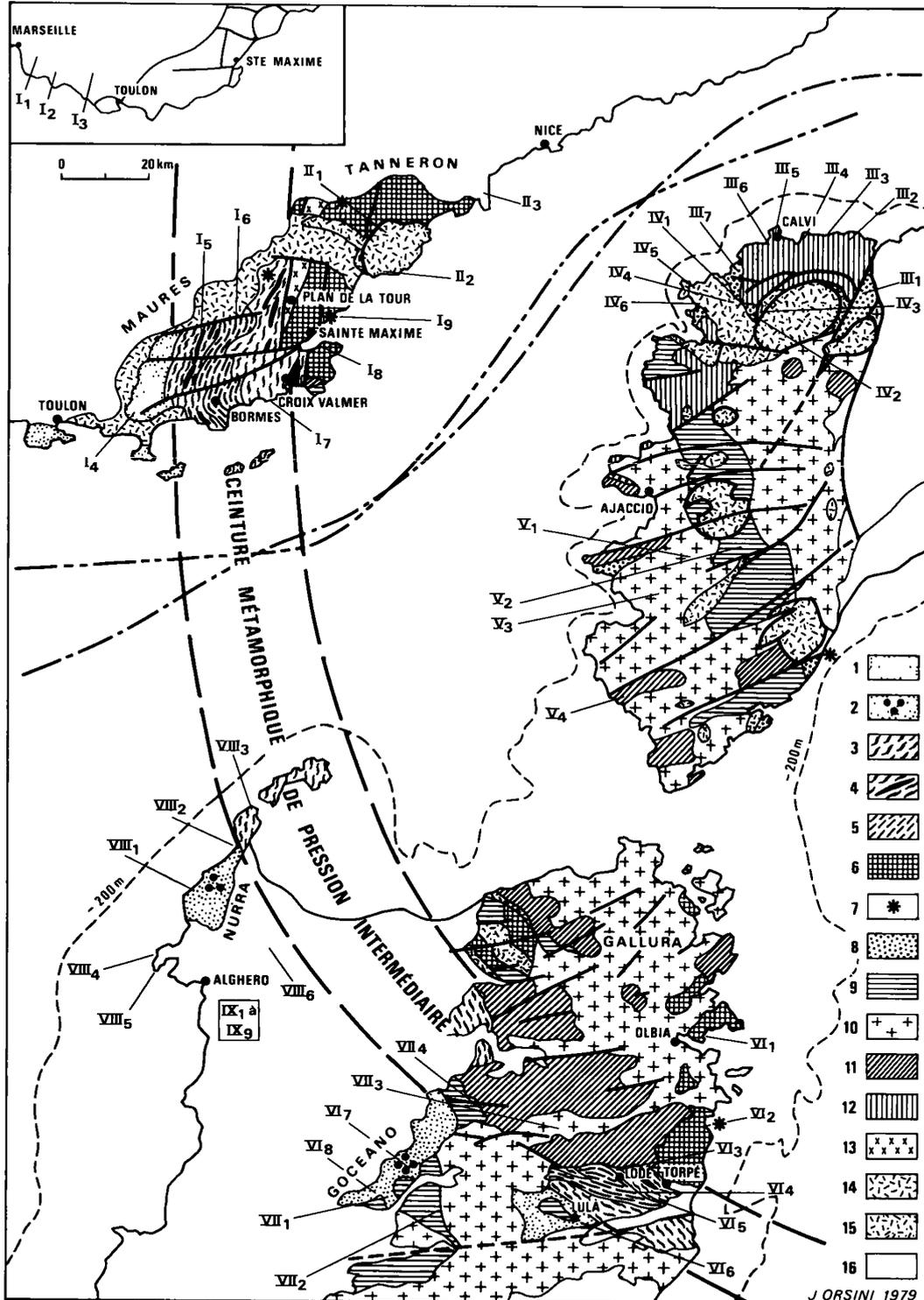


Fig. 6. - Carte de situation des différents arrêts (même légende géologique que la figure 4).
 Location map of the different stops (same legend as in figure 4).

Cette première journée est consacrée à la présentation des caractères géologiques essentiels du domaine Provençal.

A partir d'un itinéraire qui nous amènera de Marseille (à l'Ouest) jusqu'à Saint Raphaël (à l'Est) seront successivement examinés avec plus de détail les formations sédimentaires mésozoïques de Basse Provence occidentale et leur substratum cristallophyllien (Massif des Maures); ces deux ensembles ayant leur équivalent dans le bloc corso-sarde.

A. La couverture mésozoïque.

La couverture sédimentaire provençale se compose principalement d'une série mésozoïque complète (Trias à Crétacé supérieur), épaisse, où dominent des faciès marins de plates-formes (carbonates, marnes). Les formations tertiaires (lacustres, continentales ou marines) sont plus localisées.

La couverture porte les témoignages des mouvements tectoniques successifs qui l'ont affectée : phases autrichienne, laramienne, pyrénéo-provençale, alpine. La phase pyrénéo-provençale, (d'âge éocène supérieur) est responsable de la mise en place des grands chevauchements à déversement nord qui découpent la couverture. Les déplacements tangentiels ont été facilités par l'existence d'un niveau de décollement correspondant au Trias. Le raccourcissement total de la couverture peut être évalué à plusieurs dizaines de kilomètres.

1.1. *Le Jurassique terminal et l'Eocrétacé de type marseillais. Panorama du Mont Puget vu du Col de la Gineste* (Lat. 43° 5' 10"; Long. 5° 28' 15").

Au dessus des dolomies Kimméridgiennes et du Portlandien – Berriasien calcaire, se développent les « marnes vertes infracrétacées » (Berriasien supérieur), les calcaires du Valanginien inférieur, puis des calcaires argileux et des marnes et des calcaires à silex (Valanginien supérieur Hauterivien). Les calcaires urgoniens (ici Hauterivien terminal et Barremien) couronnent la série.

1.2. *Le Cénomaniens et le Turonien de la région de Cassis. Panorama du haut du Vallon des Brayes* (Lat. 43° 3' 1"; Long. 5° 32' 18").

Le Crétacé supérieur est ici transgressif sur le Gargasien par suite d'une lacune de l'Albien. Le

Cénomaniens, complet, montre des faciès gréseux à Orbitolines, puis marneux à Ammonites passant latéralement à un complexe récifal à Rudistes. Le Turonien inférieur est marneux à Foraminifères planctoniques. Le Turonien supérieur est gréseux et passe latéralement à des formations calcaires à Rudistes. Cette série manque dans la Nurra.

1.3. *Le Santonien de la région de la Cadière. Lieu-dit le Moulin* (Lat. 43° 11' 27"; Long. 5° 45' 21").

Une lentille calcaire intercalée dans des formations marneuses livre une riche faune de Rudistes semblables à ceux du Santonien de la Nurra.

1.4. *Le Crétacé inférieur de type varois méridional. Gorges d'Ollioules* (Lat. 43° 6' 24"; Long. 5° 50' 8").

Par le développement considérable du « faciès urgonien » (qui concerne le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien) la série varoise méridionale est tout à fait semblable à celle de la Sardaigne occidentale.

B. Le socle cristallophyllien.

La Provence cristalline est constituée par 2 ensembles métamorphiques, d'importance inégale :

– un *socle granulitique*, largement développé, d'âge précambrien, actuellement retromorphosé. Les noyaux de socle allongés en bandes ou en fuseaux sensiblement N-S affleurent entre le méridien de Bormes et l'accident Joyeuse-Grimaud Moulins de Paillass. Plus à l'Est de ce dernier, ils constituent l'essentiel des formations métamorphiques (Maures orientales – Tanneron);

– sur ce socle une *couverture*, constituée de métasédiments à caractère pélitiques, flyschoides, volcano-sédimentaires acide et basique injectés de laves basiques. L'ensemble, d'âge paléozoïque inférieur probable, se termine par des schistes à Graptolites siluriens (Fenouillet-Maures).

1.5. *Schistes cristallins épimétamorphiques – Le Fenouillet* (Long. 6° 5' 47"; Lat. 43° 8' 9").

Cet arrêt, à l'extrémité occidentale des Maures a pour objet l'observation des formations métasédimentaires, surtout gréso-schisteuses, appartenant au faciès

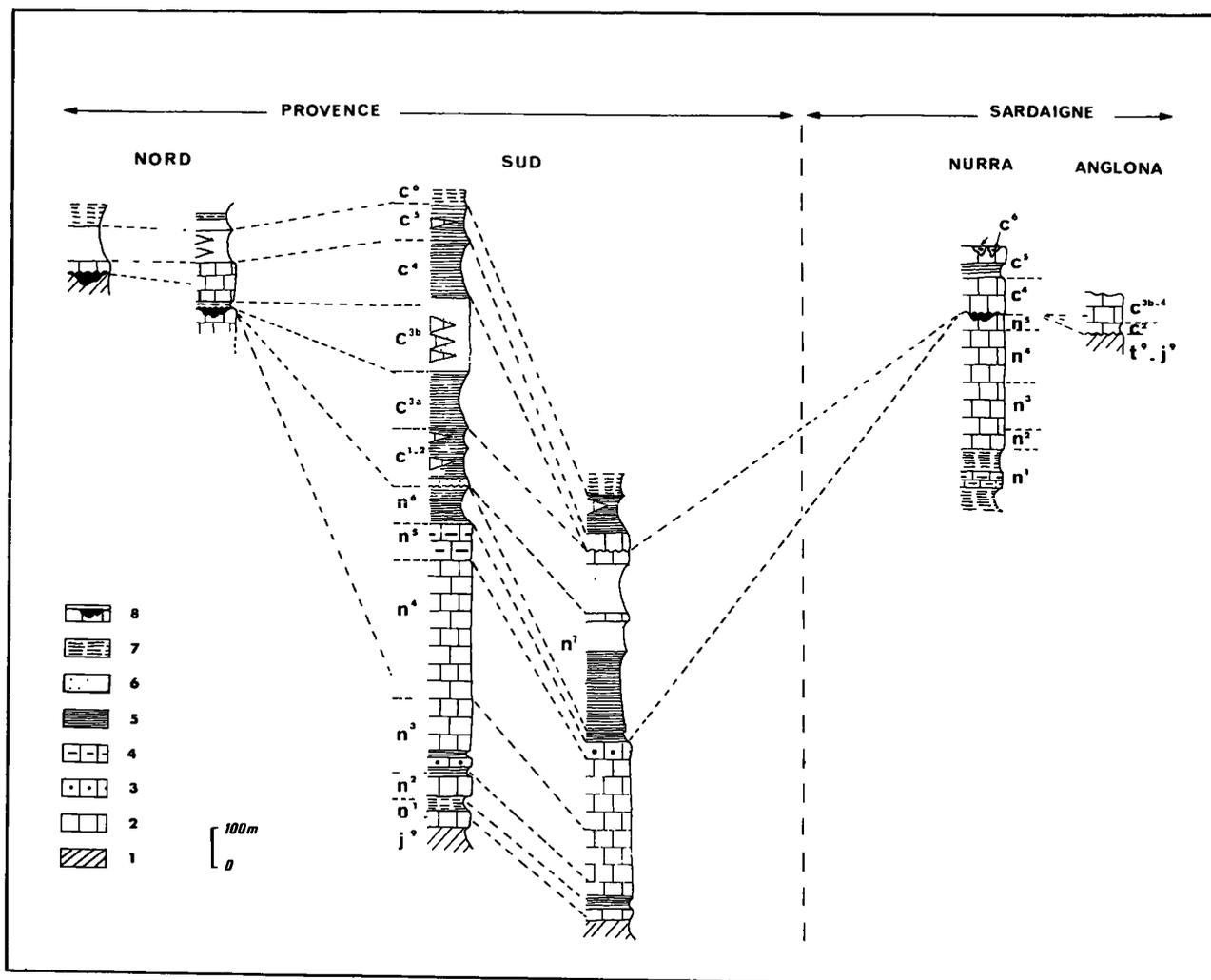


Fig. 7. - Corrélations stratigraphiques entre le Crétacé de Provence et celui de Sardaigne. (d'après les travaux de J. ALLEMANN, A. CHERCHI, J.P. MASSE, J. PHILIP et R. SCHROEDER).

Légende lithologique : 1 : Dolomies et calcaires; 2 : Calcaires de plates-formes (calcaires bioclastiques souvent riches en Rudistes, Foraminifères benthiques, algues, parfois édifices coralliens); 3 : Calcaires à silex; 4 : Calcaires marneux à Ammonites, parfois à organismes planctoniques (Calpionelles dans la Nurra); 5 : Marnes ou marnes sableuses de bassin à Ammonites et Foraminifères planctoniques; 6 : Grès ou sables littoraux souvent à caractère deltaïque; 7 : Argilites, marnes, calcaires argileux de milieux laguno-saumâtres; 8 : Bauxite.

Légende stratigraphique : t 9 Trias supérieur; J 9 Jurassique supérieur; n 1 Berriasien; n 2 Valanginien; n 3 Hauterivien; n 4 Barrémien; n 5 Bédoulien; n 6 Gargasien; n 7 Albien; C 1-2 Cénomaniens; C 2 Cénomaniens supérieurs; C 3a Turonien inférieur; C 3b Turonien supérieur; C 4 Coniacien; C 5 Santonien; C 6 Campanien.

Stratigraphic correlations between the Cretaceous of Provence and Sardinia.

(After J. ALLEMANN, A. CHERCHI, J.P. MASSE, J. PHILIP et R. SCHROEDER).

Lithologic Key : 1 : Dolomites and limestones; 2 : Shelf limestones (bioclastic limestones, with Rudists, benthic Foraminiferas, algae, sometimes reef buildups); 3 : Siliceous limestones; 4 : Marly limestones with Ammonites, sometimes planctonic organisms (Calpionelles in the Nurra); 5 : Basin marls or sandy marls with Ammonites and planctonic Foraminiferas; 6 : Littoral sandstones or sands with deltaic features; 7 : Clays, marls, argillaceous limestones (brackish environment); 8 : Bauxite.

Stratigraphic Key : t 9 Upper Trias; J 9 Upper Jurassic; n 1 Berriasian; n 2 Valanginian; n 3 Hauterivian; n 4 Barremian; n 5 Bedoulian; n 6 Gargasian; n 7 Albian; C 1-2 Cenomanian; C 2 Upper Cenomanian; C 3a Lower Turonian; C 3b Upper Turonian; C 4 Coniacian; C 5 Santonian; C 6 Campanian.

schistes verts (quartzites, quartzophyllades, schistes noirs, rares lentilles de calcaires à crinoïdes). Cet ensemble de faciès est à rapprocher de ceux que l'on observe à Lulla (Sardaigne - arrêt 6.6). A la chapelle du Fenouillet, un petit affleurement de shales siliceux a livré des Graptolites géants d'âge Silurien inférieur.

1.6. Amphibolites de Collobrières. Cros du Mouton
(Lat. 43° 17' 46"; Long. 6° 21' 13").

Il s'agit d'amphibolites tantôt massives, tantôt feuilletées, formant des bancs épais de 20 à 40 m; certains niveaux se débitent en masses ovoïdes de 25 à 40 cm de diamètre, aplaties dans la foliation. La périphérie de ces boules a, localement, une texture particulière qui suggère leur assimilation à d'anciens pillow-lavas. Les amphibolites feuilletées s'enrichissent en lits micacés et passent aux micaschistes à 2 micas encaissants, surtout riches en micas blancs.

Les analyses de Terres Rares effectuées sur ces roches : (RICCI-SABATINI, 1978), permettent de les interpréter comme des metabasaltes et de les paralléliser avec ceux de la Nurra. Il s'agirait de basaltes intra-plaques continentales à affinités alcalines à transitionnelles (arrêt 6.7). Les metabasaltes des Maures se situent dans une paragenèse de degré de métamorphisme plus élevé que ceux de la Nurra.

1.7. Orthogneiss granodioritiques - Le Treps
(Long. 6° 24' 4"; Lat. 43° 18' 3").

De nombreux affleurements d'orthogneiss sont associés aux divers faciès des « gneiss amygdalaires de Bormes » (Blastomylonites développées à partir d'un granite à cordiérite précambrien, 570 M.A.).

Cet arrêt permet d'observer sur une cinquantaine de mètres environ, le faciès porphyroïde de l'orthogneiss, diverses enclaves et les relations de l'orthogneiss avec les « gneiss amygdalaires » encaissants.

Des affleurements d'orthogneiss en position comparable, situés dans la chaîne cotière des Maures ont été datés de 440 M.A. (Analogies avec l'arrêt 6.3, 2 km W de Lodé).

1.8. Micaschistes à grenat et staurotide (± disthène, andalousite). Pramoustier
(Lat. 43° 9' 15"; Long. 6° 26' 43").

En bord de mer, on peut aisément observer les micaschistes à 2 micas, très largement cristallisés. Leur paragenèse constante est à grenat et staurotide; mais localement le micaschiste se charge en larges

cristaux de disthène. Quant à l'andalousite elle est surtout localisée, dans des filons quartzo-feldspatiques avec ou sans disthène, et sillimanite.

Ce faciès est à rapprocher de ce que l'on observera à l'Est de Lodé (Sardaigne) (arrêt 6.5).

1.9. Migmatites de St Tropez - Les Canebiers
(Lat. 43° 16'; Long. 6° 40' 2").

Sur la plage, on observe des gneiss migmatitiques à cordiérite et sillimanite intensément plissés. Le fait que le leucosome migre dans les charnières de ces plis décimétriques, à plans axiaux statistiquement N.S. suggère que migmatisation et déformation appartiennent aux phases majeures du métamorphisme régional.

1.10. Amphibolites et écloğites dans les migmatites de la Nartelle
(Lat. 43° 19' 47"; Long. 6° 39').

Il s'agit d'amphibolites à grenat, en lentilles centimétriques à décimétriques, aplaties dans la foliation des gneiss migmatitiques encaissants. Les paragenèses minérales reliques permettent de retracer l'histoire de ces roches basiques qui après avoir connu le faciès écloğite, transitent par le faciès granulite à hornblende brune, pour aboutir par rétro-morphose dans le faciès amphibolite à almandin.

Ces amphibolites ont de nombreux points communs avec les écloğites de Punta de la Tulchi (arrêt 6.2).

DEUXIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Saint Raphaël - Mont Vinaigre - Le Drammont - Cannes - Villeneuve Loubet - Nice.*

THÈME : *Aperçu sur le volcanisme Permien (P. VELLUTINI) et Cénozoïque de Provence Orientale (J. GIRAUD).*

Dans le domaine provençal le Permien est marqué par un volcanisme alcalin où les produits rhyolitiques à faciès ignimbritique dominant. Les basaltes alcalins

à augite et olivine sont également représentés. La plus grande partie de ces produits volcaniques est localisée dans deux cauldrons : celui de l'Estérel oriental ; celui de Maure Vieille. Ces structures sont identiques à celles qui seront observées en Corse, notamment dans le cauldron de Scandola-Seninu où l'on retrouve les mêmes produits (acides et basiques) avec des compositions chimiques très voisines.

A l'Oligo-miocène (entre 35 et 27 M.A.) un volcanisme calco-alkalin s'est manifesté dans la région niçoise : il est représenté par des andésites basiques, des andésites et des dacites (filons, nuées ardentes). Les intrusions de microdiorite quartzique (estérellite) du massif de l'Estérel se rattachent à ce cycle volcanique. Ce dernier a également intéressé des zones plus septentrionales (périphérie occidentale de l'arc alpin). Ce

volcanisme est l'équivalent de celui de Sardaigne tant en ce qui concerne la nature magmatique que la période de mise en place.

2.1. *La bordure du Cauldron de l'Estérel oriental : le dôme-coulée du Mont Vinaigre – les ignimbrites* (Lat. 43° 30' 11" ; Long. 6° 49' 22").

Ce dôme coulée du Mont Vinaigre sera analysé ainsi que le fort pendage des coulées pyroclastiques situées en bordure du complexe.

Les similitudes sont étroites avec le cauldron de Scandola (Corse ; voir 4^e journée) à la fois sur le plan de la structure, du niveau d'érosion et de la composition des roches.

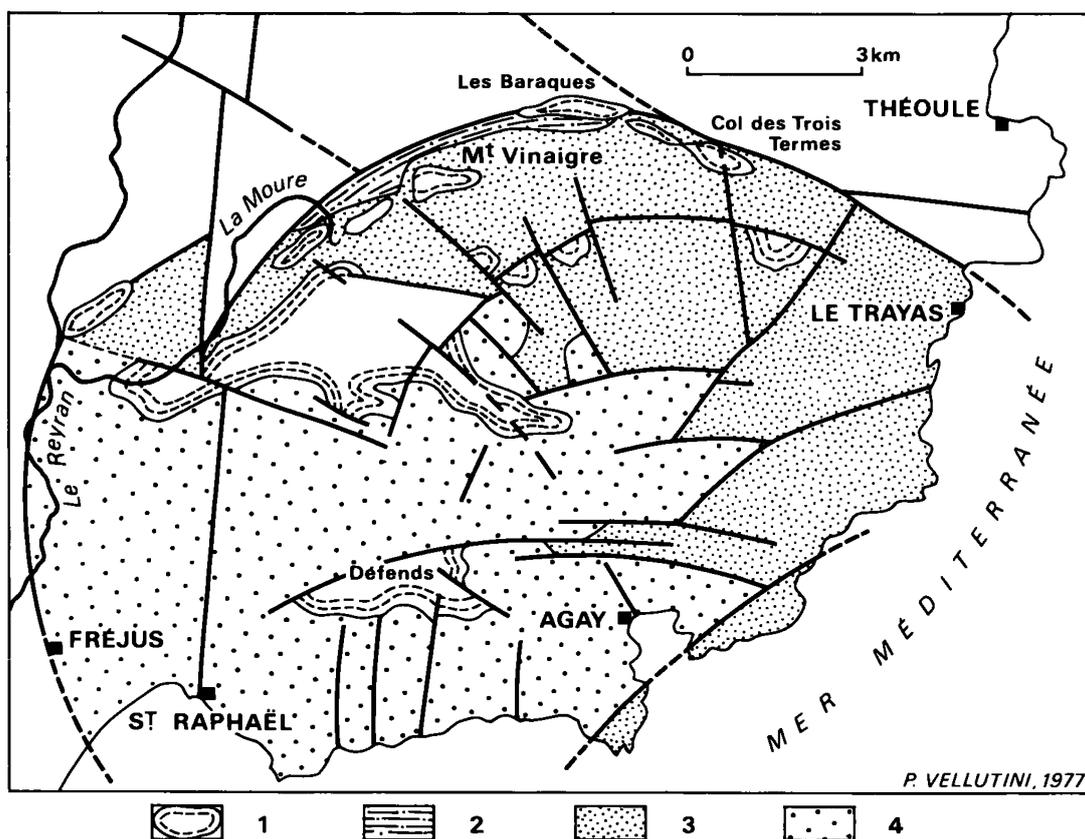


Fig. 8. - Esquisse structurale et géologique du cauldron de l'Estérel

1 : Dômes rhyolitiques ; 2 : Pyroclastites et niveaux volcano-sédimentaires ; 3 : Coulées ignimbritiques ; 4 : Formations de remplissage de la caldéra : pyroclastites, niveaux sédimentaires (détritiques et calcaires), coulées basaltiques.

Structural and geological sketchmap of the Esterel cauldron

1 : Rhyolitic domes ; 2 : pyroclastic and volcano-sedimentary rocks ; 3 : ignimbritic flows ; 4 : intra-caldra formations : pyroclastic rocks, sedimentary beds (detritic rocks or limestones), basaltic flows.

2.2. *L'estérellite du Drammont*

(Lat. 43° 25' 30"; Long. 6° 50' 35").

Les intrusions d'estérellite se sont mises en place durant le Cénozoïque, au sein des assises permienes du massif de l'Estérel. Au Drammont l'estérellite a un faciès subvolcanique caractérisé par le développement d'une fluidalité associée à une intense prismation. Il s'agit d'un faciès à hornblende et plagioclase (terme moyen de la différenciation des estérellites). La roche renferme de nombreuses enclaves homogènes (gabros et diorites à hornblende) ainsi qu'une enclave du Permien supérieur (« magmatic stoping »).

2.3. *Volcanisme calco-alcalin Oligo-miocène : les formations pyroclastiques de la Vanade*

(Villeneuve Loubet; Lat: 43° 0' 0"; Long. 7° 5' 30").

Cet affleurement correspond à la base de l'édifice pyroclastique d'un paléovolcan. On observe dans cette formation tous les types de produits explosifs correspondant à une mise en place de type « nuées ardentes péleennes ».

TROISIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Calvi – Belgodère – Argentella – Calvi.*

THÈME : *Les grands traits géologiques de la Corse du Nord-Ouest dans le domaine varisque Provence-Corse-Sardaigne (par J.B. ORSINI).*

Cette troisième journée est consacrée à l'étude des grands ensembles géologiques de la Corse du Nord-Ouest.

Suite à un exposé sur les grandes lignes de la géologie Corse (3.1), l'accent sera mis sur la terminaison nord du batholite et les vestiges de son enveloppe. En effet, dans ce secteur septentrional, le plutonisme carbonifère est représenté par une association magmatique sub-alcaline à caractère potassique que l'on ne retrouve plus au sud. Les intrusions batholitiques se sont mises en place au sein d'un bâti cristallophyllien dont la structuration ancienne (au moins anté-Caradoc) est une autre caractéristique im-

portante de la géologie de ce secteur. Ce sont ces deux aspects fondamentaux de l'histoire géologique de la Corse cristalline septentrionale qui permettent :

– d'une part d'individualiser nettement cette région dans l'ensemble du domaine Provence-Corse-Sardaigne;

– d'autre part de discuter des raccords possibles avec le continent au niveau de la chaîne varisque à la fin des temps carbonifères.

Au cours de cette journée, nous verrons successivement :

- Les formations du socle ancien de Balagne orientale (3.1-2).
- Différents termes de l'association plutonique sub-alpine (3.3-6).
- Les formations siluro-ordoviciennes du Mt Martino et leur soubassement épimétamorphique de l'Argentella (3.7).

Les formations du socle ancien de Balagne orientale.

3.1. *Les formations cristallophylliennes de Belgodère, Col de Casella* (X = 9° 01' 51"; Y = 42° 35' 40").

Série métamorphique d'âge inconnu, constituée par des formations ortho et paragneissiques avec, dans ces dernières, intercalations de septa amphibolitiques. Ces formations plus ou moins remobilisées ont subi un métamorphisme de type intermédiaire de basse pression dans la zone à sillimanite-cordiérite-muscovite.

3.2. *Les granitoïdes d'anatexie de Corbara* (X = 8° 54' 6"; Y = 42° 37' 3").

C'est là un autre témoin important du socle ancien de Balagne. Il s'agit de granitoïdes très hétérogènes, de composition tonalitique à monzogranitique, renfermant une quantité très importante d'enclaves cristallophylliennes de types variés à l'exclusion des enclaves sombres.

L'association plutonique sub-alpine à caractère potassique de Balagne.

Nous avons choisi de présenter cette association plutonique à partir de quatre gisements; les trois premiers appartiennent à une seule et même intrusion différenciée.

3.3. *Monzonites quartziques d'Aregno :*
Carrière du monolithe à l'Est d'Algajola
(X = 8° 52' 57"; Y = 42° 36' 45").

Dans ce terme mésocrate de l'association sub-alkaline on peut noter la richesse en macro-cristaux de feldspath potassique et l'abondance des minéraux colorés; ces derniers (biotite magnésienne, hornblende, augite calcique, opaques, sphène) constituent, avec le plagioclase, la trame de la roche.

3.4. *Monzogranite de St Ambroggio :*
Punta Cadanu au Nord Ouest de Lumio
(X = 8° 48' 4"; Y = 42° 35' 1").

Le caractère beaucoup plus leucocrate et siliceux de ces plutonites est net par rapport à l'arrêt précédent. Corrélativement à l'augmentation du quartz on observe la diminution des éléments colorés (biotite, sphène), la disparition des minéraux ferromagnésiens (amphibole, clinopyroxène).

3.5. *Monzogranite leucocrate de Calvi :*
Carrière Nelson, Sortie ouest de Calvi
(X = 8° 4' 13"; Y = 42° 33' 11").

L'évolution vers les termes leucocrates se poursuit. La diminution des éléments colorés s'est encore accentuée. La biotite, seul élément ferromagnésien présent, ne correspond plus qu'à 5 à 6 % du volume total de la roche. Les monzogranites de Calvi sont pauvres en enclaves, car le nombre et la taille de ces dernières évoluent de façon inversement proportionnelle à l'acidité des matrices.

3.6. *Monzogranite leucocrate*
de Porto Agro
(X = 8° 43' 27"; Y = 42° 32' 56").

Gros dyke de granite leucocrate et siliceux, intrusif dans 3.5. La différence de texture entre les deux faciès leucocrates ainsi que les systèmes de joints différents font que les contacts sont nettement visibles sur l'affleurement comme dans le paysage. Ce monzogranite, dans lequel le sphène est toujours présent, constitue le terme le plus évolué de l'association sub-alkaline.

3.7a,b,c. *Les formations siluro ordoviciennes du Mte Martino et leur soubassement épimétamorphique de l'Argentella.*

La coupe effectuée sur le flanc Sud-Ouest du Monte Martino permet d'examiner successivement (de bas en haut) :

3.7a. Un complexe épimétamorphique de base : phyllades et micaschistes fortement microplissés « de l'Argentella ».

3.7b. « Les formations du Monte Martino » discordantes sur 3.7a et comprenant successivement des conglomérats à galets de quartz et des quartzites, des pélites sombres datées du Silurien inf. à moyen par des associations d'Acritarches et de Chitinozoaires, des quartzites, grès et lydiennes noires. Dans cette dernière formation (3.7c) l'absence de métamorphisme et de véritable schistosité est à noter. C'est là un fait important qui conduit à admettre un âge primaire ancien ou précambrien terminal pour la structuration des métamorphites de base (phases calédoniennes à éo-calédoniennes).

QUATRIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Calvi, Galeria, Porto, Ajaccio (avec excursion en mer pour la section Galeria-Porto).*

THÈME : *Les deux cycles magmatiques permien (par P.J. VELLUTINI).*

Cette quatrième journée est essentiellement consacrée à l'étude du magmatisme permien que l'on observe en de nombreux points du domaine méditerranéen occidental, notamment en Italie du Nord (région des Dolomites), en Provence (massif de l'Estérel), en Corse et en Sardaigne.

En Corse, deux cycles magmatiques bien distincts ont été mis en évidence. Le premier repose en discordance sur les terrains du Carbonifère supérieur (Westphalien supérieur-Stéphanien). Il s'agit d'une série calco-alkaline représentée par des andésites, des dacites et des rhyolites ignimbrétiques. Le deuxième cycle, alcalin, comprend des formations plutoniques et volcaniques le plus souvent associées dans des complexes annulaires. Ces derniers sont observables à différents niveaux structuraux depuis les parties superficielles uniquement volcaniques (Cauldron de Scandola-Seninu) jusqu'aux racines plutoniques (complexe de Porto, complexe de Tolla Cauro) en passant par les niveaux intermédiaires volcano-plutoniques (complexe du Cinto).

En ce qui concerne l'âge, le premier cycle s'est manifesté au Permien inférieur; le deuxième est plus vraisemblablement Permien moyen à supérieur.

Au cours de cette journée, une mise au point sera faite sur les formations du Paléozoïque moyen et supérieur avec un arrêt sur des terrains que l'on attribue au Culm.

Nous verrons ensuite les rhyolites ignimbrétiques du cycle volcanique calco-alcalin (vallée du Fangu). Cette série affleure en Italie du Nord (Dolomites) ainsi qu'en Sardaigne dans le complexe de la Gallura.

L'après midi sera consacré à la visite du complexe de Scandola-Seninu (excursion en mer). Celui-ci est similaire au cauldron de l'Estérel oriental : structure, composition des roches (voir 2^e journée). On retrouve également de tels complexes en Sardaigne. Des roches identiques ont été reconnues dans les Dolomites.

En Sardaigne les termes effusifs du cycle alcalin n'ont pas été observés. Seuls les granites, les microgranites et les granophyres sont actuellement reconnus.

A. - Les formations paléozoïques.

4.1. *Le Culm de Chiumi*

(X = 8° 44' 51"; Y = 42° 23' 14").

C'est une série grésoschisteuse monotone tectoniquement moins évoluée que les séries de l'Argentella. Seules quelques ondulations de grande amplitude y ont été décelées. Cette série surmonte des calcaires qui ont été datés du Faménien-Tournaisien grâce à une abondante faune de foraminifères. La série de Chiumi serait donc Carbonifère inférieur. Elle supporte les niveaux charbonneux discordants du Westphalien supérieur-Stéphanien.

4.2. *La rhyolite noire de Monte Estremu*

(X = 8° 48' 33"; Y = 42° 21' 14").

Elle appartient au cycle calco-alcalin et est tout à fait identique à l'ignimbrite noire du complexe de la Gallura en Sardaigne.

4.3. *La faille bordière du complexe du Cintu*

(X = 8° 48' 40"; Y = 42° 20' 51").

Cet arrêt a pour but de montrer dans le panorama la limite ouest du complexe de Cintu. A l'Est de la faille affleurent des rhyolites alcalines rouges à fort pendage tandis qu'à l'Ouest apparaît la rhyolite noire subhorizontale de Monte Estremu.

4.4. *La rhyolite rouge du pont Génois*

(X = 8° 42' 53"; Y = 42° 23' 51").

Cet autre type de rhyolite ignimbrétique est recoupé par un système filonien exceptionnellement dense issu de la mise en place des complexes alcalins.

B. Le Caldron de Scandola Seninu (fig. 9).

Cette coupe s'effectuant en bateau le long d'une côte très escarpée deux arrêts seulement sont prévus.

4.5. *La faille bordière d'Elbu*

(1^{er} arrêt débarcadère)

(X = 8° 43' 22"; Y = 42° 20' 51").

De nombreux dômes rhyolitiques à fluidalités souvent subverticales ont injecté cette faille. Les dômes sont recoupés par un microgranite alcalin riche en phénocristaux de feldspath potassique et de quartz.

En quittant Elbu on pénètre progressivement dans la structure. Le pendage des différentes formations (vertical sur la faille bordière) diminue progressivement d'une manière centripète et ceci est une caractéristique du phénomène de « Caldron subsidence ».

En s'éloignant d'Elbu, on observe successivement :

- *Cala Ficaccia* : les basaltes alcalins spilitisés, en pillows;
- *Punta Palazzu* : dôme rhyolitique à fluidalité verticale et à prismation horizontale assez spectaculaire. Ce dôme recoupe des formations pyroclastiques à fort pendage dans lesquelles on observe une prismation induite;
- *Ile Gargalu* : lahar dont l'épaisseur est voisine de 100 m. Les blocs de ce lahar appartiennent uniquement au deuxième cycle magmatique;
- entre la *Punta Palazzu* et la *Punta Scandola* : succession de coulées ignimbrétiques rouges intercalées de lahars. Ces rhyolites ignimbrétiques sont en tous points identiques à celles qui ont été observées dans l'Estérel;
- *Cala Muretta* : alternance de pyroclastites et de sills rhyolitiques; l'ensemble se redresse quand on se rapproche à nouveau de la faille bordière (côté sud de la presqu'île) que l'on atteint à *Cala Vecchia*;
- entre *Cala Vecchia* et *Girolata* : réapparition des formations du soubassement anté-volcanique (roches métamorphiques et granitoïdes carbonifères)

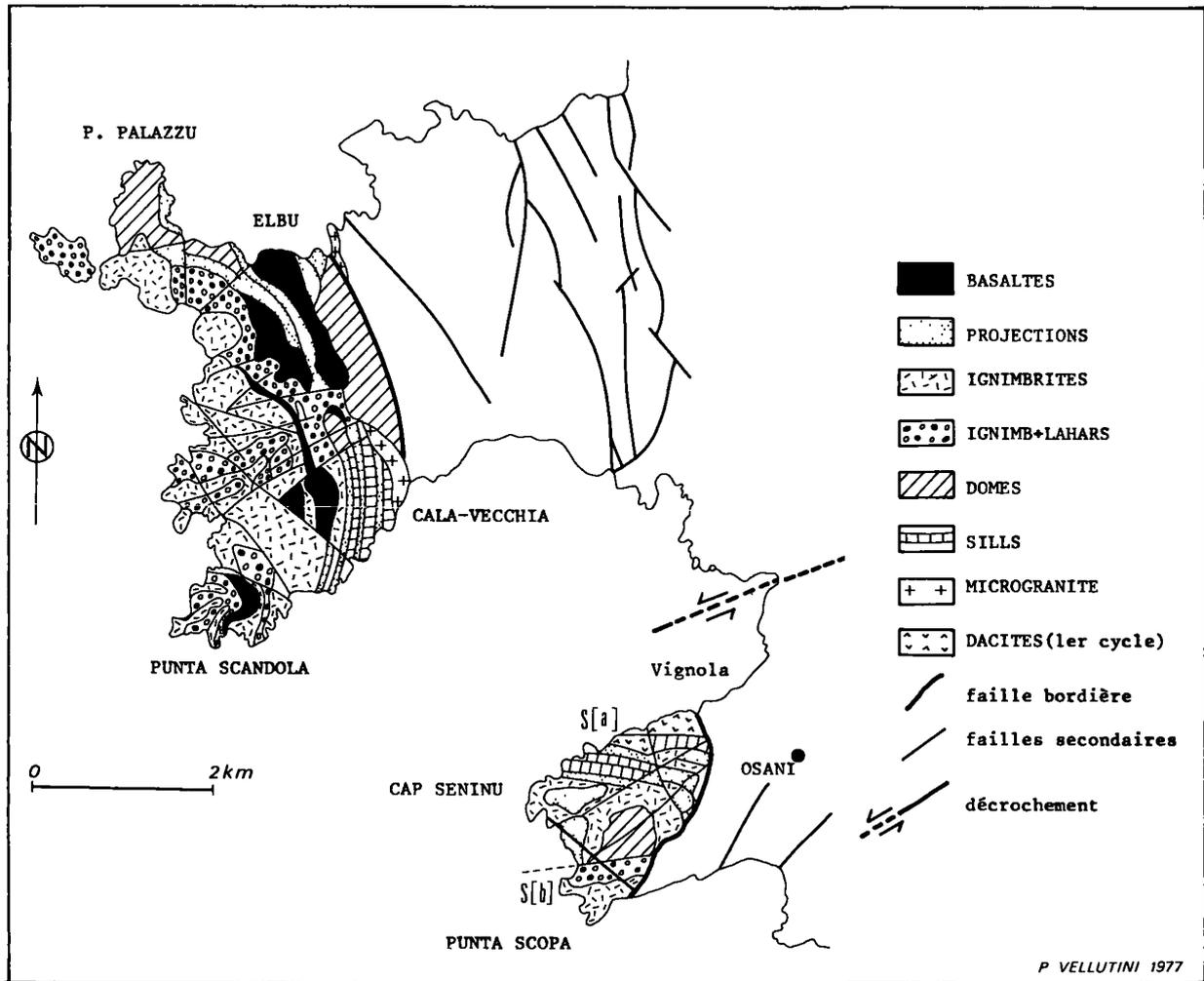


Fig. 9. - Carte simplifiée du cauldron de Scandola-Seninu.
Geological sketchmap of Scandola Seninu cauldron.

4.6. Arrêt à Girolata

(X = 8° 36' 51"; Y = 42° 20' 51").

En quittant Girolata vers Portu, on longe le massif du Seninu qui est une partie décrochée du cauldron de Scandola.

Au sud du Seninu, dans le golfe de Portu, sont visibles les andésites d'Osani (premier cycle), leur soubassement (métamorphites et plutonites) puis les granites rouges de Portu. Ces granites rouges en structure annulaire ont également été observés en Sardaigne (Gallura).

CINQUIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : Ajaccio, Bonifacio (Corse) - Santa Térésa, Olbia (Sardaigne) via les Bouches de Bonifacio.

THÈME : Le domaine calco-alcalin du batholite Corso-Sarde de part et d'autre du détroit de Bonifacio : composition, structure, organisation d'ensemble du batholite (par J.B. ORSINI).

L'itinéraire Ajaccio-Olbia permet une traversée du batholite dans sa partie centrale. Au cours de cette journée les principaux termes pétrographiques constituant l'association plutonique calco-alkaline seront examinés et leurs caractères distinctifs par rapport à l'association potassique (3.3.6) soulignés. L'accent sera mis sur l'anatomie du batholite : composition, structure, chronologie relative de mise en place des différents groupes intrusifs, organisation d'ensemble du domaine calco-alkalin. Sur la base de ces données, les problèmes posés par l'existence d'éventuels mouvements relatifs post-batholitiques entre les deux îles seront discutés.

Présentation schématique du domaine calco-alkalin corse.

Les granitoïdes carbonifères de l'association calco-alkaline corse peuvent se subdiviser tout comme en Sardaigne en trois grands groupes ; ce sont dans l'ordre chronologique de mise en place : les tonalites et granodiorites G I, les monzogranodiorites G II, les granites leucocrates G III. Leur sont intimement associées des roches basiques de composition gabbrodioritique à tonalitique qui, suivant les gisements paraissent antérieures, synchrones ou postérieures à la mise en place des intrusions, G I, G II, G III.

La répartition spatiale des trois groupes est relativement bien ordonnée. Les groupes G I-G II se disposent de façon telle qu'une zonation longitudinale de ce domaine suivant des bandes NW-SE peut être définie (fig. 4). Cette zonation marque une direction majeure dans le batholite, soulignée à une autre échelle par l'orientation également NW-SE de nombreux septa de roches basiques ainsi que par celle des fluidalités magmatiques.

Les intrusions leucocrates du groupe G III ne participent pas à l'organisation d'ensemble G I-G II. Elles se disposent orthogonalement à la zonation précédente faisant apparaître une 2^e direction structurale NE-SW.

Enfin, les complexes annulaires du cycle alcalin postérieur sont tout à fait indépendants par rapport à cette organisation.

L'itinéraire Sarde (7) nous permettra de retrouver le prolongement vers le sud du domaine calco-alkalin avec une composition et une organisation identiques dans ses grandes lignes.

NOTA. - Etant donné la longueur de cette étape (220 km) et compte tenu des impératifs d'horaire imposés par la traversée en bateau des Bouches de Bonifacio le nombre d'arrêts a été limité à quatre. De nombreux commentaires seront donnés tout au long du parcours en car.

5.1. Monzogranodiorites du groupe G II : Route N 196 Ajaccio-Sartene entre le col Saint Georges et le départ de la N 850 (X = 8° 56' 33"; Y = 41° 52' 34").

La route N 196 entaille dans ce secteur des granitoïdes du groupe G II. Ce type de granitoïdes à gros grain ou à macrocristaux de feldspath potassique est typique de la zone A du domaine calco-alkalin aussi bien en Corse qu'en Sardaigne. Des facies comparables à ceux de cet arrêt pourront être observés dans l'intrusion de Budduso (7.3). Des variations importantes de facies sont observables au sein de cette zone à l'échelle locale ou régionale. La coupe de la N 196 entre le col Saint-Georges et la N 850 permet de visualiser ces variations locales depuis des termes à tendance granodioritique, riche en amphibole jusqu'à des termes monzogranitiques à biotite seule.

5.2. Granodiorites du groupe G II : village de Forciolo (X = 9° 00' 40"; Y = 41° 51' 16").

L'itinéraire Ajaccio-Bonifacio ne fait qu'effleurer la zone centrale du domaine calco-alkalin (Zone B). Le détour par la N 850 puis la D 26 jusqu'au village de Forciolo permet d'observer les granitoïdes G II dans de bonnes conditions.

Il s'agit sur cet arrêt de tonalites à biotite et amphibole à texture fluidale nettement marquée, riches en enclaves sombres de composition plagioclasique. Des facies tout à fait identiques, présentant les mêmes compositions pourront être observés en Sardaigne (7.2.) sur la bordure occidentale du batholite (Zone B').

5.3. Gabbro-diorite de Sollacaro (X = 8° 55' 51"; Y = 41° 44' 40").

Toute la zone comprise entre le Sartenais au sud et Petreto-Bichisano au nord est extrêmement riche en roches de composition basique à intermédiaire : gabbro, diorite, tonalite. De ce fait, cette zone se marque sur le plan gravimétrique par une importante anomalie positive. Le gisement de Sollacaro est à la fois un

des plus importants à l'affleurement et le plus accessible le long de l'itinéraire emprunté. A partir de ce gisement seront présentés les caractères essentiels des roches basiques qui se trouvent associées au domaine batholitique calco-alcalin.

5.4. *Les granites leucocrates du groupe G III.*
Massif de l'Homme de Cagne - La Mariole
(X = 8° 57' 55"; Y = 41° 29' 50").

Dans ce secteur la route N 196 entaille des monzogranites leucocrates et siliceux qui constituent l'intrusion de l'Omo di Cagna. Il s'agit d'un exemple d'intrusion G III qui, comme beaucoup d'autres, en Corse comme en Sardaigne, présente une direction d'allongement NE-SW, oblique sur la zonation G I-G II. Ces granitoides terminent la séquence magmatique hercynienne. Ils sont recoupés uniquement par les structures annulaires appartenant au cycle permien moyen à supérieur.

SIXIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Olbia, Lodé, Lula, Bono, Bolotana, Nuoro.*

THÈME : *Le socle cristallophyllien de la Sardaigne septentrionale (partie orientale) (par C. GHEZZO et C.A. RICCI).*

L'objet de cette journée est de présenter les grands ensembles cristallophylliens de la Sardaigne septentrionale (partie orientale). Les différents arrêts proposés permettront de comparer ces formations métamorphiques avec celles de Provence (voir Itinéraire 1.5-10) et de montrer les corrélations possibles avec ces dernières.

6.1. *Métabasites et migmatites avec reliques de paragneiss granulitiques.*

M. Giu Nieddu (environ 7 km NE Olbia; Lat. 40° 57' 30"; Long. 2° 52' 30").

Au sein de migmatites plus ou moins hétérogènes affleure un ensemble de roches à amphibole auxquelles

les sont associés, en quantités subordonnées, les termes ultramafiques dont la composition normative est celle de gabbros mélanocrates à olivine. Dans les termes ultramafiques coexistent deux paragénèses en déséquilibre : l'une, anhydre, granulitique (olivine ± grenat ± orthopyroxène ± clinopyroxène), l'autre, amphibolique (hornblende, spinelle, chlorite). Dans les migmatites encaissantes, de nombreux indices prouvent aussi que la recristallisation diffuse d'âge hercynien s'est exercée sur des roches contenant déjà des paragénèses anhydres, de haut grade (disthène, fedspath potassique, grenat).

6.2. *Eclogites dans les migmatites.*

Pointe Li Tulchi (3 km SE de S. Teodoro; Lat. 40° 44' 30"; Long. 2° 44' 20").

Dans un complexe métamorphique constitué de migmatites artéritiques affleurent des masses de roches éclogitiques. La paragénèse originelle de ces dernières était vraisemblablement représentée par l'association grenat ± pyroxène omphacitique; ces roches ont ensuite recristallisé dans le faciès amphibolite, sans doute au cours d'un événement hercynien.

6.3. *Orthogneiss granodioritiques (magmatisme acide pré-hercynien)*

Riu Mannu (environ 2 km W de Lodé; Lat. 40° 35' 40"; Long. 2° 57' 15").

Dans le lit de Riu Mannu affleurent les orthogneiss granodioritiques de la bande Siniscola-Mamone; il s'agit d'une intrusion (458 ± 31 M.A.) métamorphisée dans le faciès amphibolite au cours d'un événement hercynien daté à 290-310 M.A. (âge sur minéraux). Elle contient de nombreuses inclusions mélanocrates orientées selon la schistosité subverticale de direction Est-Ouest. En outre, on observe de nombreux « kink bands » orthogonaux par rapport à cette même schistosité. Plus au nord, des orthogneiss identiques forment des masses de plus petites dimensions associées à des migmatites.

6.4. *Gneiss ocellés et micaschistes à grenat, disthène, staurotide*

(environ 2 km Est de Lodé; Lat. 42° 36' 0"; Long. 2° 53' 10").

En ce point, on peut observer le passage septentrional, par alternance, entre les gneiss ocellés (que nous verrons au prochain arrêt) et les micaschistes à grenat. Un peu plus au Nord, ces mêmes micaschistes renferment de la staurotide et du disthène.

6.5. *Gneiss œillés (volcanisme acide pré-hercynien)*
Maison cantonnière S. Anna
(Lat. 40° 34' 30"; Long. 2° 19' 15").

Le long de la route qui conduit à Lula, on observe différents affleurements de gneiss œillés et le passage méridional, par alternance, à des micaschistes et des paragneiss. La formation des gneiss œillés est constituée par des corps stratiformes renfermant des intercalations peu épaisses de micaschistes. Cet ensemble est interprété comme d'anciennes rhyolites (441 ± 33 M.A.) et leurs produits de remaniement arkosiques ayant subi un métamorphisme régional hercynien. La formation des gneiss œillés constitue les flancs d'un grand pli isoclinal dont le cœur est constitué par les orthogneiss granodioritiques de Siniscola-Mamone; son plan axial d'orientation Est-Ouest plonge vers le Sud. (40-50°).

6.6. *Le complexe métamorphique de Lula*
(Lat. 42° 28' 15"; Long. 2° 58' 00").

La route qui conduit à Lula recoupe un ensemble métamorphique : micaschistes, paragneiss, phyllades plus ou moins charbonneuses, métagrès. Vers le Sud, cette succession montre une diminution progressive de l'intensité du métamorphisme (chloritoïde → grenat → biotite → chlorite). Cet arrêt permet d'observer des métamorphites du faciès schistes verts (zone à chlorite ± biotite).

6.7. *Amphibolites dans les schistes du Mont Rasu, près de Bono*
(volcanisme basique préhercynien; Lat. 40° 25' 30"; Long. 3° 25' 45").

Séquence de roches métamorphiques d'origine para (pelites, grès) avec intercalations de metabasaltes. Ces derniers d'affinité alcaline continentale, sont à rattacher au magmatisme basique Ordovicien supérieur-Silurien. Cette séquence a d'abord subi la tectonique et le métamorphisme régional hercynien (faciès schistes verts) puis le métamorphisme de contact induit par les intrusions de Burgos et d'Anela (fig. 10).

6.8. *Succession métasédimentaire avec intercalation de porphyroïdes*
(Volcanisme acide pré-hercynien - Intrusion granodioritique de Bolotana; environ 2 km de Bolotana; Lat. 40° 21' 00"; Long. 3° 30' 00").

Le long de la route en direction de Bolotana (fig. 1), affleure une partie de la série métamorphique qui comprend des quartzites, des marbres, des calcschis-

tes, des schistes noirs charbonneux et différents niveaux de porphyroïdes (anciennes vulcanites, rhyodacitiques et méta-arkoses). La totalité de la série est vraisemblablement d'âge Ordovicien supérieur-Silurien. L'intrusion granodioritique à biotite de Bolotana, appartenant au complexe intrusif granodioritique à tonalitique du Gocéano-Serra di Orotelli (groupe G I), est responsable du métamorphisme de contact qui affecte partiellement la série métamorphique.

SEPTIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Nuoro, Bono, Budduso, Oschiri, Alghero*
(matin) - (Après-midi : détente)

THÈME : *L'association plutonique calco-alcaline de Sardaigne septentrionale dans son cadre géologique* (par C. GHEZZO, J. ORSINI et C.A. RICCI).

L'objet de cette demi-journée d'excursion est de montrer les principaux termes de l'association plutonique calco-alcaline dans leur cadre régional. Les quatre arrêts proposés permettront de discuter de la pétrologie, de l'architecture, de la chronologie de mise en place des différents types d'intrusions ainsi que des relations roches basiques-roches acides. Des comparaisons seront établies avec le domaine calco-alcalin corse mettant en évidence analogies et différences. L'anatomie d'ensemble du batholite corso-sarde pourra ainsi être présentée dans le cadre du rameau hercynien Provence-Corse-Sardaigne.

A ce stade de l'excursion, l'ensemble du magmatisme Permo-Carbonifère ayant été analysé, la signification des différentes associations magmatiques sera discutée. Leur extension dans le cadre plus vaste de la chaîne varisque européenne sera considérée; ceci dans le but de situer le bloc corso-sarde par rapport au continent à la fin des temps hercyniens.

7.1. *Le massif de Bono : un exemple d'intrusion du groupe G I*
(Lat. 40° 25' 15"; Long. 8° 27' 30").

Il s'agit d'une intrusion complexe à structure concentrique emboîtée (fig. 10). Trois injections magmatiques successives dont deux présentant des variations progressives de faciès sont responsables de ce

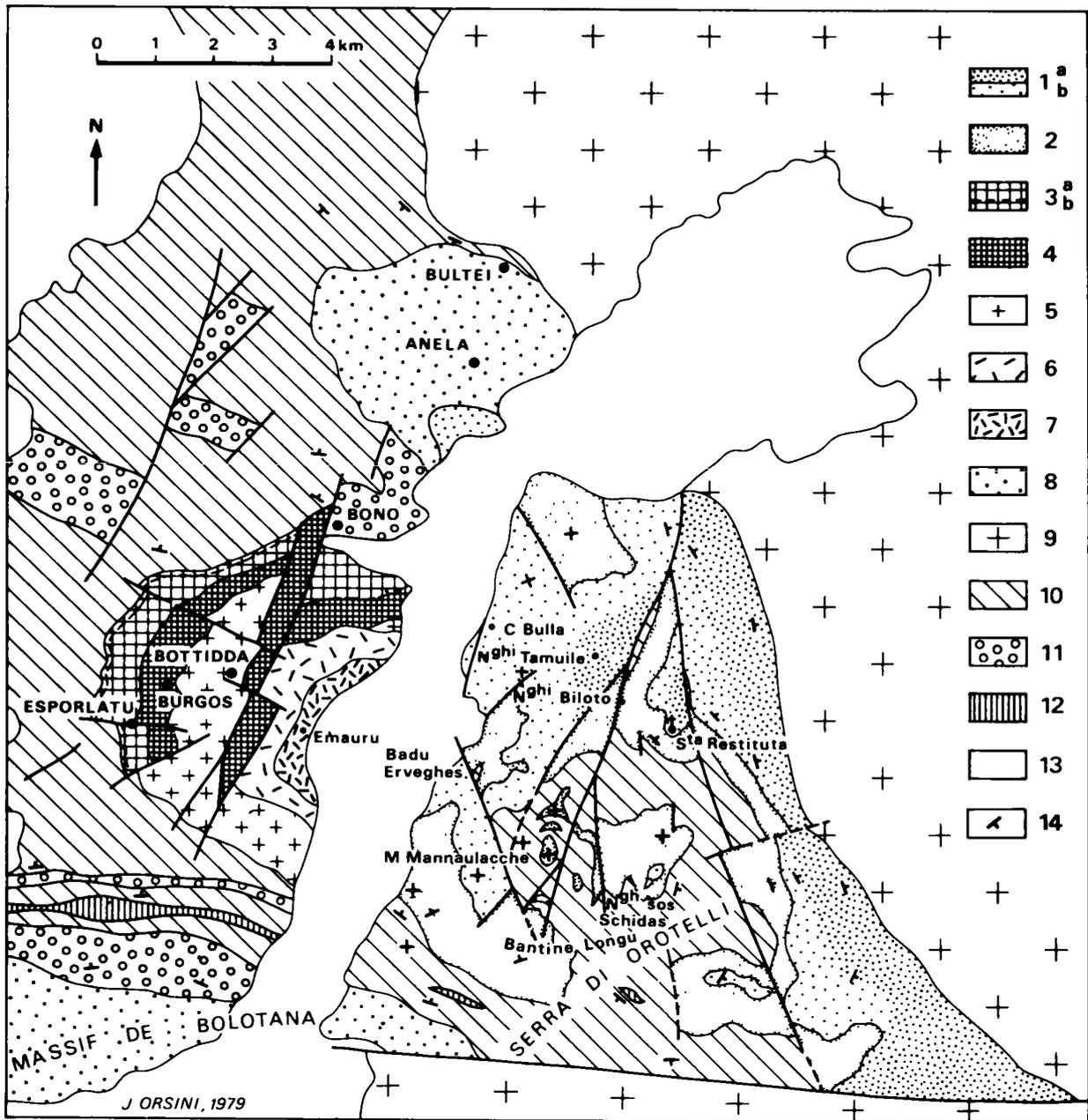


Fig. 10. - Carte géologique du secteur du Gocéano-Serra di Orotelli.

Massif de Sta Restituta, 1a : tonalite à biotite et amphibole type Nghé Tamuile; 1b : Type Casa Bulla; 2 : tonalite à biotite type Nghé Biloto - Massif de Bono - Unité de Burgos; 3a : Tonalite-granodiorite à biotite et amphibole type Esporlatu; 3b : bordure à grain fin; 4 : tonalite à biotite et amphibole type Burgos. Unité de Bottidda : 5 : granodiorite à biotite et amphibole. Unité d'Emauru : 6 : granodiorite à biotite; 7 : granodiorite à biotite et amphibole. Massif d'Anela : 8 : granodiorite à biotite. Massif de Benettuti : 9 : granodiorite-monzogranite à biotite et macrocristaux de F.K.; 10 : socle cristallophyllien; 11 : terrains récents.

type d'organisation. Seule l'unité externe de Burgos sera examinée. Elle montre une évolution de composition depuis des termes tonalitiques (zone interne) jusqu'à des termes à tendance granodioritique (zone externe). Cette évolution pourra être observée le long de la route Burgos-Esporlatu.

7.2. *Les intrusions de Santa Restituta et Benettuti : deux exemples d'intrusions appartenant respectivement au groupe G I et G II*
(Santa Restituta; Lat. 40° 23' 00"; Long. 3° 21' 20").

Le massif de Benettuti (302 ± 5 M.A.) de composition granodioritique à monzogranitique est présenté en tant qu'intrusion du 2^e groupe (fig. 10). Nous ne verrons que le faciès marginal de cette intrusion qui sur la bordure occidentale recoupe celle de Santa Restituta. Cette dernière de composition tonalitique appartient au groupe G I. Elle se distingue, entre autres, de celle de Bono par son architecture de type stratoïde. Les relations structurales permettant d'établir la chronologie relative de mise en place entre les deux intrusions de St Restituta et de Benettuti seront examinées.

7.3. *L'intrusion de Buddusò : un exemple d'intrusion différenciée à structure concentrique du groupe G II; Buddusò*
(Lat. 40° 34' 30"; Long. 3° 11' 40").

L'intrusion de Buddusò (275 ± 4 M.A.) à dominante monzogranitique est typique des intrusions du 2^e groupe (fig 11). Fortement différenciée, elle montre une évolution magmatique depuis des termes tonalitiques en bordure jusqu'à des monzogranites leucocrates et siliceux au cœur de la structure. Cette succession de faciès permet de retrouver les vestiges d'une ancienne structure zonée concentriquement et oblitérée par les intrusions du groupe G III (Massif de Mte Lerno; - Massif de Concas). L'arrêt proposé dans une carrière de la localité de Buddusò permet d'observer un monzogranite leucocrate qui représente un des termes les plus différenciés de cette intrusion.

7.4. *L'intrusion du Mte Lerno : un exemple d'intrusion du groupe G III*
(Lat. 40° 36' 3"; Long. 3° 21' 00").

Il s'agit de la plus vaste intrusion de monzogranite leucocrate appartenant au groupe G III. Comme toutes les autres intrusions du groupe (voir itinéraire corse n° 5) celle du Mte Lerno présente un axe d'allongement préférentiel orienté NE-SW. Les monzogranites de ce groupe se distinguent des termes différenciés du groupe précédent par leur composition minéralogique et géochimique. L'arrêt proposé nous permettra d'observer les faciès de bordure à grain fin de l'intrusion du Mte Lerno recoupant nettement les textures fluidales de l'intrusion de Pattada : granodiorite à biotite du groupe G I. Tout comme dans la partie corse du domaine calco-alcalin, ces intrusions G III terminent la séquence calco-alcaline.

HUITIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Alghero - Alghero.*

THÈME : *Le socle cristallophyllien de l'extrémité occidentale de la Sardaigne du Nord (P.C. PERTUSATI et C.A. RICCI) et sa couverture mésozoïque (A. CHERCHI).*

A. Le socle cristallophyllien.

Au cours de ces trois arrêts permettant d'observer les principaux faciès pétrographiques du soubassement cristallophyllien de la Nurra, les auteurs insisteront particulièrement sur l'évolution du métamorphisme et de la tectonique dans le sens Sud-Nord en précisant des relations cristallisations-déformations

Geological map of Gocéano-serra di Orotelli area.

Sta Restituta massif : 1a : biotite + amphibole bearing tonalite (Nghe Tamuile type); 1b : Casa Bulla type; 2 : biotite bearing tonalite (Nghe Biloto type). - Bono massif-Burgos unity : 3a : biotite + amphibole bearing tonalite - granodiorite (Esporlatu type); 3b : fine grained margin; 4 : biotite + amphibole bearing tonalite (Burgos type). Bottida unity : 5 : biotite + amphibole bearing granodiorite. Emaury unity : 6 : biotite bearing granodiorite; 7 : biotite + amphibole bearing granodiorite. Anela massif : 8 : biotite bearing granodiorite. Benettuti massif : 9 : biotite bearing granodiorite - monzogranite with alkali feldspars megacrysts; 10 : metamorphic basement; 11 : recent formations.

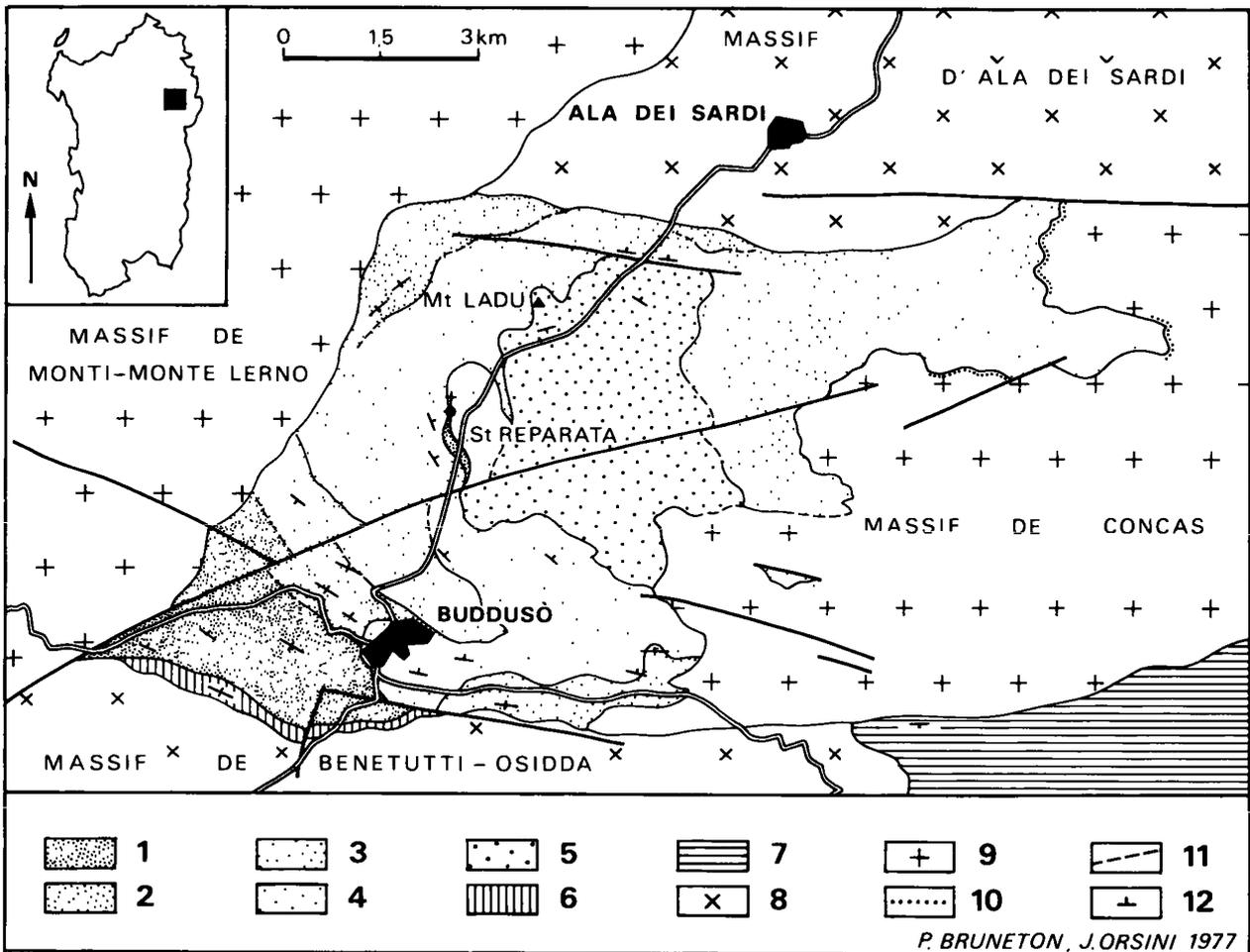


Fig. 11. - Carte géologique du massif de Budduso.

1 : bordures figées du massif de Concas (GIII); 2 : fluidalité magmatique planaire; 3 : limites géologiques supposées; 4 : (Ia-Ib) tonalite et granodiorite à amphibole; 5 : (Ic) monzogranite à amphibole; 6 : (IIa) monzogranite riche en biotite; 7 : (IIb) monzogranite leucocrate à gros grain; 8 : (III) monzogranite leucocrate à grain fin; 9 : septa métamorphiques; 10 : cristalphyllien de la région Lodé-Mamone; 11 : autres granitoides de groupe GII; 12 : granitoides du groupe GIII.

Geological map of Budduso massif.

1 : chilled margins of Concas massif (GIII); 2 : magmatic fluidality; 3 : supposed geological limits; 4 : (Ia-Ib) amphibole bearing tonalite and granodiorite; 5 : (Ic) amphibole bearing monzogranite; 6 : (IIa) monzogranite with abundant biotite; 7 : (IIb) coarse grained leucocratic monzogranite; 8 : (III) fine grained leucocratic monzogranite; 9 : metamorphic relicts; 10 : metamorphic series of Lodé-Mamone; 11 : other GII granitoids; 12 : GIII granitoids.

(fig. 12). Les corrélations avec les formations métamorphiques de Sardaigne orientale et de Provence seront discutées.

8.1. Punta Argentièra

(Lat. 40° 44' 00"; Long. 4° 18' 20").

Le long de la côte depuis Argentièra jusqu'à Punta Argentièra on observe une séquence constituée par

des alternances de quartzites ± méta-grès-phyllades. L'ensemble a subi une tectonique polyphasée et a été métamorphisé dans l'épizone (zone de la chlorite).

8.2. Tanca della Marina

(Lat. 40° 52' 10"; Long. 4° 13' 50").

Séquence de micaschistes, paragneiss albitiques, quartzites métamorphisés dans la zone de la biotite.

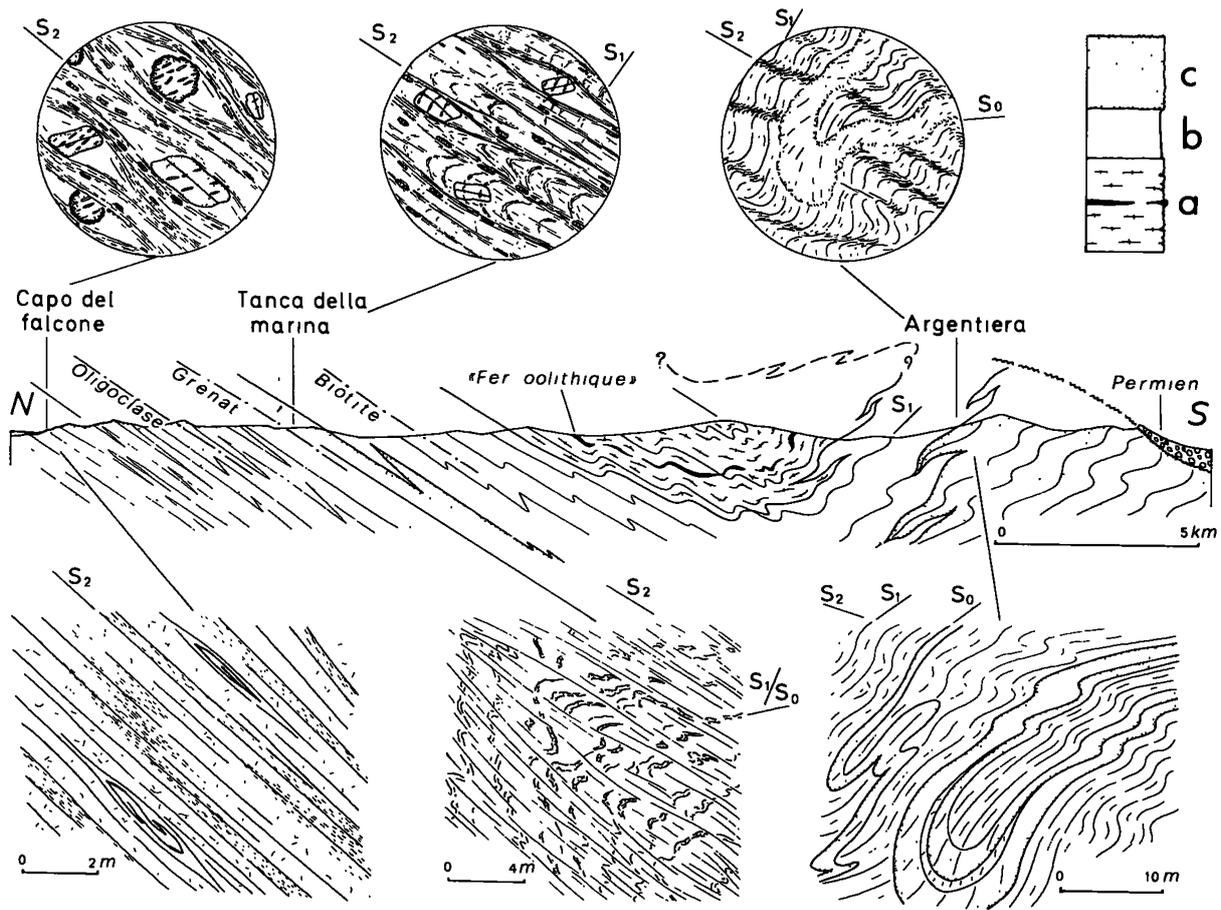


Fig. 12. - Coupe N-S à travers la Nurra montrant les relations schématiques entre tectonique et métamorphisme dans les trois arrêts.

La série est renversée et est constituée par les formations suivantes : a) Phyllades avec méta-grauwackes volcaniques et porphyroïdes (Ordovicien ?), « fer oolithique », phyllades graphitiques avec metabasalts et méta-gabbros (Silurien); b) Phyllades avec méta-conglomérats (Dévonien); c) Méta-grès, phyllades et quartzites (Carbonifère ?), gneiss et micaschistes de la zone au Nord.

N-S section through Nurra area showing schematic relations between tectonics and metamorphism in the three stops. The serie is overturned and formed by the following formations : a) Phyllites with volcanic meta-greywackes and "porphyroids" (Ordovician ?), oolitic iron ore, graphitic phyllites with meta-basalts and meta-gabbros (Silurian); b) Phyllites with meta-conglomerates (Devonian); c) Meta-Sandstones, phyllites and quartzites (Carboniferous ?), gneisses and schists of northern area.

8.3. Capo del Falcone

(Lat. 40° 58' 10"; Long. 4° 15' 00").

Gneiss de Stintino : équivalent de la séquence précédente dans une zone de métamorphisme plus élevée. A noter le développement des phénomènes de blastèse.

B. La couverture mésozoïque.

Les assises crétacées de Sardaigne occidentale présentent d'étroites similitudes sédimentologiques et faunistiques avec les séries équivalentes de Provence et du domaine pyrénéen oriental. Cette parenté sera mise en évidence au cours des trois arrêts qui seront effectués sur le Mésozoïque de la Nurra.

8.4. *Le Jurassique supérieur – Crétacé inférieur de Cala d'Inferno-Torre del Bollo*
(Lat. 40° 34' 50"; Long. 4° 17' 50").

La falaise de la Cala d'Inferno montre, dans sa partie sud-est l'une des meilleures coupes du passage Jurassique-Crétacé de la Nurra. Le contenu faunistique correspond à celui du Barrémien de Provence et des Pyrénées orientales, ce qui témoigne des étroites relations paléogéographiques de ces régions. D'une manière générale le Crétacé inférieur de Sardaigne occidentale rappelle fortement celui du type « varois méridional » de la Provence.

8.5. *Le Crétacé supérieur de Capo Caccia et la discordance Barrémien-Coniacien*
(Lat. 40° 33' 45"; Long. 4° 17' 20").

Les escaliers qui conduisent à la grotte de Neptune recoupent une puissante série (100 m) subhorizontale de calcaires à rudistes du crétacé supérieur (Coniacien à Santonien); ces derniers reposent, en discordance angulaire, sur le Barrémien (faciès Urgonien) qui pend vers le sud-est de 30° environ. Comme pour le Crétacé inférieur, il convient de souligner l'étroite parenté faunistique avec les niveaux de même âge de Provence et du Nord-Est de l'Espagne.

8.6. *Le Crétacé du secteur d'Olmedo; niveau à bauxite*
(Lat. 40° 03' 00"; Long. 40° 39' 30").

Sur quelques mètres de marnes du « Purbeckien » à Ostracodes et Characées et du Néocomien (séparées par un banc de bauxite de 4 à 6 m d'épaisseur) repose le Crétacé Supérieur. Celui-ci est constitué par une série calcaire à Rudistes (Coniacien), suivie d'une série marneuse à Foraminifères planctoniques (Santonien) indiquant des conditions de mer plus ouverte et une subsidence plus accentuée par rapport au secteur de Capo Caccia.

NEUVIÈME JOURNÉE

ITINÉRAIRE : *Alghero – Alghero (Sardaigne septentrionale).*

THÈME : *Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque du Logudoro (Sardaigne nord-occidentale), (par C. COULON).*

L'objet de la neuvième journée est l'étude du volcanisme calco-alcalin de Sardaigne; celui-ci est en effet une conséquence, sur le plan magmatique, de la dérive de l'île vers le Sud Est. Les diverses expressions de ce volcanisme (laves du cortège andésitique, épanchements ignimbritiques) seront observées dans le Logudoro (Sardaigne Nord occidentale). Les relations temporelles existant entre le déplacement de la Sardaigne et les manifestations volcaniques seront dégagées en confrontant les données géochronologiques et paléomagnétiques. En fin de journée, une synthèse sera faite sur le problème de la dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne, à la lumière des différents arguments développés au cours de l'excursion.

9.1. *L'intrusion microdioritique tertiaire d'Alghero*
(Cala Bona, Lat. 40° 32' 30"; Long. 4° 07' 45").

La microdiorite quartzique d'Alghero, intrusive dans un encaissant d'âge triasique vraisemblable a été datée à $27,5 \pm 1$ M.A.; elle fait partie intégrante du cycle volcanique calco-alcalin qui s'est manifesté en Sardaigne durant l'Oligo-miocène. Elle présente d'étroites analogies pétrographiques et chimiques avec les estérellites du massif de l'Estérel (GIRAUD *et al.*, 1978).

9.2. *Série ignimbritique inférieure; route Alghero-Villanova Monteleone*
Lat. 40° 32' 00"; Long. 4° 05' 00").

La route Alghero-Villanova Monteleone recoupe la série ignimbritique « inférieure » (âge $22,7 \pm 0,8$) constituée d'un empilement de « ash and pumice flows » diversement soudées (épaisseur minimale 500 m). Ces roches sont de nature rhyolitique. L'arrêt 9.2 permet l'échantillonnage d'un niveau d'obsidienne situé à la partie basale de l'un de ces épanchements pyroclastiques.

9.3. *Les ignimbrites du secteur de Monteleone Rocca Doria*
(Lat. 40° 28' 05"; Long. 3° 53' 30").

Ce secteur situé à proximité du relief du Mte Minerva (ignimbrites « supérieures ») permet l'échantillonnage d'un autre faciès commun au sein des nappes pyroclastiques; il s'agit de tufsponceux à structure vitroclastique. Ceux qui affleurent sous le chapeau de calcaires miocènes de Monteleone Rocca Doria sont vraisemblablement liés au cycle éruptif du Mte Traessu (voir arrêt 9.7).

9.4. *Panorama sur les formations volcaniques du secteur de Romana*

(route Romana-Itiri : Lat. 40° 29' 45"; Long. 3° 51' 15").

Aux environs de Romana se sont produits divers épisodes volcaniques calco-alcalins de nature variée : manifestations andésitiques (andésites « supérieures » et extrusions de la série « andésitique terminale »), épanchements ignimbritiques, rhyodacites du Mte Frusciu, coulée rhyolitique du Mte Traessu (voir fig. 13).

9.5. *Le massif rhyodacitique du Mte Frusciu*

(Lat. 40° 30' 15"; Long. 3° 50' 10").

L'extrusion rhyodacitique du Mte Frusciu (âge $17,2 \pm 0,2$ M.A.) est constituée par la coalescence de

deux dômes; les fluidalites montrent qu'ils se sont étalés et ouverts par apport interne de matière, en particulier dans la partie sud qui correspond à une zone de débordement.

9.6. *Les basaltes alumineux du massif du Mte Seda Oro*

(Lat. 40° 31' 00"; Long. 3° 45' 45").

Le massif volcanique du Mte Seda Oro correspond à une lignée calco-alcaline de différenciation (basaltes-andésites-dacites) commandée par un processus de cristallisation fractionnée. Les basaltes - relativement abondants au sein de l'association andésitique sarde - sont bien représentés dans ce secteur (âge 24 M.A. environ); leur composition minéralogique et chimique est similaire à celle des basaltes décrits dans de nombreuses régions du globe au sein de suites calco-alcalines.

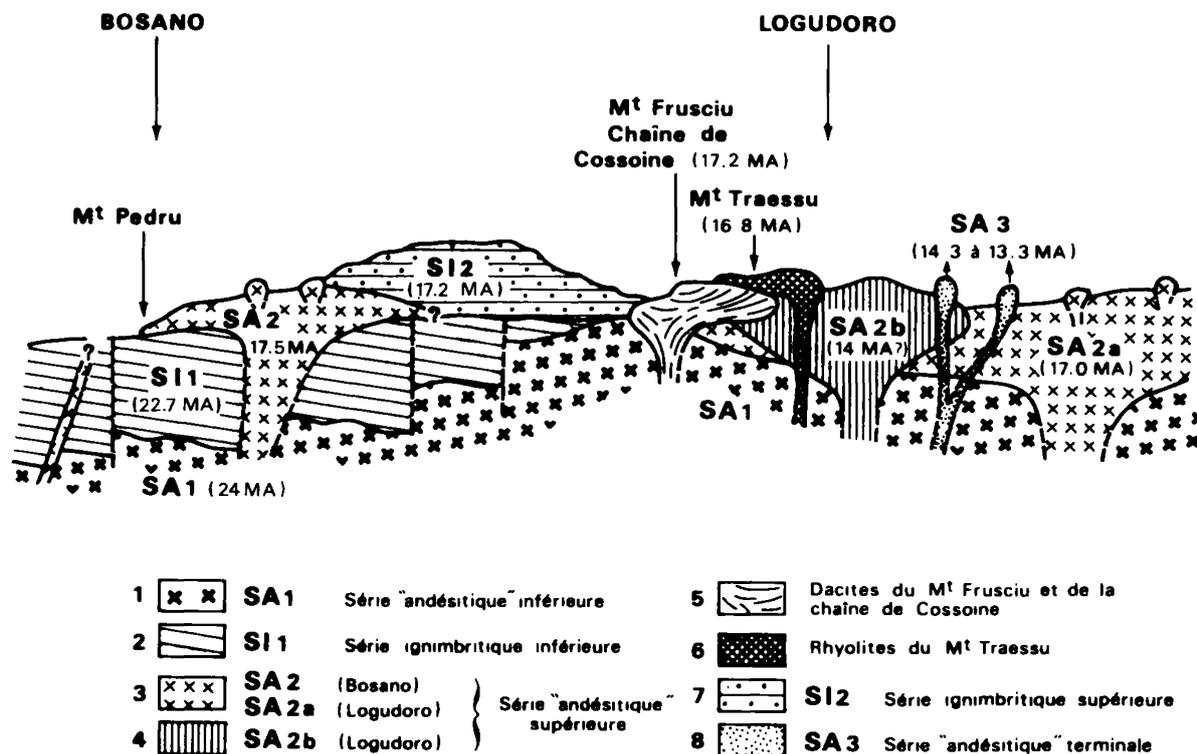


Fig. 13. - Coupe idéale et simplifiée des séries volcaniques cénozoïques anté-langhiennes de la Sardaigne nord occidentale (les relations volumétriques des différentes séries ne sont pas respectées). Les âges absolus (M.A.) ont été déterminés par la méthode K-Ar, par BELLON (1976) et EDEL *et al.* (1979); certaines divergences apparaissent entre ces âges et les relations de terrain.

Ideal and simplified section of Cenozoic volcanic series (pré-langhian) in N.W. Sardinia (volumetric proportions are not respected). Absolute datations (K-Ar method) were performed by BELLON (1976) and EDEL *et al.* (1979). Some discrepancies appear between the ages and field relations.

9.7. *Le massif rhyolitique du Mte Traessu*

(Maison cantonnière « Sa Terralva »; Lat. 40° 28' 15"; Long. 3° 46' 45").

Les produits qui ont été émis au cours du cycle éruptif du Mte Traessu (âge 16,8 ± 0,2 M.A.) sont, par ordre chronologique, des tufs, une nappe de ponces et une coulée de lave vitreuse. Minéralogiquement et chimiquement, toutes ces roches sont similaires; leur composition est rhyolitique. Ce massif volcanique constitue un excellent exemple d'évolution progressive du dynamisme éruptif uniquement gouvernée par l'importance de la phase gazeuse dans le magma.

9.8. *Le dôme andésitique du Mte Ozzastru*

(Nord-Ouest de Thiesi; Lat. 40° 33' 30"; Long. 3° 48' 00").

Le dôme du Mte Ozzastru représente l'une des expressions volcaniques fréquentes de la série andési-

tique « supérieure » (âge 17,5 M.A.). La lave qui le constitue est une andésite à deux pyroxènes; ce type de roche est commun au sein de l'association calco-alcaline de Sardaigne.

9.9. *Les épanchements ignimbritiques du secteur du Mte Torru*

(Lat. 40° 32' 50"; Long. 3° 51' 00").

Les reliefs du secteur du Mte Torru sont constitués par l'empilement – sur une épaisseur d'environ 200 m – de nappes à dynamisme ignimbritique (série ignimbritique supérieure; âge 17 M.A. environ). Ces épanchements sont caractérisés par l'abondance des xénolites (brèches pyroclastiques); leur composition est rhyodacitique.

Sur ce site, sur lequel s'achève l'excursion, une synthèse du problème de la dérive de la Corse et de la Sardaigne sera présentée.